Universidade de Brasília/UnB
Grupo de Estudos do Geossistema Cárstico – geoCarste/UnB

RELATÓRIO FINAL

TCCE 01/2018 – Vale/ICMbio

Susceptibilidade, Hidrologia e Geomorfologia Cárstica Aplicadas à Conservação do Patrimônio Espeleológico da Área de Proteção Ambiental das Nascentes do Rio Vermelho

Coordenador: Prof.Dr. Rogerio Uagoda

(Universidade de Brasília/UnB)

ÍNDICE

INTRODUÇÃO..... 03

PRODUÇÃO BIBLIOGRÁFICA..... 06

CAPITULO 1. *Detecção de dolinas com apoio de modelos digitais de elevação e imagens de alta resolução: estudo de caso na apa nascentes do rio Vermelho-GO*... 10

CAPITULO 2. *Mapeamento de solos através de técnicas diretas e indiretas na Apa Nascentes Do Rio Vermelho, Mambaí-GO.* 173

CAPITULO 3. A*nálise da eficiência dos arranjos dipolo-dipolo e polo-dipolo na detecção de cavernas na região de Mambaí, Goiás*..... 284

CAPITULO 4. K*nowledge of the internal structures of karst areas using geophysical techniques: a case study of Mambaí (Goiás, Brazil)*..... 370

CAPITULO 5. *Estudo de sedimentos clásticos em caverna enquanto registros paleoambientais: gruna tarimba, Mambaí/GO*..... 403

CAPITULO 6. *Estudo e mapeamento da vulnerabilidade do sistema cárstico do alto curso da bacia do rio Corrente no nordeste goiano*..... 500

CAPITULO 7. I*nteração entre os sistemas aquíferos Urucuia e Bambuí na região de Mambaí, go: integração de dados geológicos, potenciométricos, hidroquímicos e isotópicos* 714

CAPITULO 8. *Dinâmica paleoambiental em vales secos da Área de Proteção Ambiental Nascentes Do Rio Vermelho-APANRV, Mambaí-GO*..... 801

CAPITULO 9. *Impactos hidrológicos da restauração ambiental de uma área de carste nos Cerrados*..... 977

CAPITULO 10. Estudo das conexões hidrológicas no sistema cárstico gruta da Tarimba, Mambaí, Goiás..... 1092

CAPITULO 11. Estudo em ambiente carstico do cerrado: processos hidrossedimentológicos..... 1228

CAPITULO 12. *Manejo em terrenos cársticos: estudo de caso na Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho – APANRV/GO*..... 1340

CAPITULO 13. Geoquímica e mineralogia de tufas calcárias da Área de Proteção Ambiental das Nascentes do Rio Vermelho (APANRV), nordeste de Goiás 1356

RELATÓRIO FINAL
TCCE 01/2018 – Vale/ICMbio

Título (Title)
Susceptibilidade, Hidrologia e Geomorfologia Cárstica Aplicadas à Conservação do Patrimônio Espeleológico da Área de Proteção Ambiental das Nascentes do Rio Vermelho

Coordenador Geral:
Rogerio Uagoda, Professor Associado, Universidade de Brasília
Lattes: https://orcid.org/0000-0002-9448-1313

Professores que participaram da execução do projeto:
Welitom Borges, Diretor do Instituto de Geociências, Universidade de Brasília
Jeremie Garnier, Professor Associado do Instituto de Geociências, Universidade de Brasília
José Eloi Campos, Professor Associado do Instituto de Geociências, Universidade de Brasília
Henrique Chaves, Professor Associado do Departamento de Engenharia Florestal/FT, Universidade de Brasília

INTRODUÇÃO

Esse relatório técnico visa apresentar os resultados alcançados no projeto realizado no TCCE 01/2018 - Vale/ICMbio, PROCESSO Nº: 02667.000110/2017-10: *Susceptibilidade, Hidrologia e Geomorfologia Cárstica Aplicadas à Conservação do Patrimônio Espeleológico da Área de Proteção Ambiental das Nascentes do Rio Vermelho*. DOU N.99 SEÇÃO 3 de 24/05 de 2018.

O projeto realizado na Apa Nascentes do Rio Vermelho (APANRV) foi desenvolvido considerando o sistema cárstico como um geossistema único, o que viabilizou entender os processos hidroerosivos que são interconectados e o transporte de sedimentos e poluentes que atingem as cavernas. Para isso, os diferentes projetos que compõe os estudos na APANRV estão baseados no estudo dos materiais constituintes, dos aportes de energia e no transporte e armazenamento de matéria transportada desde a superfície até as cavidades.

Todos temas (1 a 13) são apresentados aqui em forma de capítulos. Uma explicação detalhada sobre o desenvolvimento dos projetos na APA NRV também pode ser consultado em duas lives sobre o projeto, organizadas pelo Grupo de Espeleologia da GREGEO/UnB (https://www.youtube.com/watch?v=-wLRyhJO45g); e, pela União da Geomorfologia Brasileira/UGB (https://www.youtube.com/watch?v=lKDa4i-qGqk.) em 2020. Além disso, também foi realizada uma reportagem no Globorepórter, guardiões do cerrado, sobre o nosso trabalho (https://globoplay.globo.com/v/10119743/)

Nesse relatório apresentaremos os resultados que cumpriram com os produtos, apresentados abaixo, elencados no corpo do projeto que fora publicado em DOU em anexo ao TCCE Vale 1/2018, no que concerne a parte de hidrogeologia.

a. Gráficos de correlação entre as feições cadastradas e os fatores controladores (geologia, pedologia, etc.);

b. Mapa de zoneamento geoambiental preliminar;
c. Mapeamento multitemporal entre 1970-2016 de evolução do uso das terras;
d. Modelo de balanço hidrossedimentológico da Bacia do Rio Correntes;
e. Mapeamento do potencial erosivo e do total de sedimentos transportados a montante das cavernas;
f. Detalhamento litoestrutural da coluna estratigráfica com foco nas cavidades naturais subterrâneas;
g. Mapa litológico 1:50.000 da APANRV;
h. Mapas de detalhe em áreas pré-selecionadas de cavernas em escala 1:5.000;
i. Mapa de solos detalhado da APANRV em escala 1:50.000 centrado nos aspectos hidrológicos;
j. Relatório com modelo de evolução morfopedológico dos sistemas cársticos e fluviais;
k. Mapa de aptidão agrícola;
l. Construção da hidrógrafa anual em pontos pré-selecionados de sistema flúvio cárstico;
m. Relatório de Carga Sólida Anual (QSS) em sistema flúvio cárstico;
n. Relatório de qualidade das águas superficiais e subsuperficiais;
o. Relatório de qualidade das águas subterrâneas dos aquíferos estudados e sua relação com o sistema cárstico;
p. Relatório com modelo da dinâmica hidrogeológica dos aquíferos estudados e sua influência na espeleogênese;
q. Relatório sobre o uso da sísmica no estudo da vulnerabilidade de cavidades a perturbações antropogênicas com foco no tráfego rodoviário;
r. Relatório com a identificação de contatos litológicos e dos aquíferos com o uso de sísmica;
s. Mapeamento em 3D dos principais sistemas cársticos com o uso de métodos elétricos e georadar;
t. Relatório com perdas de solo em diferentes tipos de cobertura;
u. Mapa de comportamento hidrossedimentar dos solos da APANRV;
v. Cronoestratigraia e paleoambientes dos sedimentos clasticos depositados nas cavidades naturais;
w. Estudo dos tipos de recarga do carste e rotas de captura intra condutos.
x. Cadastro de todas as feições cársticas e demais elementos relevantes da paisagem em relação a erosão e uso do solo;
y. Mapeamento e caracterização das Tuafas da APANRV;

O trabalho foi desenvolvido e organizado em Teses, dissertações, trabalhos de Pós doutorado, e TCC's, os quais são apresentados aqui como capítulos, de 1 a 13. Abaixo será apresentado um pequeno resumo de cada capítulo, com a indicação de qual produto o capítulo abarca. Além dos produtos elencados também há novos produtos que foram gerados e estão listados.

O Capitulo 1 é relativo ao mestrado do Geógrafo Cristiano Ferreira Fernandes, desenvolvino no Programa de Pós Graduação em Geografia da Universidade de Brasília, entre 2018 e 2020. O pesquisador desenvolveu mapeamento detalhado sobre as dolinas da APA e da bacia do rio Correntes, correlacionando-as com fatores controladores, como geologia e com outras feições cársticas, como cavernas. Esse mestrado **cumpre com a execução dos produtos a, h e X**.

O Capitulo 2 é relativo ao Mestrado do Geógrafo José Gustavo Silva Nunes, desenvolvido no Programa de Pós Graduação em Geografia da Universidade de Brasília, entre 2018 e 2020. O pesquisador desenvolveu mapeamento detalhado de solos da APANRV, melhoramento do mapa Geológico 1:50.000 e correlação lito-pedológica para estudo da paisagem cárstica e formação de cavernas. Esse mestrado **cumpre com a execução dos produtos g, i, j e u.**

O Capitulo 3 é relativo ao TCC da Geofísica Amanda Cecília Neuhauss Aguiar, desenvolvido no curso de graduação em Geofísica, do Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, realizado em 2019. A pesquisadora atuou em estudos geofísicos com o intuito de gerar um modelo conceitual com um detalhamento estraigráfico na relação cavidadesXsoloXrocha. Esse modelo conceitual apoiou os demais trabalhos de prospecção geofísica. Esse TCC **cumpre com a execução dos produtos f e s.**

O Capitulo 4 é relativo ao Pós Doutorado do Geofísico Yawar Hussain, realizado entre 2018 e 2019. O Pesquisador trabalhou com o uso de Eletrorresistividades, Radar de Pedetração de Solo, Sismica de Refração, e geofones para a identificação de cavidades, estudo de hidrologia subterrânea, identificação de sedimentos colatados e detalhamento da coluna estratigráfica/profundidade de solos. Seu trabalho significou um importante avanço para o estudo geofisico de cavidades no carste tropical. Esse relatório de Pós Doutorado **cumpre com a execução dos produtos q e r.**

O capítulo 5 é relativo ao Mestrado da geóloga Dandara Maria Vitalina da Silva Caldeira, desenvolvido no Programa de Pós Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica, realizado entre os anos de 2018 e 2020. A mestranda estudou as colunas estratigráficas dos sedimentos interiores as cavernas, estabalecendo a cronologia e a correlação paleoambiental do quaternário para a região. Esse mestrado cumpre **com a execução do produto v.**

O Capitulo 6 é relativo ao Doutorado do Geógrafo Olavo Amancio de Oliveira, desenvolvido no Programa de Pós Graduação em Geografia, entre os anos de 2019 e 2023. O pesquisador realizou mapeamentos geoambientais e de vulnerabilidade intrinseca dos sistemas cársticos. Seus dados serão muito uteis para a tomada de decisões pelos gestores da APANRV. Esse doutorado cumpre **com a execução do produto b.**

O Capitulo 7 é relativo ao Mestrado da Geóloga Manoela Freive Galvão, desenvolvido no Programa de Pós Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica, entre os anos de 2020 e 2022. A pesquisadora estudou a influência do Aquifero livre do Urucuia na quantidade e qualidade do aquifero cárstico do Bambuí, qualidade e influência na espeleogêncese. Esse mestrado cumpre com **a execução do produto b.**

O Capitulo 8 é relativo ao Doutorado da Geógrafa Adivane Morais Nogueira, desenvolvido no Programa de Pós Graduação em Geografia, Universidade de Brasília, entre os anos de 2018 e 2023. A pesquisadora estudou a cronoestratigrafia e características paleoambientais de sedimentos contidos no interior de vales segos, ou seja, vales abandonados que foram capturados por cavernas. Os registros são mais recentes que aqueles contidos nas cavernas estudadas pela mestranda Dandara Caldeira, auxiliando a fechar o modelo evolutivo da area. Esse doutorado cumpre com **a execução do produto j.**

O Capitulo 9 é relativo ao Doutorado da Geógrafa Maria Rita Fonseca, desenvolvido no Programa de Pós Graduação em Geografia, Universidade de Brasília, entre os anos de 2018 e 2022. A pesquisadora monitorou a perda de solos em parcelas hidroerosivas em diferentes tipos de uso dos solos, proponto manejos conservasionistas que efetivamente diminuiram o escoamento

superficial e a produção de sedimentos que são transportados para dentro das cavernas. Sua pesquisa serviu de base para a recuperação de importante área nas cabeceiras da caverna da Tarima e outras áreas na APA. Esse doutorado cumpre com **a execução dos produtos e, t.**

O capitulo 10 é relativo ao mestrado do Geógrafo Matheus Santiago Vieira e foi desenvolvido no Programa de Pós Graduação em Geografia da Universidade de Brasília. O pesquisador atuou estudando os tipos e as areas de recarga e as rotas de fluxo para o interior das cavernas, além das interconeções entre condutos. Seu trabalho foi sistemático e considera a hidrógrafa anual, estudando as rotas de fuga do sistema cárstico durante cheias. O trabalho está concluso e tem defesa marcada para o dia 29/09/2023. Esse mestrado **cumpre com a execução dos produtos i, n e w.**

O Capitulo 11 é relativo ao Doutorado do Geógrafo André Tavares, realizado no Programa de Pós Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica, Universidade de Brasília. O Pesquisador atuou estudando a carga de sedimentos direta em rios além de modelar a perda potencial de sedimentos para toda a bacia do Correntes (e área da APANRV) de 1970 até o presente. Seu trabalho é essencial apra o entendimento da dinâmica hidroerosiva geral da bacia. O trabalho está concluso e tem defesa prevista para dezembro de 2023. Esse doutorado **cumpre com a execução dos produtos c, d e m.**

O Capitulo 12 é relativo ao Mestrado da Engenheira Florestal Elis Freire, realizado no Programa de Pós Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica. A pesquisadora atua estudando a aptidão agricola dos solos da Bacia do Correntes, para estabelecer cenários de crescimento da agricultura para as próximas décadas, resultando em estimativas de uso da água e de produção de sedimentos. O trabalho tem defesa prevista para Maio de 2024**.** Esse mestrado **cumpre com a execução do produto k;**

Por fim, o capitulo 13 é Relativo ao TCC do Geógrafo Leonardo Chaves Mendes, do curso de Geografia da Universidade de Brasília. O pesquisador desenvolveu um estudo sobre formação e distribuição de Tufas na APA, relacionando-as a dureza da água de cada sub-bacia hidrográfica. Esse mestrado cumpre com **a execução do produto Y**;

PRODUÇÃO BIBLIOGRÁFICA

Além da elaboração de Teses e dissertações, desde 2019, também tivemos uma forte produção de artigos científicos indexados, nacionais e internacionais, sendo 28 no total. A maioria deles são diretamente relativos ao trabalho na ANANRV, mas alguns deles utilizaram a estrutura instalada no projeto (material e pessoal) e por isso são listados em conjunto abaixo. Muitos deles estão na fronteira entre dois ou mais trabalhos, tendo diversas co-autorias da equipe. Abaixo, colocamos a lista desses artigos, com link para acesso.

1. RITA SOUZA FONSECA, MARIA ; ELIAS SOARES UAGODA, ROGÉRIO ; MARINHO LEITE CHAVES, HENRIQUE . *Runoff, soil loss, and water balance in a restored Karst area of the Brazilian Savanna.* CATENA, v. 222, p. 106878, 2023. http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2022.106878
2. NOGUEIRA, ADIVANE MORAIS ; CALDEIRA, DANDARA ; Uagoda, Rogério ; MENDES, Leonardo Chaves ; PUPIM, FABIANO N. . *Sedimentary records in dry karstic valleys: The case of Mambaí, central Brazil*. JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCES, v. 01, p. 104338, 2023. http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104338
3. HUSSAIN, YAWAR ; SEIVANE, HELENA ; GAO, QIANGSHAN ; MACIEL, SUSANNE ; HAMZA, OMAR ; Uagoda, Rogério ; BORGES, WELITOM . *Seismic signatures and site*

characterization of an intermittent stream in dry and flood conditions: an implication for soil losses and landslide triggering. Environmental Earth Sciences, v. 82, p. 01, 2023. http://dx.doi.org/10.1007/s12665-023-10960-w

4. FONSECA, MARIA RITA S. ; CHAVES, HENRIQUE M. L. ; UAGODA, ROGÉRIO E. S. . *On- and off-site erosion impacts of restoration measures in a tropical karst watershed.* EARTH SURFACE PROCESSES AND LANDFORMS, v. 01, p. 01, 2023. http://dx.doi.org/10.1002/esp.5580
5. HUSSAIN, YAWAR ; CAMPOS, JOSÉ ELOI GUIMARÃES ; BORGES, WELITOM RODRIGUES ; UAGODA, ROGÉRIO ELIAS SOARES ; HAMZA, OMAR ; HAVENITH, HANS-BALDER . *Hydrogeophysical Characterization of Fractured Aquifers for Groundwater Exploration in the Federal District of Brazil.* Applied Sciences-Basel, v. 12, p. 2509, 2022. http://dx.doi.org/10.3390/app12052509
6. DA SILVA, ANA CAMILA ; RESENDE, ISABELA ; DA COSTA, RODRIGO CINTRA ; Uagoda, Rogério ; Avelar, André . *Geophysical for granitic joint patern and subsurface hydrology related to slope instability.* JOURNAL OF APPLIED GEOPHYSICS, v. 199, p. 104607, 2022. http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2022.104607
7. MENDES, Leonardo Chaves ; NOGUEIRA, A. ; CALDEIRA, D. M. V. S. ; UAGODA, ROGERIO . *UTILIZAÇÃO DO SISTEMA DE INFORMAÇÃO GEOGRÁFICA (SIG)PARA A IDENTIFICAÇÃO DE SUMIDOUROS NA BACIA DO RIOCORRENTE, REGIÃO NORDESTE DE GOIÁS*. Revista de Geografia, v. Especi, p. 123-136, 2022. http://dx.doi.org/10.34019/2236-837X.2022.v1.37334
8. NOGUEIRA, ADIVANE MORAIS ; Uagoda, Rogério ; CALDEIRA, DANDARA . *ESTUDOS DE VALES SECOS EM ÁREAS CÁRSTICAS: REVISÃO E POSSIBILIDADES.* Caminhos da Geografia (UFU. Online), v. 23, p. 135-152, 2022. http://dx.doi.org/10.14393/RCG238759090
9. LOUZADA, RENAN SMITH PENIDO ; TAVARES, ANDRÉ SILVA ; Uagoda, Rogério . *Monitoramento da Vazão e Carga Sólida Suspensa em Eventos Pluviais na Bacia do Ribeirão do Gama/DF.* REVISTA BRASILEIRA DE GEOMORFOLOGIA, v. 23, p. 1700-1715, 2022. http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v23i3.2134
10. OLIVERIA, OLAVO AMANCIO ; RODRIGUES, DRIELLY SOUZA ; CAMPOS, JOSÉ ELOI GUIMARÃES ; Uagoda, Rogério . *Metodologia para Confecção de Mapas Potenciométricos em Aquíferos Cársticos e Físsuro-Cársticos: Estudo de Caso na Alta Bacia do Rio Corrente, Mambaí, GO.* REVISTA BRASILEIRA DE GEOGRAFIA FÍSICA, v. 15, p. 2327, 2022. http://dx.doi.org/10.26848/rbgf.v15.5.p2327-2339
11. FERNANDES FERREIRA, CRISTIANO ; Uagoda, Rogério . *A semi-automatic approach for doline mapping in Brazilian covered karst: the way forward to vulnerability assessment*. Acta Carsologica, v. 51, p. 19-31, 2022. http://dx.doi.org/10.3986/ac.v51i1.10011
12. VITALINA DA SILVA CALDEIRA, DANDARA MARIA ; Uagoda, Rogério ; NOGUEIRA, ADIVANE MORAIS ; GARNIER, JEREMIE ; SAWAKUCHI, ANDRÉ OLIVEIRA ; HUSSAIN, YAWAR . *Late quaternary episodes of clastic sediment deposition in the Tarimba Cave, Central Brazil.* QUATERNARY INTERNATIONAL, v. 01, p. 01-36, 2021. http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2021.01.012
13. Uagoda, Rogério; HUSSAIN, YAWAR . *GIS-Based Relief Compartment Mapping of Fluvio-Karst Landscape in Central Brazilian Highlands*. International Journal of Economic and Environmental Geology, v. 11, p. 61-64, 2021. http://dx.doi.org/10.46660/ijeeg.Vol11.Iss4.2020.518
14. HUSSAIN, YAWAR ; BORGES, WELITOM ; UAGODA, ROGERIO ; MOURA, CRISTIANE ; MACIEL, SUSANNE ; HAMZA, OMAR ; HAVENITH, HANS-BALDER . Estimation of total groundwater reserves and delineation of weathered/fault zones for aquifer potential: A

case study from the Federal District of Brazil. Open Geosciences, v. 13, p. 904-916, 2021. http://dx.doi.org/10.1515/geo-2020-0226

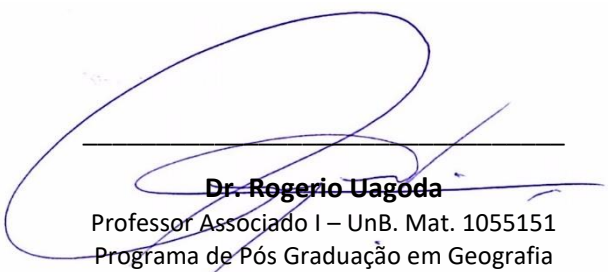
15. TAVARES, A. ; R., UAGODA ; SPALEVIC, V. ; MINCATO, R. L. . *ANALYSIS OF THE EROSION POTENTIAL AND SEDIMENT YIELD USING THE INTERO MODEL IN AN EXPERIMENTAL WATERSHED DOMINATED BY KARST IN BRAZIL*. THE JOURNAL AGRICULTURE AND FORESTRY, v. 67, p. 153-162, 2021. http://dx.doi.org/10.17707/AgricultForest.67.2.11
16. FONSECA, MARIA RITA SOUZA ; Uagoda, Rogério ; CHAVES, HENRIQUE MARINHO LEITE . *Rates, factors, and tolerances of water erosion in the Cerrado Biome (Brazil): A meta-analysis of runoff plot data*. EARTH SURFACE PROCESSES AND LANDFORMS, v. 46, p. 01, 2021. http://dx.doi.org/10.1002/esp.5273
17. FERREIRA, CRISTIANO FERNANDES ; UAGODA, ROGÉRIO ELIAS SOARES . *Um Panorama Sobre Mapeamentos de Dolinas no Brasil, Feições Elementares do Carste*. REVISTA BRASILEIRA DE GEOGRAFIA FÍSICA, v. 13, p. 302, 2020. http://dx.doi.org/10.26848/rbgf.v13.1.p302-321
18. NUNES, J. G. S. ; Uagoda, Rogério . *Análise da eficiência dos métodos indiretos para o mapeamento de solos frente às técnicas diretas, e suas possíveis associações: Uma revisão metodológica.* REVISTA BRASILEIRA DE GEOGRAFIA FÍSICA, v. 13, p. 487-509, 2020. http://dx.doi.org/10.26848/rbgf.v13.2.p487-509
19. HUSSAIN, YAWAR ; HAMZA, OMAR ; HUANG, XINGHUI ; SILVA, ANDRÉ CARLOS ; CONDORI, CRISTOBAL ; Uagoda, Rogério ; CAVALCANTE, ANDRÉ LUÍS BRASIL . *Seismic signature of mudflow tremor resulted from Brumadinho (Brazil) tailings dam failure*. REM - INTERNATIONAL ENGINEERING JOURNAL, v. 73, p. 421-424, 2020. http://dx.doi.org/10.1590/0370-44672019730040
20. FERREIRA, CRISTIANO FERNANDES ; UAGODA, ROGÉRIO ELIAS SOARES . *MAPEAMENTO DE DOLINAS: DESAFIOS E POSSIBILIDADES DO USO DE MODELOS DIGITAIS DE ELEVAÇÃO*. REVISTA BRASILEIRA DE GEOMORFOLOGIA, v. 21, p. 549-570, 2020. http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v21i3.1645
21. HUSSAIN, YAWAR ; UAGODA, ROGERIO ; BORGES, WELITOM ; NUNES, JOSÉ ; HAMZA, OMAR ; CONDORI, CRISTOBAL ; ASLAM, KHURRAM ; DOU, JIE ; CÁRDENAS-SOTO, MARTÍN . *The Potential Use of Geophysical Methods to Identify Cavities, Sinkholes and Pathways for Water Infiltration.* Water, v. 12, p. 2289, 2020. http://dx.doi.org/10.3390/w12082289
22. HUSSAIN, YAWAR ; Uagoda, Rogério ; BORGES, WELITOM ; PRADO, R. ; HAMZA, OMAR ; CÁRDENAS-SOTO, MARTÍN ; HAVENITH, H. ; DOU, JIE . *Detection of Cover Collapse Doline and Other Epikarst Features by Multiple Geophysical Techniques, Case Study of Tarimba Cave, Brazil.* Water, v. 12, p. 2835, 2020. http://dx.doi.org/10.3390/w12102835
23. NUNES, J. G. S. ; Uagoda, Rogério . *Solos Em Carste Tropical, Desenvolvimento Pedogenético E Comportamento Hidrológico: Uma Revisão Teórica*.. REVISTA BRASILEIRA DE GEOGRAFIA FÍSICA, v. 13, p. 3000, 2020. http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v20i2.1382
24. Hussain, Y ; MARTINEZ, H. E. ; M., CÁRDENAS-SOTO ; R., UAGODA ; S., MARTINO . *Shear Wave Velocity Estimation by a Joint Inversion of HVSR and f-k Curves under Diffuse Field Assumption: A Case Study of Sobradinho Landslide.* ANUÁRIO DO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS (UFRJ. IMPRESSO), v. 42, p. 742-750, 2019. http://dx.doi.org/10.1590/2317-4889201920180085
25. Hussain, Y ; MARTINEZ-CARVAJAL, H. ; CONDORI, C. ; Uagoda, Rogério ; CARDENAS-SOTO, M. ; CAVALCANTE, A. L. B. ; CUNHA, L. S. ; MARTINO, S. . *Ambient Seismic Noise:*

a continuous source for the dynamic monitoring of landslides. REVISTA TERRAE DIDATICA, v. 15, p. 1e019001-5, 2019. http://dx.doi.org/10.20396/td.v15i1.8652455

26. NUNES, J. G. S. ; Uagoda, Rogério ; BRAGA, L. M. ; CALDEIRA, D. M. V. S. ; Hussain, Y ; MARTINEZ, H. E. . *APLICAÇÃO DO GPR PARA ANÁLISE E DIFERENCIAÇÃO ENTRE MATERIAIS ALUVIONARES E COLUVIONARES, EMBASADAS EM OBSERVAÇÕES DIRETAS, NO VALE DO RIBEIRÃO CONTAGEM - DISTRITO FEDERAL (BRASIL).* REVISTA BRASILEIRA DE GEOMORFOLOGIA, v. 20, p. 01-01, 2019. http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v20i2.1382
27. FERREIRA, C. F. ; Uagoda, Rogério . *TIPOLOGIAS DO CARSTE E CLASSIFICAÇÕES DE DOLINAS: UMA REVISÃO.* Caminhos da Geografia (UFU. Online), v. 20, p. 519-537, 2019. http://dx.doi.org/10.14393/RCG207044169
28. CALDEIRA, D. M. V. S. ; Uagoda, Rogério ; NOGUEIRA, A. . *Dinâmica dos sedimentos clásticos cavernícolas: potencialidade para estudo paleoambientais no Brasil.* Revista Espaço e Geografia (UnB), v. 22, p. 153-189, 2019. https://periodicos.unb.br/index.php/espacoegeografia/article/view/40160/31208

A partir desse trecho do relatório serão iniciados os 13 capitulos relativos a cada uma das Teses desenvolvidas que cumprem com os produtos propostos.

Cordialmente,



Dr. Rogerio Uagoda
Professor Associado I – UnB. Mat. 1055151
Programa de Pós Graduação em Geografia
Programa de Pós Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica
Head of the Research Group on Karst (geoKarst/CNPq)

CAPÍTULO 1



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

DETECÇÃO DE DOLINAS COM APOIO DE MODELOS DIGITAIS DE ELEVAÇÃO E IMAGENS DE ALTA RESOLUÇÃO: ESTUDO DE CASO NA APA NASCENTES DO RIO VERMELHO-GO

Cristiano Fernandes Ferreira

Dissertação de Mestrado

Brasília-DF: Fevereiro de 2020

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

DETECÇÃO DE DOLINAS COM APOIO DE MODELOS DIGITAIS DE ELEVAÇÃO E IMAGENS DE ALTA RESOLUÇÃO: ESTUDO DE CASO NA APA NASCENTES DO RIO VERMELHO-GO

Cristiano Fernandes Ferreira

Orientador: Rogério Elias Soares Uagoda

Dissertação de Mestrado

Brasília-DF: Fevereiro/2020

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA

DETECÇÃO DE DOLINAS COM APOIO DE MODELOS DIGITAIS DE ELEVAÇÃO E IMAGENS DE ALTA RESOLUÇÃO: ESTUDO DE CASO NA APA NASCENTES DO RIO VERMELHO-GO

Cristiano Fernandes Ferreira

Dissertação de Mestrado submetida ao Departamento de Geografia da Universidade de Brasília, como parte dos requisitos necessários para a obtenção do Grau de Mestre Geografia, área de concentração Gestão Ambiental e Territorial, opção Acadêmica.

Aprovado por:

_____
Rogério Elias Soares Uagoda, Doutor (Programa de Pós-graduação em Geografia, UnB) (Orientador)

_____
José Eloi Guimarães Campos, Doutor (Programa de Pós Graduação em Geologia, UnB) (Examinador Externo)

_____
Rejane Ennes Cicerelli, Doutora (Programa de Pós Graduação em Geociências, UnB) (Examinador Externo)

Brasília-DF, 28 de Fevereiro de 2020

Universidade de Brasília

RELATÓRIO DE DEFESA DE PÓS-GRADUAÇÃO

GRADUATE PROGRAM DEFENSE REPORT

1.INFORMAÇÕES DO CURSO/ PROGRAM DATA
MESTRADO/ MASTER'S (X) DOUTORADO/ DOCTORAL ( )
Cotutela/ Cotutelle: (X) Não/ No ( ) Sim, instituição estrangeira/ Yes, partner institution:

2. IDENTIFICAÇÃO DO(A) ALUNO(A)/ STUDENT INFORMATION		
Nome/ Name: CRISTIANO FERNANDES FERREIRA		
Curso/ Program: PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA		
Área de Concentração/ Field of Study: GESTÃO AMBIENTAL E TERRITORIAL	Código/ Code: 3620	Departamento/ Department: GEOGRAFIA

3. SESSÃO DE DEFESA/ DEFENSE SESSION□
(X) Dissertação/ Master's Dissertation ( ) Tese/ Doctoral Thesis
Título/ Title: "DETECÇÃO DE DOLINAS COM APOIO DE MODELOS DIGITAIS DE ELEVAÇÃO E IMAGENS DE ALTA RESOLUÇÃO: ESTUDO DE CASO NA APA NASCENTES DO RIO VERMELHO-GO"

4. PRESIDENTE DA COMISSÃO EXAMINADORA/ CHAIR OF THE EXAMINING BOARD
Nome/ Name: ROGÉRIO ELIAS SOARES UAGODA Titulação/ Education Level: DOUTOR Unidade Acadêmica/ Academic Unity: DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA

5. COMISSÃO EXAMINADORA/ EXAMINING BOARD□□		
Nome(Titulação)/ Name (Edicational Level)	Função/Instituição - Role/Institution	Membro por videoconferência (sim/não) Video-conference member (yes/no)
JOSÉ ELOI GUIMARÃES CAMPOS (Doutor)	MEMBRO EXTERNO / UNIV. DE BRASÍLIA	NAO
REJANE ENNES CICERELLI (Doutor)	MEMBRO EXTERNO / UNIV. DE BRASÍLIA	NÃO
ROBERTO ARNALDO TRANCOSO GOMES (Doutor)	MEMBRO INTERNO / UNB (Suplente)	NÃO

6. RESULTADO/ RESULT

A Comissão Examinadora, em 28/02/2020 após exame da Defesa e arguição do(a) candidato(a), decidiu / The Examining Board, on 28/02/2020, after examining the Defense and inquiry of the candidate has decided to:

(**X**) Pela aprovação do trabalho/ approve the work.

( ) Pela aprovação do trabalho, com revisão de forma, indicando o prazo de até 30 dias para apresentação definitiva do trabalho revisado/ approve the work, pending formal review, assigning up to 30 days for the final delivery of the reviewed work.

( ) Pela reformulação do trabalho, indicando o prazo de XX dias para nova versão/ request the reformulation of the work, assigning XX days for the new version.

( ) Pela reprovação do trabalho/ not approve the work.

Este relatório não é conclusivo e não tem efeitos legais sem a homologação do Decanato de Pós-Graduação da Universidade de Brasília/ This reporte is not conclusive and has no legal effects prior to validation by the Dean of Graduate Programs of the University of Brasilia.

Em caso de revisão de forma, a homologação ficará condicionada à entrega definitiva do trabalho revisado à Coordenação do Programa, devendo este Relatório de Defesa ser acompanhado pelo Despacho do(a) coordenador(a) do programa que informará um dos seguintes resultados/ In case of formal review, the validation will be conditioned to the final delivery of the reviewed work to the Coordination of the Program. In such cases, this Defense Report must be supplemented with a notice by the coordinator with one of the following indications:

( ) 1. O (A) discente apresentou a revisão de forma e o trabalho foi aprovado/ The student presented the formal review and the work has been approved.

( ) 2. O (A) discente apresentou a revisão de forma e o trabalho foi

reprovado/ The student presented the formal review and the work has not been approved.

( ) 3. O (A) discente não apresentou a revisão de forma/ The student did not present the formal review.

Declaro aceitação dos termos e condições que regem o acesso como usuário externo na Universidade de Brasília, conforme normas estabelecidas pela Universidade e demais normas aplicáveis, admitindo como válida a assinatura eletrônica por usuário e senha. É minha responsabilidade exclusiva o sigilo da senha de acesso ao sistema e o teor dos documentos e informações prestadas por mim. Comprometo-me a apresentar documentos originais inseridos por mim no sistema, que venham a ser solicitados pela Universidade de Brasília. Declaro estar ciente de que em caso de peticionamentos eletrônicos, esses, somente poderão ser realizados entre 3 horas e 23 horas e 59 minutos e 59 segundos, horário de Brasília. Estou ciente de que o acompanhamento de solicitações poderá ser realizado no ambiente de usuário externo do SEI-UnB.

I hereby declare that I accept the terms and conditions established for access as an external user of the University of Brasilia, according to the rules set forth by the University and all other applicable rules. I also accept as valid the electronic signature by user and password. It is my sole responsibility the secrecy of the password for accessing the system and the content of the documents and information provided by me. I commit to present the original documents inserted into the system by me should they be requested by the University of Brasilia. I declare to be aware electronic demands can only be send between 3:00 and 23:59, Brasilia official time. I am aware I can track the status of requests via the External User environment of SEI-UnB.

Informações/ Attention:

Documento deverá ser assinado por/ This document must be signed by:

- Presidente da Comissão Examinadora/ The Chair of the Examining Board
- Membros participantes da Comissão Examinadora/ Members of the Examining Board
- Coordenador(a) do Curso/ Coordinator of the Program
- Discente/ Student

Documento assinado eletronicamente por **Rogerio Elias Soares Uagoda**, **Professor(a) de Magistério Superior do Instituto de Ciências Humanas**, em 28/02/2020, às 10:48, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento na Instrução da Reitoria 0003/2016 da Universidade de Brasília.

Documento assinado eletronicamente por **Rejane Ennes Cicerelli**, **Professor(a) de Magistério Superior do Instituto de Geociências**, em 28/02/2020, às 10:53, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento na Instrução da Reitoria 0003/2016 da Universidade de Brasília.

Documento assinado eletronicamente por **Jose Eloi Guimaraes Campos**, **Diretor(a) do Instituto de Geociências**, em 28/02/2020, às 10:54, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento na Instrução da Reitoria 0003/2016 da Universidade de Brasília.

Documento assinado eletronicamente por **Cristiano Fernandes Ferreira**, **Usuário Externo**, em 28/02/2020, às 11:35, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento na Instrução da Reitoria 0003/2016 da Universidade de Brasília.

A autenticidade deste documento pode ser conferida no site http://sei.unb.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **4781960** e o código CRC **4215D786**.

Campus Universitário Darcy Ribeiro - Gleba A, Campus Darcy Ribeiro - Bairro Asa Norte, Brasília/DF, CEP 70910-900
Telefone: e Fax: @fax_unidade@ - http://www.unb.br

FF383d

Ferreira, Cristiano Fernandes
Detecção de dolinas com apoio de Modelos Digitais de Elevação e imagens de alta resolução: Estudo de caso na APA Nascentes do Rio Vermelho-GO / Cristiano Fernandes Ferreira; orientador Rogério Elias Soares Uagoda. -- Brasília, 2020.
139 p.

Dissertação (Mestrado - Mestrado em Geografia) -- Universidade de Brasília, 2020.

1. Carste. 2. Dolina. 3. MDE. I. Uagoda, Rogério Elias Soares, orient. II. Título.

É concedida à Universidade de Brasília permissão para reproduzir cópias desta dissertação (tese) e emprestar ou vender tais cópias somente para propósitos acadêmicos e científicos. O autor reserva outros direitos de publicação e nenhuma parte desta dissertação de mestrado (tese de doutorado) pode ser reproduzida sem a autorização por escrito do autor.

_____
Cristiano Fernandes Ferreira

Dedico ao meu pai Eurípedes Luiz Ferreira (1941-2018), que nos deixou no início deste projeto e ao meu filho Dante Senra Fernandes (2019), que nos presenteou com seu nascimento no decurso desta empreitada.

AGRADECIMENTOS

Agradeço o apoio do Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade, especialmente representado por Jocy Brandão Cruz, que se empenhou em viabilizar o projeto. Agradeço também aos demais colegas do Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas, que foram compreensíveis nos meus momentos de maior concentração e tensão. Agradeço especialmente ao colega Tiago Castro Silva, pela grande ajuda com os programas e procedimentos em geoprocessamento, área em que até então eu era totalmente inexperiente. Por fim e não menos importante, agradeço à minha família, especialmente à minha esposa Mariana Senra de Oliveira, pela paciência em suportar, com dois filhos pequenos, meus momentos de estresse, sempre com muita compreensão.

APOIO FINANCEIRO

A pesquisa foi apoiada pelos recursos advindos do Termo de Compromisso de Compensação Espeleológica Nº 01/2018/ICMBio.

RESUMO

Os sistemas cársticos escondem seus principais mecanismos de morfogênese na subsuperfície, onde a interação de águas levemente aciduladas com rochas solúveis permite a criação de vazios e a interconexão dos fluxos, acelerando processos erosivos nem sempre visíveis. Uma das expressões superficiais mais marcantes destes mecanismos ligados à espeleogênese são as dolinas, feições consideradas elementares destes ambientes. A presente pesquisa teve como objeto principal as depressões cársticas, a partir das quais revisitou-se conceitos, tipologias genéticas e principais morfologias em trabalhos realizados no Brasil e no mundo. O mapeamento dessas feições é realizado há muito tempo e permite uma série de interpretações de cunho geomorfológico e ambiental. Entretanto, a tarefa de detectar e delimitar dolinas esbarra na resolução das bases de dados disponíveis, dificuldades de estabelecer os limites em campo ou por meio de análises visuais em imagens, grande consumo de tempo e trabalho, além de carregar forte viés de subjetividade. Neste sentido, vários trabalhos mais recentes vêm empregando técnicas modernas e bases de dados de alta resolução para a detecção de dolinas, muitos realizados com certo nível de automação, sobretudo com o uso de Modelos Digitais de Elevação-MDE's. Baseado nessas experiências e tendo como meta identificar as dolinas da região do alto Rio Corrente e da Área de Proteção Ambiental das Nascentes do Rio Vermelho (APA-NRV), nordeste de Goiás, realizou-se o mapeamento dessas feições em três escalas diferentes. Numa primeira abordagem, identificou-se dolinas prioritariamente por meio de trabalhos de campo em uma pequena área próxima à Gruna da Tarimba, e comparou-se os resultados com a análise visual de MDE's gerados com dados ALOS-PALSAR e Veículo Aéreo Não Tripulado (VANT). Também foram detectadas de forma semi-automática depressões cársticas para escala abrangente, em toda a bacia do alto Rio Corrente com dados SRTM e ALOS-PALSAR. Por fim realizou-se o mapeamento de uma área significativa com o auxílio do VANT e detectou-se dolinas de forma automatizada em área central da APA-NRV, com vários sistemas de cavernas. Os resultados mostraram a importância da escolha adequada da base de dados, resolução e tamanho da área de abrangência. A partir dos resultados foi possível estabelecer as áreas mais carstificadas, tipologias mais usuais de dolinas e os principais processos atuantes na configuração do relevo local, com importante papel dos materiais e da dupla dinâmica erosiva, superficial e subterrânea.

Palavras chave: Carste; Dolina; MDE

ABSTRACT

Karst systems hide their main mechanisms of morphogenesis in the subsurface, where the interaction of slightly acidified waters with soluble rocks allows the creation of voids and the interconnection of flows, accelerating erosive processes that are not always visible. One of the most important superficial expressions of these mechanisms linked to speleogenesis are dolines, features considered elementary in these environments. The present research had as its main object karst depressions, from which concepts, genetic typologies and main morphologies were revisited in works carried out in Brazil and in the world. The mapping of these features has been carried out for a long time and allows for a series of interpretations of a geomorphological and environmental nature. However, the job of detecting and delimiting dolines comes up against the resolution of the available databases, difficulties in establishing limits in the field or through visual analysis in images, great consumption of time and work, in addition to carrying a strong bias of subjectivity. In this sense, several more recent works have been using modern techniques and high-resolution databases for the detection of dolines, many carried out with a certain level of automation, especially with the use of Digital Elevation Models-MDE's. Based on these experiences and aiming to identify the dolinas in the upper Rio Corrente region and the Environmental Protection Area of the Rio Vermelho Springs (APA-NRV), northeast of Goiás, the mapping of these features was carried out at three different scales. In a first approach, dolines were identified primarily through fieldwork in a small area close to Tarimba Cave, and the results were compared with the visual analysis of MDE's generated with ALOS-PALSAR data and Unmanned Aerial Vehicle (UAV) . Karst depressions for a comprehensive scale were also semi-automatically detected throughout the upper Corrente river basin with SRTM and ALOS-PALSAR data. Finally, a mapping of a significant area was carried out with the aid of the UAV and dolines were automatically detected in the central area of the APA-NRV, with several cave systems. The results showed the importance of choosing the appropriate database, resolution and size of the coverage area. Based on the results, it was possible to establish the most karstified areas, the most common types of dolines and the main processes acting in the configuration of the local relief, with an important role of the materials and the double erosive, superficial and underground dynamics.

Keywords: Karst; Sinkhole; DEM

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS
LISTA DE TABELAS
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS
1 INTRODUÇÃO..... 01
1.1 ÁREA DE ESTUDO..... 02
1.2 OBJETIVOS..... 07
1.3 MATERIAIS E MÉTODOS..... 08
2 EMBASAMENTO TEÓRICO
2.1 TIPOLOGIAS DO CARSTE E CLASSIFICAÇÃO DE DOLINAS: UMA REVISÃO..... 11
2.2 UM PANORAMA SOBRE MAPEAMENTOS DE DOLINAS NO BRASIL, FEIÇÕES ELEMENTARES DO CARSTE..... 31
2.3 DESAFIOS NO MAPEAMENTO DE DOLINAS E AS POSSIBILIDADES DO USO DE MODELOS DIGITAIS DE ELEVAÇÃO – MDE'S: UMA REVISÃO MEDOLÓGICA..... 51
3 TESTE DE APLICAÇÃO
3.1 O USO DE VEÍCULO AÉREO NÃO TRIPULADO-VANT PARA CONSTRUÇÃO DE MODELOS DIGITAIS DE TERRENO-MDT, E IDENTIFICAÇÃO DE DOLINAS NA ÁREA DA GRUNA DA TARIMBA-GO..... 77
4 RESULTADOS
4.1 DETECÇÃO DE DOLINAS COM MODELOS DIGITAIS DE ELEVAÇÃO - MDE'S E IMAGENS DE SATÉLITE NA REGIÃO DA APA NASCENTES DO RIO VERMELHO E BACIA DO RIO CORRENTE-GO..... 89
4.2 APLICAÇÃO DE DADOS OBTIDOS POR VEÍCULO AÉREO NÃO TRIPULADO-VANT COM SENSOR VISÍVEL PARA DETECÇÃO DE DOLINAS NA ÁREA CÁRSTICA DA ÁREA DE PROTEÇÃO AMBIENTAL DAS NASCENTES DO RIO VERMELHO-GO..... 107
5 CONCLUSÃO GERAL..... 137
REFERÊNCIAS..... 139

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO 1

FIGURA 1 - Localização da área de estudo..... 03
FIGURA 2 - Unidades geológicas (A) e a configuração do relevo (B) com a inserção das cavernas conhecidas na região e o limite da APA-NRV..... 03
FIGURA 3 - A cidade de Mambaí-GO (A) destacando relevos residuais e, ao fundo, parte da Serra Geral de Goiás. Na sequência (B) a descida da serra em direção a oeste, com cerrado mais preservado e morros residuais. Por fim o cânion do Rio Vermelho (C), com mais de 80m de escarpas na região da ressurgência da Lapa do Penhasco..... 04
FIGURA 4 - Alguns tipos de dolinas na região, como as de sufusão (A), pequeno colapso sob mata seca (B) e colmatada (C)..... 05
FIGURA 5 - Grande depressão associada a Lapa do Penhasco (A) com pastagens e áreas degradadas. Ao lado (B), parte desmatada com epicarste aparente na depressão poligonal da Gruna da Tarimba..... 06
FIGURA 6 - Capturas de drenagem (A) na lapa do Funil e entulhamento de galerias subterrâneas por sedimentos superficiais (B) na caverna do Borá..... 06
FIGURA 7 - Na região do povoado de Machado, um exemplo de dolina que dá acesso a um sistema ativo de caverna. A primeira foto (A) mostra a borda da dolina a esquerda e uma pocilga a direita. Nas fotos seguintes (B e C) mostram a captação de água nessa depressão para abastecimento do povoado no período de seca, quando córregos superficiais param de correr..... 06
FIGURA 8 - Fluxograma da pesquisa..... 10

SUB-CAPÍTULO 2.1

FIGURA 1 - Tipologias do carste segundo Klimchouk (2015). Esta figura foi atualizada desde Klimchouk e Ford (2000), com a adição da separação entre carste epigênico e hipogênico..... 15
FIGURA 2 - O epicarste e uma dolina soterrada, ou criptodolina, representadas em uma mineração em Bacaetava-PR..... 18
FIGURA 3 - Tipologia de dolinas adaptada de Waltham e Fookes (2005)..... 19
FIGURA 4 - O epicarste, ou zona subcutânea, representado por Williams (1983), mostrando a importância intrínseca desta zona morfogenética na evolução de dolinas de dissolução..... 21
FIGURA 5 - Tipos de dolina simplificado. Em cinza os processos dominantes..... 25

FIGURA 6 - Tipologia morfológica de dolinas apresentada por Kholer (1995), adaptada de Nicod (1972) e classificação morfológica de Angel et al. (2004) em planta.. 26

SUB-CAPÍTULO 2.2

FIGURA 1 - Mapa com distribuição dos trabalhos pelo Brasil..... 36
FIGURA 2 - Gradientes altimétricos destacados na região alto vale do Rio Ribeira, onde ocorrem grandes depressões cársticas em meio a mata atlântica..... 37
FIGURA 3 - Colapsos associados a grandes cavernas (Lapa Doce) geram depressões com bordas acentuadas e profundas, quebrando a monotonia do relevo circundante..... 39
FIGURA 4 - Dolina alagada na base de paredão, em região de carste coberto na região de Pedro Leopoldo-MG..... 41
FIGURA 5 - A) parâmetros morfométricos mais utilizados nos estudos analisados; B) forma de detecção de dolinas; C) escala na detecção por fotos aéreas; D) densidade de dolinas por trabalho analisado..... 44
FIGURA 6 - Comparação entre as classes de densidades nos trabalhos internacionais versus nacionais..... 45

SUB-CAPÍTULO 2.3

FIGURA 1 - Representação de uma dolina em planta no mapa topográfico e correspondente perfil num relevo inclinado..... 54
FIGURA 2 - Diferenças de perímetro entre o conceito de contorno fechado e quebra de relevo..... 55
FIGURA 3 - Processo de preenchimento de pontos depressivos (pit) num raster. Adaptado de Guimarães et al. (2005)..... 57
FIGURA 4 - Sequência de falsas dolinas associadas a rodovia indicadas por setas azuis (sistema contra enchentes)..... 57
FIGURA 5 - Corte em modelo digital com dados LIDAR mostrando: A) nuvem de pontos com vegetação e solo, com dolina ao centro; B) nuvem de pontos filtrada, com apenas os dados do solo, ressaltando melhor a dolina. Adaptado de Silva et al. (2017).... 59
FIGURA 6 - Perfil simulando uma dolina mostrando: pontilhado em azul correspondente à curva fechada mais externa em mapa topográfico (altitude 30m), com abrangência espacial inferior; e pontilhado vermelho no ponto de extravasamento (aproximadamente 36m altitude) passível de ser detectada em MDE, com maior abrangência..... 60

FIGURA 7 - Discrepâncias espaciais conforme metodologia de detecção/delimitação de dolinas. Adaptado de Telbisz et al. (2009)..... 60
FIGURA 8 - Esquema de ordenamento de dolinas em situação de depressão composta. Adaptado de Obu e Podobnikar (2013)..... 62
FIGURA 9 - A seta vermelha aponta artefatos numa área mais plana (borda de planalto). Na parte sudeste da imagem ocorre um vale seco com a inserção de algumas dolinas (seis ao todo) marcadas em vermelho. As curvas fechadas entre tais dolinas são artefatos associados a drenagem ou áreas planas, pois toda a área foi checada em campo. Notar também que o modelo não foi suavizado, por este motivo as linhas de contorno (intervalo de um metro) estão bastante irregulares. Modelo digital de terreno construído a partir de imagens de Veículo Aéreo Não Tripulado, e projetadas em transparência no Google Earth..... 64
FIGURA 10 - Evolução de estudos sobre detecção de dolinas com MDE (A) e bases de dados mais utilizadas (B)..... 67
FIGURA 11 - Métodos de detecção entre abordagens automáticos e manuais (A), e tipos de validação nos estudos (B)..... 68
FIGURA 12 - Métodos por mapeamentos manuais realizados (A) e filtros mais utilizados nas abordagens automatizadas (B)..... 69
FIGURA 13 - Abrangências de projeção superficial simuladas por método de delimitação em diferentes contextos..... 71

SUB-CAPÍTULO 3.1

FIGURA 1 - Localização da Gruna da Tarimba, na parte central da APAN-NRV (polígono em vermelho), nas proximidades de Mambaí-GO..... 80
FIGURA 2 – Ortofotomosaico..... 80
FIGURA 3 - MDS..... 81
FIGURA 4 - MDT VANT..... 81
FIGURA 5 - MDT ALOS-PALSAR..... 81
FIGURA 6 - Dolinas identificadas em campo na sobreposição de imagens em perspectiva do Google Earth e MDT VANT..... 82
FIGURA 7 - Dolinas identificadas em campo na sobreposição de imagens em perspectiva do Google Earth e MDT ALOS-PALSAR..... 82
FIGURA 8 - Localização das dolinas em relação a projeção da Gruna da Tarimba em superfície no MDT VANT..... 83

FIGURA 9 - Círculos fechados em azul e pontos escuros de menor tamanho representam artefatos gerados no MDT VANT (128), muitos dos quais imperceptíveis nesta imagem..... 85
FIGURA 10 - Dolina de sufusão (T16) bastante representativa das feições que ocorrem no interior da depressão poligonal da Gruna da Tarimba..... 86

SUB-CAPÍTULO 4.1

FIGURA 1 - Localização da área de estudo..... 90
FIGURA 2 - Comparação entre as unidades geológicas (A) e a configuração do relevo (B) com a inserção das cavernas conhecidas na região e o limite da APA-NRV..... 91
FIGURA 3 - Processo de preenchimento dos pontos depressivos (sink) em um raster, até possibilitar a retomada da drenagem a jusante (extravasamento)..... 92
FIGURA 4 - Corte representando o procedimento de preenchimento e subtração do MDE original e filtragem por profundidade..... 93
FIGURA 5 - processo de retificação do MDE nos pontos de estrangulamento da drenagem por meio da ferramenta Serval (Qgis)..... 94
FIGURA 6 - Decréscimo de objetos com a aplicação do limite de profundidade zero (Z0) para dez (Z10) com os dados ALOS-PALSAR..... 95
FIGURA 7 - Identificação manual de feições no Google Earth entre dolinas prováveis (verde), suspeitas (amarelo) e não dolinas (vermelho). Objetos em branco ainda não avaliados..... 97
FIGURA 8 - Fluxograma da metodologia..... 98
FIGURA 9 - Densidade de dolinas versus densidade de cavernas..... 100
FIGURA 10 - Grupos adensados de possíveis dolinas em relação às unidades geológicas da área..... 101
FIGURA 11 - Padrão de carste poligonal (em azul) delimitadas visualmente na região equivalente ao G-3..... 102
FIGURA 12 - Localização das possíveis dolinas identificadas no levantamento e a APA Nascentes do Rio Vermelho (sem o limite da Bacia do rio Corrente), mostrando que diversas feições importantes se encontram fora ou nos limites da unidade de conservação..... 103

SUB-CAPÍTULO 4.2

FIGURA 1 - Localização da área de estudo..... 110

FIGURA 2 - Em A observa-se o MDT construído a partir de imagens VANT, permitindo uma avaliação geral do relevo e a inserção de sistemas de caverna. Em B observa-se as áreas sobrevoadas (1 e 2) com suas respectivas sobreposições, bem como os pontos de controle, caminhamentos realizados e dolinas mapeadas em campo..... 111
FIGURA 3 - Fluxograma do processamento dos dados com o programa Agisoft Photoscan..... 112
FIGURA 4 - No topo da figura é possível observar o que aparentam ser pequenas dolinas de colapso no mapa sombreado, delimitadas em vermelho no processo de diferença por preenchimento. Ao centro realizou-se o perfil topográfico da linha verde tracejada na imagem acima (A-B). Por fim, abaixo, verifica-se a mesma cena no ortofotomosaico, em que os objetos em vermelho estão sobre as copas das árvores..... 115
FIGURA 5 - Centroides dos objetos da Área-1 agrupados em três classes (A) e seis classes (B) considerando altimetria mínima, altimetria média, área, amplitude e desvio padrão. A variação das classes aproxima-se da variação do relevo com os parâmetros utilizados..... 116
FIGURA 6 - Número ótimo de agrupamentos elaborado no pacote “factoextra” do programa R, indicando uma quebra na curva entre 4 e 5 grupos..... 117
FIGURA 7 - Diferença de formato entre objetos gerados no MDS considerados a partir da verificação em campo como dolina (azul) e os demais considerados como espúrios (vermelho)..... 120
FIGURA 8 - Exemplo de pequena barragem identificada no processo de preenchimento diferencial como uma possível dolina (vista em planta). Notar no perfil correlato (Arcmap-3d analyst-profile) o ponto proeminente marcado com seta vermelha, indicando ser uma feição de origem antrópica..... 121
FIGURA 9 - Objetos associados a drenagens (A), geralmente alongados em que é possível observar claramente o canal; objetos associados a bordas da vegetação mais alta no contato com mais baixa (B), comum na junção pasto/mata e; objetos chamados de baixios (C), que não é possível visualizar o ponto mais fundo e decidir de forma inequívoca por uma dolina ou não. Neste caso o baixio tem 10m de profundidade..... 122
FIGURA 10 - Sequência típica de dolinas encontradas na área, muitas vezes associadas a cavernas. Nos pontos onde os depósitos siliciclásticos ou solos sobre os carbonatos estão pouco espessos, ocorrem dolinas..... 123

FIGURA 11 - Em A, distribuição dos objetos e sua respectiva classificação, em que é possível perceber uma maior ocorrência junto às incisões da drenagem. Em B, a densidade de todos os objetos possíveis (point density), considerando peso ligeiramente inferior para os baixios..... 127
FIGURA 12 - Em A observa-se a densidade gerada sem os baixios, considerando, portanto, somente as dolinas de campo e os objetos mais prováveis e suspeitos. Ao lado, em B, retirou-se as dolinas da análise, mantendo baixios (peso 1) suspeitas (peso 2) e prováveis (peso 3). Representa, portanto, a potencialidade para prospecção..... 128

LISTA DE TABELAS

SUB-CAPÍTULO 2.1

TABELA 1 - Tipologias de carste propostas por autores ao longo do tempo..... 16

TABELA 2 - Zonas hidrológicas do carste..... 17

TABELA 3 - Tipologia de dolinas e processos por autores..... 20

SUB-CAPÍTULO 2.2

TABELA 1 - densidade de dolinas (n°/km²) em diversos trabalhos, adaptados de Ford e Williams (1989) e Day (1976)..... 34

TABELA 2 - Densidade de dolinas (n°/km²) em diversos trabalhos a partir de 1992..... 35

TABELA 3 - Trabalhos de mapeamento de dolinas no Brasil..... 43

SUB-CAPÍTULO 2.3

TABELA 1 - Matriz qualitativa de avaliação dos métodos manuais de delimitação de dolinas (prós e contras)..... 56

TABELA 2 - Trabalhos com levantamento de dolinas/depressões via MDE ordenados por ano, destacando-se as fontes de dados, os métodos de identificação, os filtros utilizados e a acurácia calculada..... 65

TABELA 3 - Prós e contras da detecção automatizada de dolinas por MDE's..... 70

SUB-CAPÍTULO 3.1

TABELA 1 - Relação das dolinas identificadas nos dois trabalhos de campo..... 83

TABELA 2 - Acurácia dos modelos VANT e ALOS-PALSAR para identificar dolinas verdadeiras, falsos positivos e negativos..... 84

SUB-CAPÍTULO 4.1

TABELA 1 - Critérios para classificação visual dos objetos nas imagens do Google Earth..... 96

TABELA 2 - quantidade de objetos conforme procedimentos de filtragem e classificação..... 98

TABELA 3 - Parâmetros morfométricos das depressões identificadas..... 99

TABELA 4 - Quantitativos de dolinas mapeadas em campo por área e tipologia predominante identificada..... 104

SUB-CAPÍTULO 4.2

TABELA 1 - Dados do planejamento de voo..... 112

TABELA 2 - Síntese de dados do levantamento aéreo realizado e pontos de controle..... 113

TABELA 3 - Quantitativos de objetos resultantes da diferença por preenchimento do MDT após cada procedimento realizado..... 114
TABELA 4 - Os pontos de dolinas de campo permitiram associar 44 polígonos Z-1 MDT como reais..... 117
TABELA 5 - Distribuição dos objetos por classes (grupos) conforme testes com três ou quatro parâmetros e quatro ou cinco classes, com respectivos quantitativos de objetos (no total 11.592)..... 118
TABELA 6 - Matriz de confusão a partir dos dados de campo para as análises de agrupamento e análises morfológicas..... 119
TABELA 7 - Quantidades de objetos remanescentes da junção das bases K3x5-MDS e da razão Perímetro/Área, para posterior análise visual..... 120
TABELA 8 - Quantidades de objetos remanescentes dos procedimentos de preenchimento do MDS e aplicação de filtro (perímetro/área), para posterior análise visual..... 121
TABELA 9 - Tipologias de dolinas observadas em campo..... 122
TABELA 10 - Usos do solo nas dolinas de campo..... 124
TABELA 11 - Resultados da análise visual dos objetos oriundos do MDT e MDS..... 125
TABELA 12 - Quantidades de positivos da base MDT e a quantidade acrescida pela análise do MDS..... 125
TABELA 13 - Densidades de dolinas e bases de dados em trabalhos de mapeamento no mundo..... 129

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

APA-NRV	Área de Proteção Ambiental das Nascentes do Rio Vermelho
CANIE	Cadastro Nacional de Informações Espeleológicas
CECAV	Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas
CPRM	Serviço Geológico do Brasil
GNSS	Global Navigation Satellite System
GPS	Global Posicional System
GSD	Ground Sample Distance
ICMBIO	Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade
LAGEF	Laboratório de Geografia Física (UnB)
LiDAR	Light Detection and Ranging
MDE	Modelo Digital de Elevação
MDS	Modelo Digital de Superfície
MDT	Modelo Digital de Terreno
PETAR	Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira
RTK	Real Time Kinematic
SIG	Sistema de Informações Geográficas
SIRGAS	Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
TCCE	Termo de Compromisso de Compensação Espeleológica
UTM	Universal Transversa de Mercator
VANT	Veículo Aéreo Não Tripulado

1 INTRODUÇÃO

O carste e suas feições peculiares é definido principalmente pelos processos de dissolução que ocorrem em subsuperfície, na interação de rochas (carbonáticas sobretudo) e águas levemente aciduladas. Ou como defende Klimchouk (2015), o elemento primário para a quase totalidade das feições do carste é a espeleogênese, que pode ser vista como: "*um processo hidrogeológico dinâmico de auto-organização da estrutura de permeabilidade em rochas solúveis, mecanismo da evolução específica do sistema de escoamento subterrâneo*" (tradução nossa). Decorrentes da espeleogênese se manifestam as feições do carste subterrâneo, notadamente as cavernas, bem como feições superficiais, entre elas as dolinas. Este intrincado processo interdependente responde também pela complexidade e anisotropia dos sistemas aquíferos nestes ambientes (FERRARI e KARMANN, 2008). Compreender o papel das feições superficiais e sua relação com as estruturas subterrâneas, ou seja, as feições funcionais e hidrodinâmicas do carste, permite uma primeira aproximação do dimensionamento, delimitação e zoneamento de tais aquíferos (ANGEL et al., 2004).

A região foco da presente pesquisa, na Área de Proteção Ambiental das Nascentes do Rio Vermelho (APA-NRV) apresenta não apenas as questões complexas relacionadas ao carste, expostas acima, como também características complicadoras próprias. Trata-se de uma frente de exposição do carste subjacente, com grandes quantidades de materiais móveis de cobertura, especialmente arenosos, que escondem sistemas de cavernas ativas, o que potencializa os processos de erosão superficial. Em meio a este aparato dinâmico, se inserem atividades agropecuárias rudimentares, arcaicas, responsáveis pela substituição paulatina do cerrado por pastagens em um meio altamente frágil à remoção das coberturas vegetais. A gestão ambiental em um cenário deste tipo, a cargo do Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade (ICMBio), é ainda mais dificultada pela falta de instrumentos administrativos/legais para ordenamento, como é o caso do plano de manejo de unidade de conservação. Por fim, a região é relativamente remota, com poucos estudos científicos e baixa disponibilidade de bases cartográficas, em escalas pouco precisas, fatores que tornam a gestão ainda mais difícil.

Nesse sentido o projeto "Susceptibilidade, Hidrologia e Geomorfologia Cárstica Aplicadas à Conservação do Patrimônio Espeleológico da Área de Proteção Ambiental das Nascentes do Rio Vermelho" (Termo de Compromisso de Compensação Espeleológica- TCCE nº 01/2018/ICMBIO) visa criar bases e realizar experimentos na região com o intuito final de subsidiar a elaboração do plano de manejo dessa unidade de conservação. Dentre os vários

eixos de desenvolvimento do projeto, um em especial dá o motivo da presente pesquisa, denominado originalmente de "Reconhecimento e classificação do sistema cárstico e zoneamento de áreas vulneráveis (correlações entre estrutura e formas endocársticas, epicárticas e exocárticas e seu funcionamento frente ao sistema hidrológico)". Assim, considerando as complexas estruturas de captação e condução das águas superficiais para o meio subterrâneo na área da APA-NRV e alto vale do Rio Corrente, o foco principal dessa pesquisa são as depressões cársticas (dolinas) e a relação dessas feições com o desenvolvimento da paisagem. O estudo destas feições e sistemas associados são fundamentais para o melhor entendimento dos processos atuantes na região, permitindo assim gerar dados e interpretações de cunho ambiental, úteis ao planejamento e gestão desta porção territorial.

1.1 ÁREA DE ESTUDO[1]

A área estudada, na parte alta da bacia do Rio Corrente, junto a Serra Geral de Goiás (Figura 1), engloba rochas sedimentares, especialmente clásticas, correspondentes aos divisores Serra da Saudade, Formação Três Marias, aos Grupos Urucuia e Areado, bem como materiais residuais inconsolidados associados (SGM/SIC e CPRM, 2008). Nas porções intermediárias e baixas da área de estudo ocorrem sedimentos clasto-químicos da Formação Lagoa do Jacaré (Grupo Bambuí), especialmente rochas carbonáticas, potencialmente mais propícias à carstificação. Ao sul, fora da APA-NRV, ocorrem coberturas detrítico lateríticas ferruginosas correspondentes às superfícies mais altas da região (Figura 2).

Quanto ao relevo destaca-se a presença da cuesta da Serra Geral de Goiás (Figura 3), que impõe um escalonamento altimétrico gradual descendente de leste para oeste, sendo acompanhado pela mudança nos materiais e litotipos (CHEREM e VARAJÃO, 2014). Basicamente o reverso e front é caracterizado pelas rochas do Grupo Urucuia (patamar mais elevado), seguidos pelos sedimentos residuais colúvio-eluvionares do desmonte da cuesta (patamar intermediário) e por fim, nos setores mais rebaixados a oeste-noroeste, afloram rochas da Formação Lagoa do Jacaré. Além disso, morros residuais, associados ao Grupo Urucuia, despontam em meio aos sedimentos do patamar intermediário (Figura 3). Cabe ressaltar que sotoposto aos sedimentos do Grupo Urucuia, estão mapeadas rochas pelítico-carbonáticas do Grupo Bambuí (GASPAR e CAMPOS, 2007).

[1] Parte do texto e figuras foram retiradas da proposta de artigo apresentado no subcapítulo 4.1, página 112.

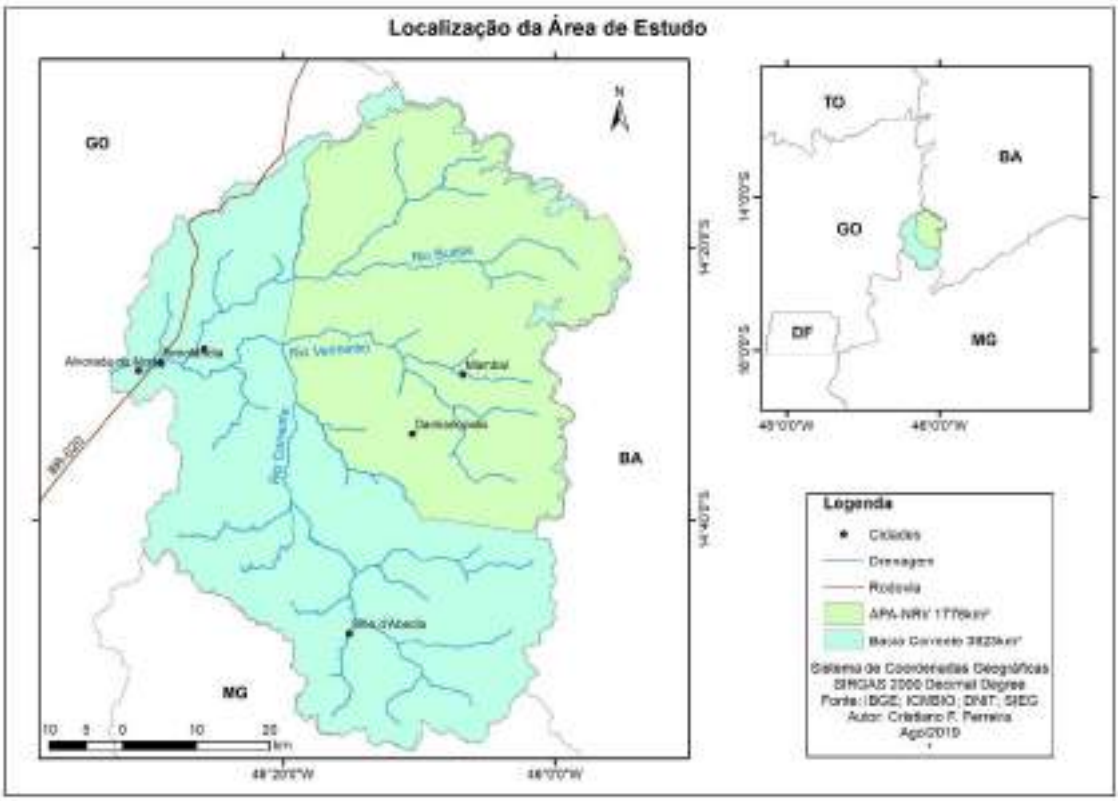


Figura 1: Localização da área de estudo.

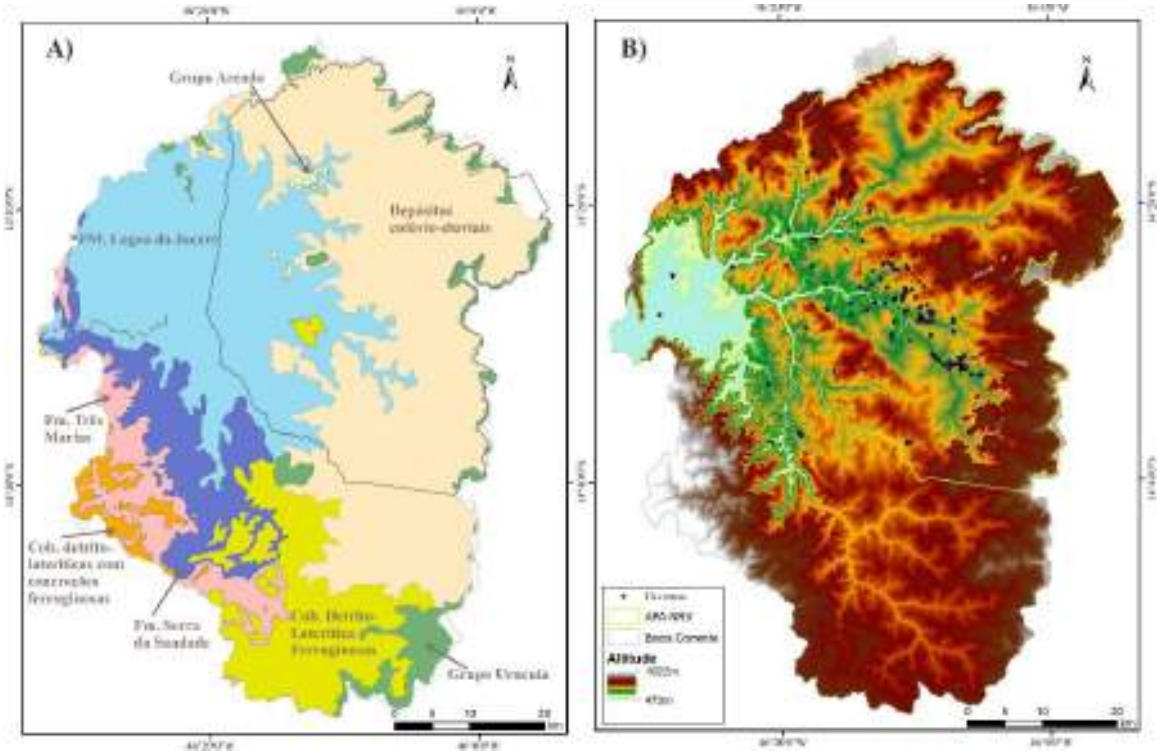


Figura 2: Unidades geológicas (A) e a configuração do relevo (B) com a inserção das cavernas conhecidas na região e o limite da APA-NRV. Fonte: geologia CPRM (http://geosgb.cprm.gov.br/downloads/#); altimetria ALOS-PALSAR; Cavernas CANIE/CECAV-ICMBio (http://www.icmbio.gov.br/cecav/canie.html). Sistema de projeção UTM 23S, sistema de referência SIRGAS 2000.



Figura 3: A cidade de Mambaí-GO (A) destacando relevos residuais e, ao fundo, parte da Serra Geral de Goiás. Na sequência (B) a descida da serra em direção a oeste, com cerrado mais preservado e morros residuais. Por fim o cânion do Rio Vermelho (C), com mais de 80m de escarpas na região da ressurgência da Lapa do Penhasco. Fotos do autor.

Esse importante divisor topográfico entre o oeste da Bahia e nordeste de Goiás, caracterizada por espessa camada de sedimentos siliciclásticos, armazena grandes volumes de água subterrânea. O sistema aquífero Urucuia, que abrange parte significativa da área de estudo, alimenta tributários da margem direita do Rio Tocantins (GASPAR e CAMPOS, 2007), representado na região pelo Rio Corrente e seus afluentes, o Rio Vermelho e Buritis. Conforme se observa nas figuras apresentadas (Figuras 1 e 2) a presença de rochas mais solúveis como os carbonatos (Formação Lagoa do Jacaré) na parte centro-norte da área, onde se inserem os rios Vermelho e Buritis, parece ter dinamizado a dissecação regional se comparado com o setor sul, onde superfícies lateríticas suportaram o relevo frente a erosão regressiva promovida pelo Rio Corrente. A área da APA-NRV, com a ocorrência de inúmeros sistemas de cavernas, demonstra a interconectividade da superfície com os sistemas subterrâneos, facilitando e criando um aparato dual para a maior dissecação regional, exemplificado pela instalação de grandes cânions (Rio Vermelho, p.ex), onde ocorrem ressurgências cársticas (Figura 3-C).

Do ponto de vista do uso e ocupação a região como um todo se caracteriza pela contínua substituição dos cerrados nativos para a formação de pastagens, especialmente nas áreas mais rebaixadas se comparado às áreas mais altas próximas da Serra Geral. Isso deve possivelmente pela ocorrência de solos mais favoráveis e maior disponibilidade hídrica. Nas partes próximas à serra a densidade da drenagem é relativamente reduzida e ocorrem ainda veredas preservadas e cerrado esparso. Nas regiões mais baixas, onde afloram os carbonatos, a substituição do cerrado para pastagens é intensa, e predomina vegetação nativa apenas nas matas galeria e locais de exposição do epicarste superficial (matas secas), porque afloramentos inviabilizam a mecanização.

Na região dos carbonatos, e especialmente na interseção com os sedimentos siliciclásticos, ocorrem depressões cársticas dos mais variados tipos e tamanhos, muitas com acelerados processos de erosão devido ao desmatamento e pisoteio por gado (Figuras 4 e 5). Os processos de captura para o subterrâneo são atestados pela formação de colapsos, as vezes significativos, e pelo entulhamento de sedimentos em galerias de cavernas (Figura 6). Muitas das depressões cársticas e cavernas são utilizadas inadequadamente para criação de animais ou captação de água para abastecimento público em épocas secas (respectivamente), ensejando um quadro crítico do ponto de vista ambiental e de gestão do aquífero (Figura 7).



Figura 4: Alguns tipos de dolinas na região, como as de sufusão (A), pequeno colapso sob mata seca (B) e colmatada (C). Fotos do autor.



Figura 5: Grande depressão associada a Lapa do Penhasco (A) com pastagens e áreas degradadas. Ao lado (B), parte desmatada com epicarste aparente na depressão poligonal da Gruna da Tarimba. Fotos do autor.



Figura 6: Capturas de drenagem (A) na lapa do Funil e entulhamento de galerias subterrâneas por sedimentos superficiais (B) na caverna do Borá. Fotos do autor.

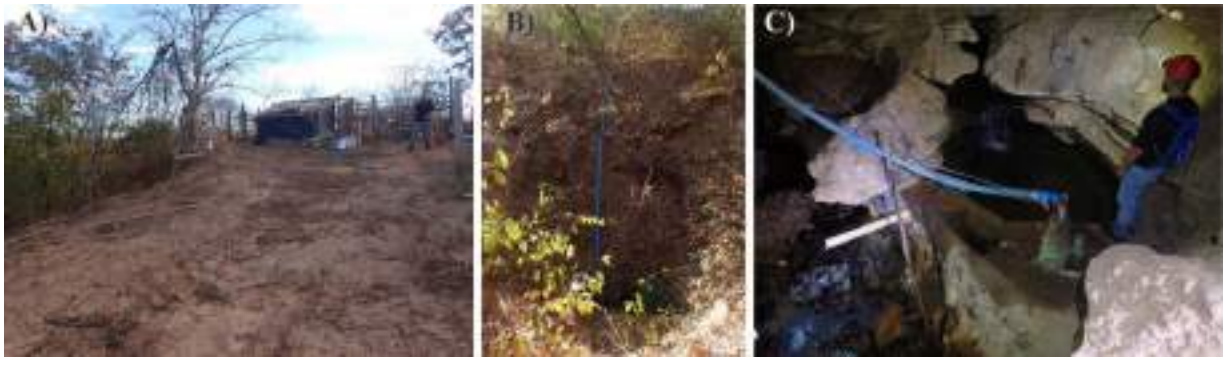


Figura 7: Na região do povoado de Machado, um exemplo de dolina que dá acesso a um sistema ativo de caverna. A primeira foto (A) mostra a borda da dolina a esquerda e uma pocilga a direita. Nas fotos seguintes (B e C) mostram a captação de água nessa depressão para abastecimento do povoado no período de seca, quando córregos superficiais param de correr. Fotos do autor.

1.2 OBJETIVOS

O objetivo principal desta pesquisa é o mapeamento de dolinas na área de estudo por meio de dados obtidos por diversas fontes, mas especialmente originados a partir de modelos digitais de elevação (MDE[2]) e imagens de alta resolução. Neste sentido, configura dentre os objetivos avaliar métodos de mapeamento tradicionais, geralmente com o uso de imagens aéreas e trabalho de campo, frente a novas possibilidades, inclusive com a inserção de técnicas automatizadas e uso de novas tecnologias para aquisição de dados, como o Veículo Aéreo Não Tripulado (VANT) por exemplo. Isso permite avaliar as alternativas frente a disponibilidade de bases de maior ou menor resolução, que geralmente implicam em maior ou menor custo de aquisição e certamente podem gerar resultados diferentes. Quais seriam as possibilidades de detecção de dolinas com os dados disponíveis? Seria possível detectar pequenas feições? Quais são as possibilidades das técnicas de sensoriamento remoto para o uso em grandes áreas, onde a utilização de MDE's de alta resolução se mostra inviável pelo maior custo financeiro? O uso de VANT's de formato comercial se mostram como opção válida, com boa relação custo/benefício?

Portanto, são objetivos específicos deste trabalho: revisar as tipologias dos sistemas cársticos e em especial os processos principais envolvidos na morfogênese desses ambientes; revisar as classificações genéticas e morfológicas das dolinas, feições típicas destes sistemas; identificar os trabalhos de mapeamento de dolinas no Brasil e no mundo, dando ênfase aos aspectos de densidade, morfometria, distribuição e bases de dados utilizadas; diferenciar os métodos de detecção e delimitação de dolinas; identificar os trabalhos e técnicas utilizadas no mapeamento de dolinas por meio de MDE's em suas abordagens manuais e automatizadas; realizar testes comparativos no uso de diferentes tipos de MDE's para detecção manual, incluindo-se bases em diferentes resoluções; avaliar a detecção automatizada por meio das bases SRTM e ALOS-PALSAR em conjunção com a análise de imagens de satélite para confirmação visual; avaliar os produtos cartográficos gerados por VANT e estratégias que permitam detectar dolinas de forma mais precisa se comparada a técnicas tradicionais; realizar uma caracterização

[2] Modelo Digital de Elevação-MDE é uma representação numérica das cotas altimétricas (Z) distribuídas entre os eixos cartográficos (X e Y). Arquivos digitais desta natureza possuem valor de Z para cada pixel e podem gerar imagens conforme a variação desses valores. O termo MDE é uma representação genérica de dois tipos específicos, como o Modelo Digital de Superfície-MDS, que considera os cumes da detecção (copa das árvores, topo de edifícios) e o Modelo Digital de Terreno-MDT, que representa o nível do solo, ou seja, detecta a base (pavimento) abaixo das interferências superficiais, representando melhor a superfície terrestre.

geomorfológica da área de estudo a partir da identificação das dolinas de modo a permitir seu enquadramento tipológico; identificar as áreas de maior carstificação e vulnerabilidade prévia frente aos processos hidrogeológicos.

1.3 MATERIAIS E MÉTODOS

Como já salientado, a região de estudo carece de boas bases cartográficas oficiais que permitam a identificação de feições cársticas na escala desejável para caracterização da área e planejamento. Um exemplo disso é a carta topográfica oficial disponível, na escala de 1:250.000, gerada no projeto RADAMBRASIL. As fotos aéreas são na escala de 1:60.000 (USAF/Exército) e datam de meados da década de 1960. O projeto estabeleceu o contato com o 5º Centro de Geofinformação (5ª DL-Exército) para obtenção das imagens da área e após largo período, com reiteradas solicitações, obteve-se algumas cenas (29), que além de não recobrirem a maior parte da área de estudo também, em muitos casos, não continham a sobreposição necessária à estereoscopia. Apesar do foto-índice sinalizar a existência de imagens para toda a área, acredita-se que parte tenha se perdido.

Como opções à falta de dados nacionais foram adotadas como bases de escala abrangente os MDE's SRTM (USGS, https://earthexplorer.usgs.gov/) e ALOS-PALSAR (Vertex, ASF, NASA, https://search.asf.alaska.edu/#/). Para análises visuais, em apoio aos procedimentos utilizados com os referidos MDE's, foram utilizadas imagens do Google Earth, que permitem consultas em séries históricas recentes (2008 em diante). Nas abordagens em escala de detalhe foi utilizado um VANT comercial da marca DJI, modelo Phantom 4 Pro, com câmera nativa (visível), para a aquisição de imagens aéreas e posterior processamento e geração de produtos cartográficos (MDE's, ortofotomosaico). O trabalho de aerolevantamento, aquisição de pontos de controle e construção dos produtos cartográficos foi realizado por meio de parceria com a empresa "360Geo", tendo todas as etapas acompanhadas tecnicamente pelo ICMBio e Laboratório de Geografia Física, LAGEF-UNB. Por fim, também serviu como fonte de dados as inúmeras campanhas de campo à área de estudo, entre 2017 e 2019, que totalizaram 37 dias e permitiram a identificação e caracterização de 152 Dolinas.

A presente dissertação foi concebida a partir da sucessão de artigos científicos complementares, que discorressem sobre a revisão teórica, metodológica, testes e resultados. Apesar da recorrência dos assuntos como introdução, caracterização das áreas e metodologias empregadas tornar a leitura repetitiva, optou-se por esse modelo tendo em vista a necessidade e facilidade de divulgação do projeto. Assim, as descrições metodológicas, quando necessárias, estão

contidas em cada proposta de artigo preparado, que foram construindo os capítulos desta dissertação. O primeiro artigo preparado, já publicado pela Revista Caminhos de Geografia, apresenta uma revisão teórica das principais tipologias cársticas e classificações de dolinas (subcapítulo 2.1). A segunda proposta de artigo (subcapítulo 2.2) faz uma revisão de mapeamentos de dolinas internacionais e localiza os principais trabalhos no Brasil, ressaltando as bases de dados e análises morfométricas utilizadas, tendo sido aceito para a Revista Brasileira de Geografia Física (ainda não publicado). O terceiro artigo (subcapítulo 2.3), de caráter metodológico, revisita os trabalhos desenvolvidos na identificação de depressões cársticas, sobretudo com o auxílio de Modelos Digitais de Elevação-MDE, mas geralmente apoiadas por demais fontes de dados (imagens, campo, cartas topográficas etc.). Este último artigo foi submetido à Revista Brasileira de Geomorfologia em abril de 2019 e ainda está sob revisão.

Realizada a revisão bibliográfica, apresenta-se um teste comparativo na detecção visual de dolinas com o apoio de MDE ALOS-PALSAR versus MDE gerado pelo VANT do projeto, para uma pequena área prospectada em campo. Este trabalho foi publicado como resumo expandido do 35º Congresso Brasileiro de Espeleologia e apresenta alguns resultados preliminares (subcapítulo 3.1). Por fim são apresentados os resultados em duas propostas de artigos, ainda não submetidos a revistas, com possibilidade de tradução e submissão em periódicos internacionais. A primeira proposta descreve a detecção de depressões em toda a área de estudos (3.923km²) com o uso de dados ALOS-PALSAR e SRTM (subcapítulo 4.1) e a segunda proposta de artigo foca nos dados obtidos por meio do VANT para uma área de 50km² (subcapítulo 4.2) na área central da APA-NRV, onde ocorrem grandes sistemas de cavernas.

De uma forma geral e resumida a pesquisa foi estruturada conforme as etapas representadas no fluxograma apresentado a seguir (Figura 8). A revisão bibliográfica permitiu identificar, sobretudo, as principais técnicas de mapeamento de dolinas. A partir dessa importante etapa, partiu-se para atividades práticas de identificação das feições por meio de geoprocessamento e visitas a campo. Os procedimentos realizados em escalas diferentes resultaram em grandes quantidades de objetos, necessitando a adoção de estratégias de filtragem variadas. Porém, a identificação das feições consideradas positivas permitiu alcançar alguns resultados, como a tipologia do carste local, os padrões de dolinas existentes, zonas de maior carstificação e vulnerabilidade, assim como pesar os prós e contras das metodologias utilizadas.

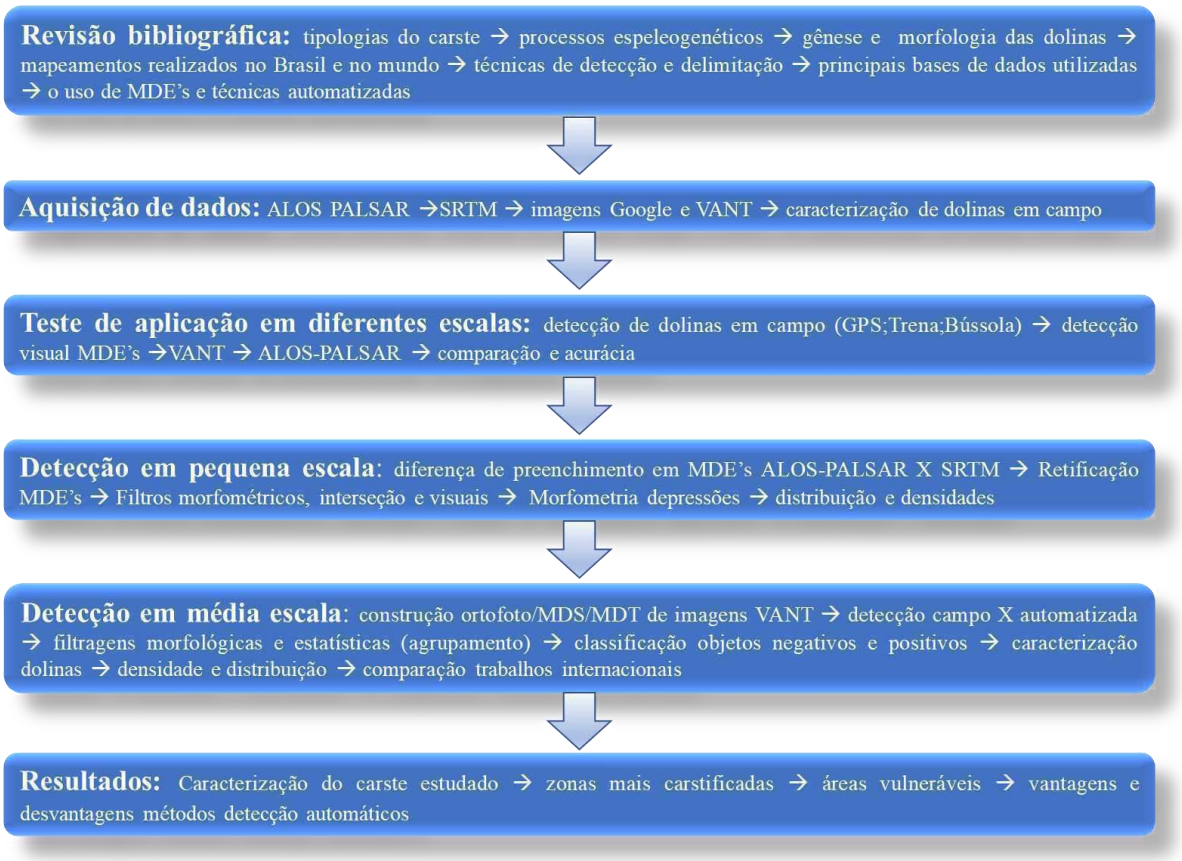


Figura 8: Fluxograma da pesquisa.

2 EMBASAMENTO TEÓRICO-METODOLÓGICO

2.1 TIPOLOGIAS DO CARSTE E CLASSIFICAÇÕES DE DOLINAS: UMA REVISÃO

CAMINHOS DE GEOGRAFIA - revista online **ISSN: 1678-6343**
http://www.seer.ufu.br/index.php/caminhosdegeografia/ DOI: https://doi.org/10.14393/RCG207044169

TIPOLOGIAS DO CARSTE E CLASSIFICAÇÕES DE DOLINAS: UMA REVISÃO

Cristiano Fernandes Ferreira
Universidade de Brasília – UnB
Programa de Pós-Graduação em Geografia
cristiano.ferreira@icmbio.gov.br

Rogério Elias Soares Uagoda
Universidade de Brasília – UnB
Programa de Pós-Graduação em Geografia
rogeriouagoda@unb.br

RESUMO

O carste apresenta processos característicos e complexos ligados à dissolução que podem resultar em feições típicas destes ambientes, como as dolinas. A ocorrência de ambientes cársticos diferenciados motivou diversas propostas tipológicas ou de classificação dessas paisagens. O presente trabalho revisa as principais formas de se categorizar o carste ao longo do tempo no mundo e algumas propostas que tiveram maior aplicação no Brasil. A evolução da discussão sobre o tema resultou cada vez mais no entendimento dos processos espeleogenéticos que ocorrem preferencialmente em subsuperfície. Esses mecanismos subjacentes são os responsáveis principais pela origem e desenvolvimento das depressões cársticas, como as dolinas. Devido à dificuldade de se classificar estas feições e falta de convergência na denominação dos tipos de dolina, buscou-se reunir as diversas propostas que foram sendo elaboradas na literatura internacional. A partir da revisão destas propostas realizou-se uma síntese de classificação genéticas de dolinas para uniformizar a aplicação em trabalhos futuros.

Palavras-chave: Carste. Dolina. Depressão fechada.

KARST TYPOLOGIES AND DOLINES CLASSIFICATIONS: A REVIEW

ABSTRACT

The karst presents characteristic and complex processes related to the dissolution that can result in features typical of these environments, like the dolines. The occurrence of different karst environments motivated several typological proposals or classification of these landscapes. This paper reviews the main ways to categorize karst over time in the world and some proposals that have been most widely applied in Brazil. The evolution of the discussion on the subject has resulted more and more in the understanding of the speleogenetic processes that occur preferentially in subsurface. These underlying mechanisms are primarily responsible for the origin and development of karst depressions, such as dolines. Due to the difficulty of classifying these features and lack of convergence in the denomination of doline types, it was sought to bring together the various proposals that have been elaborated in the international literature. From the review of these proposals a synthesis of genetic classification of dolines was made to standardize the application in future works.

Keywords: Karst. Sinkholes. Closed derpression.

INTRODUÇÃO – O QUE É CARSTE?

O carste pode ser considerado um tipo de terreno com formas e sistemas de drenagens diferenciados pela combinação de alta solubilidade da rocha e porosidade secundária bem desenvolvida, através de alargamento de fraturas e descontinuidades (FORD e WILLIAMS, 2007). Esta solubilidade é encontrada preferencialmente em rochas carbonáticas, como calcários, dolomitos e mármores, que são atacados por água naturalmente acidulada, representada principalmente através da seguinte reação reversível: $CaCO^3+H^2O+CO^2=Ca(HCO^3)^2$. O intemperismo químico é o processo dominante

se comparado ao transporte mecânico, resultando num conjunto único de paisagens (JONES e WHITE, 2012). Tais terrenos são caracterizados pela ocorrência de depressões fechadas (dolinas), captura de drenagens superficiais para sistemas subterrâneos e ocorrência de cavernas (GILLIESON, 1996; FORD e WILLIAMS, 2007). A dissolução pela água, através dos interstícios da rocha, é o processo chave e mesmo que não seja predominante, é o mecanismo inicial que permite outros ocorrerem, como erosão mecânica e colapsos (FORD, 2004; PALMER, 2007). O carste pode ser entendido como um conjunto de características morfológicas e hidrológicas, superficiais e subterrâneas, relacionadas ao mecanismo dominante sobre elas, a dissolução de rochas solúveis, notadamente carbonatos e evaporitos, dando origem a "feições endêmicas" deste tipo de ambiente (GUTIERREZ et al., 2014). É importante ressaltar que nos trópicos úmidos os processos de carstificação são ainda mais pronunciados, seja pela alta disponibilidade de ácidos carbônicos oriundos da interação ar, solo e vegetação, seja pela maior quantidade de água disponível (WALTHAM et al., 2005).

Dada a especificidade processual e o desenvolvimento de formas tão peculiares nestes ambientes, o objetivo principal deste trabalho é revisitar as principais contribuições relacionadas ao carste, focando inicialmente nas formas de classificação destas paisagens. Numa segunda parte e considerando a grande importância das dolinas como uma das principais e mais típicas expressões morfológicas do carste, além de seu relevante papel hidrológico e ambiental, será tratada a questão das formas de seu desenvolvimento genético e morfológico assim como as classificações destas feições. Ressalta-se que são poucas as revisões sobre geomorfologia cárstica no Brasil, especialmente após meados da década de 1990 e início dos anos 2000, embora discussões e avanços sobre o assunto tenham tido continuidade em nível mundial. Além disso identificou-se uma certa variedade de nomes e processos aplicados ao conceito de dolina, o que motivou a realização desta revisão sobre o tema, em busca de maior uniformização.

CLASSIFICAÇÕES DO CARSTE E ASPECTOS MORFOGENÉTICOS

Uma das primeiras classificações foi proposta pelo próprio Jovan Cvijić, considerado o pai da geomorfologia e hidrologia cárstica, em seus trabalhos entre 1893 e 1925, que estabeleceram a diferenciação entre o "holocarste" e o "merocarste" (FORD e WILLIAMS, 2007; FORD, 2007). O holocarste, seria constituído pelo carste completo, em espessas camadas de calcário puro, sem a interferência de outras rochas menos solúveis, onde se desenvolve toda a gama de feições cársticas. Já o merocarste, seria incompleto, constituído pela intercalação de outras rochas menos ou totalmente insolúveis que levam ao desenvolvimento misto da paisagem entre componentes subterrâneo e fluvial. Estes termos caíram naturalmente em desuso, visto que o carste autêntico previsto por Cvijić na verdade era a exceção no âmbito mundial, muito além dos Alpes Dináricos carbonáticos onde o autor se inspirou. Conforme Ford (2007) o termo merocarste foi alternado para outra classificação atualmente muito usada para diferenciar áreas cársticas, o fluviocarste. O fluviocarste se desenvolve tanto pela ação da dissolução como por forças mecânicas de remoção, transporte e deposição de materiais, criando paisagens fluviais ora superficiais, ora subterrâneas, com a instalação de vales cegos e janelas cársticas, que podem ser consideradas um tipo de dolina de colapso. Jennings (1985) relata que foi Roglic (1960) quem propôs o termo para diferenciar as áreas que apesar de ocorrerem em calcários puros, por uma série de razões, a ação mecânica da água na superfície impede a expressão completa da dissolução.

Uma das formas mais utilizadas no Brasil para classificação do carste parte da divisão entre exocarste e endocarste, difundida na Europa, através principalmente da publicação de Bögli (1980). Segundo o mesmo, o exocarste pode ser definido como o conjunto de formas superficiais geradas a partir da corrosão em rochas solúveis pela água de chuva, compreendendo desde lapiás, pequenas depressões fechadas como dolinas, uvalas, cenotes e *cockpits*, além das planícies de corrosão, vales cársticos, vales secos e as grandes depressões, os poljés. Já o endocarste, segundo Bögli, é caracterizado pelos processos cársticos que ocorrem no subterrâneo, com a gradual captura da água superficial pela rede de drenagem formada através de juntas e planos de acamamento da rocha, que aos poucos vão se alargando até formarem cavernas. Essa classificação, por ser bem didática, foi posteriormente muito utilizada no meio acadêmico brasileiro, sendo adotada por autores e publicações de grande difusão, como Bigarela et al. (1994) e Kohler (1995). Posteriormente Piló (1998; 2000) reforça essa classificação adicionando, ainda, o conceito de epicarste, entendido como um domínio de intersecção entre o exo e endocarste.

Pouco depois de Bögli (1980), publicações em língua inglesa como as de White (1988) e Jennings (1985) se utilizam dos termos "formas superficiais e subterrâneas do carste", prevalecendo na literatura internacional em contraposição aos termos "exo e endocarste". A partir de então contribuições são feitas no sentido de valorizar mais os aspectos genéticos, especialmente hidrológicos, nas classificações do carste em detrimento de apenas aspectos descritivos, relacionados as formas visíveis decorrentes dos processos de dissolução no subterrâneo.

Neste sentido, num dos primeiros trabalhos de síntese de Palmer (1984) o autor propõe outra classificação para o que ele chama de ambientes genéticos do carste, destacando: as formas superficiais em rochas aflorantes (lapiás, cânions); as feições de carste de subsolo que é condicionado pelo fluxo em meio poroso; as formas características de zona vadosa em que o fluxo é livre e gravitacional; feições de zona freática, com fluxos confinados e; as formas criadas pela alternância entre os dois últimos. Nesta publicação o autor reforça a importância dos aspectos hidrológicos no carste, identificando as interrelações entre as formas de recarga hídrica (autogêngica, alogênica, difusa) e sua repercussão em formas superficiais e subterrâneas, como no padrão planimétrico de cavernas (dendrítico ou em rede, por exemplo). Também define as zonas hidrológicas vadosas, freáticas e de variação do nível do lençol, defendendo a evolução simultânea de tais setores com possíveis repercussões em superfície através de colapsos de rocha e solo.

Uma outra tipologia processual do carste foi identificada para áreas tropicais úmidas inicialmente na Nova Guiné, por Williams (1972), e posteriormente aplicada em outras partes do mundo, inclusive no Brasil. Neste trabalho o autor conseguiu detectar alguns padrões morfológicos superficiais nos oito distritos analisados, que diferiam entre a ocorrência de pináculos de cumes acentuados, torres com encostas escarpadas, cones de perfil mais arredondados e sequência de dolinas tipo *cockpits*. A partir de análises mais acuradas, com apoio de interpretações morfométricas, foi observado que estas feições se organizavam e desenvolviam como fruto da ação morfogenética de depressões intramontanas, que capturavam o escoamento hídrico superficial. Se estas depressões fechadas evoluem e escavam completamente as paisagens, se justapondo umas às outras lateralmente, podem formar um mosaico de depressões de contornos topográficos (pentagonais ou hexagonais) sob a forma de uma rede celular denominada poligonal. O crescimento das depressões poligonais é limitado pela permeabilidade da rocha e a manutenção das bordas se dá pela competição entre depressões adjacentes. Desta forma, uma vez estabilizada uma depressão poligonal, ela tende a manter seu formato, desde que não haja mudanças ambientais significativas. Apesar disso, a drenagem interna para os sumidouros (pode haver mais de um), de natureza efêmera e centrípeta, pode sofrer aumento da assimetria com o crescimento da depressão. No carste poligonal, as depressões representam o centro dinâmico do sistema, condicionando a forma das feições superficiais residuais (torres, cones, pináculos), que primeiramente podem chamar mais atenção. De acordo com Ford e Williams (2007), o carste poligonal é uma das formas de drenagem natural mais eficientes que existem.

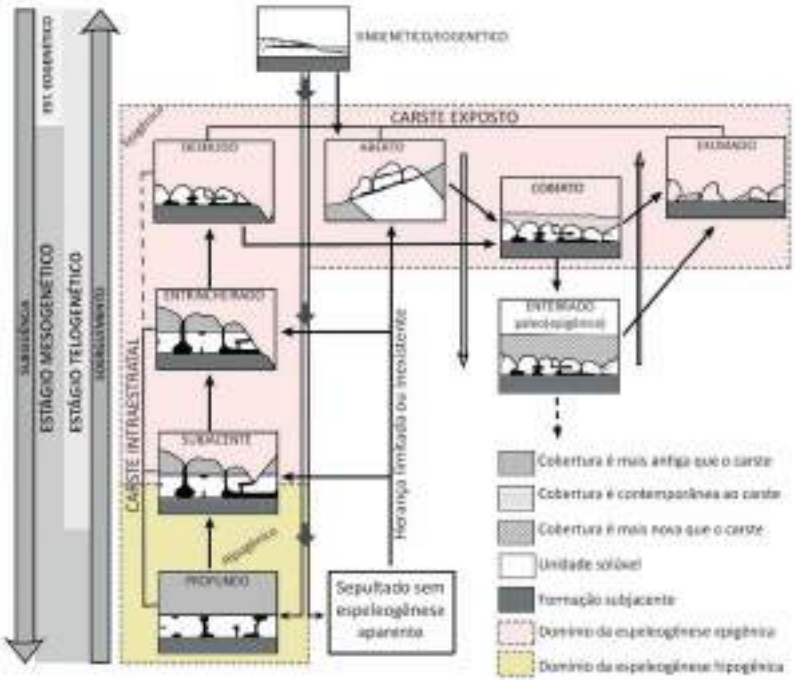
Essa classificação de carste poligonal influenciou um importante trabalho realizado no Brasil por Karmann (1994), na região cárstica do Vale do Rio Ribeira-SP. Neste trabalho o autor realizou uma classificação transicional das áreas estudadas entre zona fluvial (sobre os carbonatos), zona de contato (capturas de águas alogênicas), zona fluviocarstica, zona de transição e por fim, zona de carste poligonal (águas autogênicas). Desta forma ficou demonstrado o desmembramento da rede de drenagem superficial em bacias poligonais fechadas, o que é convergente com a ideia de uma fase fluvial e superficial anterior à carstificação, postulada por diversos autores desde 1900, conforme Ford e Williams (2007).

Utilizando também de critérios genéticos, funcionais e evolutivos para distinguir os diferentes tipos de carste, Klimchouk e Ford (2000), apresentam uma classificação adaptada do trabalho de Klimchouk (1996), baseada na condição de cobertura, profundidade da carstificação e remoção de materiais, dentre outros aspectos (Figura 1). O carste singenético se refere a feições criadas por dissolução durante a deposição do mineral (calcita ou gipsita) em eventos de exposição subaérea (regressão marinha). O carste intraestratal pode ser dividido em profundo, subjacente e entrincheirado. Carste profundo não é evidente em superfície, com rochas solúveis não expostas, mas em processo de carstificação por águas acidificadas ou termais – equivalente ou muito próximo ao conceito posteriormente consolidado de carste hipogênico. O carste subjacente ocorre onde as rochas solúveis são cortadas pela erosão em pontos de menor espessamento da camada superior insolúvel, causando alguns colapsos e surgências pontuais. O carste entrincheirado ocorre quando toda a

massa de rocha solúvel é recortada por vales, mas permanecem capas de rochas insolúveis nos interflúvios. Numa transição de carste intraestratal para carste exposto figura um tipo resultante da evolução dos três subtipos descritos anteriormente, o carste desnudo, que se forma quando toda a massa de rocha sobrejacente antecedente foi removida, o que implica que necessariamente já foi em algum momento capeado por outra rocha insolúvel.

Já quanto aos subtipos de carste exposto, observa-se uma sequência de carste aberto para carste coberto, que pode ser profundamente enterrado e ambos posteriormente formarem o carste exumado. Neste sentido carste aberto corresponde aquele que nunca foi coberto ou, se foi, a remoção da cobertura se deu antes de qualquer carstificação e, portanto, não há heranças morfológicas de estágios cobertos. Carste coberto é caracterizado pela cobertura de uma significativa camada de sedimentos inconsolidados acumulados concomitantemente durante a evolução cárstica, seja por solos de descalcificação (autóctone) ou por materiais de fora do carste (alóctone). Carste enterrado ocorre quando as rochas já anteriormente carstificadas são completamente soterradas por outra rocha, normalmente por transgressão marinha, interrompendo os processos de dissolução. Neste caso observa-se uma forte relação e ambiguidade com o conceito de paleocarste e fossilização. Por fim, o carste exumado é um tipo derivado dos dois anteriores cujos sedimentos que os recobriam posteriormente voltaram a ser removidos.

Figura 1 – Tipologias do carste segundo Klimchouk (2015). Esta figura foi atualizada desde Klimchouk e Ford (2000), com a adição da separação entre carste epigênico e hipogênico.



Fonte – adaptado de KLIMCHOUK (2015).

Uma classificação simples, mas bastante funcional é proposta por Ford e Williams em vários trabalhos (mas originalmente em FORD e WILLIAMS, 1989), e estabelece a diferenciação básica entre formas de recarga hídrica (*input landforms*) e formas de descarga/residuais (*outputs e residual landforms*). Na primeira categoria entrariam todo tipo de depressões, como dolinas, poljés, vales cegos, sumidouros, bem como campos de lapiás e epicarste, entre pequenas, médias e grandes feições. Já na segunda categoria observa-se a descarga, a saída da água do sistema, especialmente através das surgências, onde ocorreriam feições como planícies com relevos residuais, e feições de acumulação como represas de travertino e tufas, por exemplo. Apesar desta forma resumida de classificar as feições cársticas, os autores também citam inúmeras outras maneiras de classificar o carste: paleocarste, exumado, relicto, interestratal; intraestratal; exocarste, endocarste, criptocarste, hipercarste, hipocarste, carste *barré*, carste de contato; pseudocarste; termocarste; vulcanocarste; fluviocarste (FORD e WILLIAMS, 2007).

Por fim, em síntese relativamente recente ao tratar do verbete "*karst*", Jones e White (2012), revisam diversos termos associados a tipologias específicas do carste. Ambientes dominados por dolinas são chamados de "carste de dolinas". De forma parecida ocorre o "carste de cones e torres" onde tais formas residuais predominam, as vezes sendo também chamados de carste de *cockpit*. Em paisagens de origem mista, ocorrem o fluviocarste, carste alpino e o glaciocarste. São citados ainda o carste costeiro, afetado pelas marés, ondas e tempestades, além da ação biogênica; o carste de zona de mistura, caraterizado pelo maior poder dissolutivo gerado na junção entre águas doces interiores e águas marinhas, mesmo ambas saturadas; o carste telogenético, que ocorre em rochas compactas continentais de baixa permeabilidade (fraturas e acamamento) e se opõe ao carste eogenético, caracterizado por calcários jovens, sem significativa ação diagenética, portanto de alta permeabilidade primária, encontrado em regiões litorâneas. O carste hipogênico se caracteriza pela dissolução ascendente por águas profundas, estimulada pela condição hidrotermal (carste hidrotermal) ou de acidez pela presença de sulfetos na composição das rochas (carste por ácido sulfúrico), dando origem a grandes sistemas de cavernas, como a Carlsbad e Lechuguila no Novo México.

Este tipo de carste, hipogênico, vem sendo foco de muitos estudos recentes, sobretudo em função da sua capacidade de formar grandes cavernas sem manifestações morfológicas em superfície, não sofrer interferências epigênicas em seu desenvolvimento e por ser um importante potencial armazenador de hidrocarbonetos (vide revisão de KLIMCHOUK, 2018). O maior sistema de cavernas da América do Sul, com 145km de galerias mapeados, entre a Toca da Boa Vista e a Toca da Barriguda (Campo Formoso, BA) é considerada uma feição hipogênica, possivelmente desenvolvida por hidrotermalismo muito antigo (AULER et al., 2017). A consistente diferenciação espeleogenética observada entre os processos hipogênicos (profundos; confinados) e epigênicos (mais superficial; não confinado hidraulicamente) juntamente com o entendimento de que estes processos morfogenéticos são os principais na configuração do carste, levou Klimchouk (2015) a propor esta forma inicial de classificação, em convergência e sem se opor ao já proposto anteriormente em parceria com Ford (KLIMCHOUK e FORD, 2000, vide Figura 1). Esta visão mais recente do autor se opõe a classificações mais antigas que segundo o mesmo estabeleceram um paradigma calcado sobretudo nas formas superficiais, epigênicas (exocarste e endocarste) e não em processos espeleogenéticos, considerado o principal fenômeno causador das formas típicas do carste, que podem inclusive ocorrerem em grande profundidade, sem ação de águas meteóricas, ou manifestações morfológicas na superfície, por exemplo. As principais tipologias do carste aqui descritas estão resumidas a seguir (Tabela 1), onde se observa a evolução das terminologias e conceitos ao longo do tempo.

Tabela 1 – Tipologias de carste propostas por autores ao longo do tempo.

Publicações	**Tipologias de Carste**
Cvijić (1893)	Holocarste X Merocarste
Roglic (1960)	Fluviocarste
Williams (1972)	Poligonal (pináculos, torres, cones, cockpit, fluviocarste)
Bögli (1980)	Exocarste X Endocarste
Jennings (1985)	Desnudo X Coberto; Fluviocarste; Livre X Aprisionado; Subjacente (ou interestratal); Soterrado (fóssil) X Exumado; Relicto; Paleocarste; Biocarste
Karmann (1994)	Poligonal (fluvial, contato, fluviocarstica, transição, poligonal)
Piló (1998)	Exocarste X Epicarste X Endocarste
Klimchouk e Ford (2000)	Intraestratal (profundo, subjacente e entrincheirado); Desnudo; Exposto (aberto, coberto, enterrado, exumado); Singenético
Ford e Williams (1989; 2007)	Formas de Recarga X Descarga; Outros tipos citados: paleocarste, exumado, relicto, interestratal; intraestratal; exocarste, endocarste, criptocarste, hipercarste, hipocarste, carste barré, carste de contato; pseudocarste; termocarste; vulcanocarste; fluviocarste
Jones e White (2012)	Carste de Dolina; Carste de Cones e Torres; Carste de Origens Mistas (fluviocarste; carste alpino; glaciocarste); Carste Costeiro; Carste de Zona de Mistura; Carste Eogenético; Carste Telogenético; Carste Hipogênico (carste hidrotermal; carste por ácido sulfúrico)
Klimchouk (2015)	Carste Epigênico X Hipogênico

EPICARSTE, IMPORTANTE ZONA MORFOGENÉTICA

Algumas destas classificações cársticas incluem e consideram fortemente os processos morfogenéticos, especialmente a espeleogênese como o elemento impulsionador das formas que se manifestam em última análise em superfície. A compreensão da dinâmica de circulação hídrica no carste através das zonas hidrológicas (vadosa, oscilação do lençol e freática) e os produtos diferenciados da interação destes fluidos com a rocha, aumentando gradativamente a permeabilidade e o transporte de materiais é que permitem, eventualmente, a manifestação superficial dos fenômenos cársticos. Conforme Klimchouk e Ford (2000), se determinados tipos de feições cársticas são fundamentalmente superficiais, como lapiás em rochas expostas (*rillenkarren*), a essência deste sistema é a circulação subterrânea, criando vazios e cavernas na rocha solúvel. Depressões como dolinas e poljés, quando existentes, contribuem para suprir água ao sistema, mas não são essenciais para a circulação subterrânea. Ou como os autores definem assertivamente, "*Se o carste está expresso na superfície, isso não é relevante. Um sistema cárstico pode operar no subsolo sem qualquer relação com a superfície, sendo representado exclusivamente por formas subterrâneas(...)*" (KLIMCHOUK e FORD, 2000, p.46). Diante disso os autores ressaltam a importância no carste das zonas morfogenéticas subsuperficiais em detrimento unicamente da análise das expressões morfológicas superficiais para sua classificação.

Neste sentido, considerando o objetivo de se discutir e entender a formação de depressões cársticas, é necessário voltar a atenção a uma importante zona morfogenética destas paisagens, situada um pouco abaixo da superfície, o epicarste, responsável por até 80% da denudação química do sistema (FORD e WILLIAMS, 2007). Conforme Bakalowicz (2013), a inclusão do conceito de epicarste como importante zona morfogenética do carste é decorrente das discussões sobre o tema em âmbito mundial, entre as décadas de 1960/1970 através de trabalhos como o de Rouch (1964, *apud* BAKALOWICZ, 2013) e Mangin (1975, *apud* BAKALOWICZ, 2013), especialmente em função da sua importância hidrológica, biológica e ambiental. Neste sentido, o epicarste (KLIMCHOUK, 2000; FORD e WILLIAMS 2007), ou zona subcutânea (WILLIAMS, 1983) pode ser definido como a camada superficial de material mais intemperizado entre a rocha subjacente e o solo, que está particularmente exposta a ação dissolutiva e difusa das águas meteóricas e ao alargamento de descontinuidades, possuindo importante função de armazenamento e concentração de fluxos para a zona vadosa (Figura 2). O epicarste, juntamente com o solo (se existente) comporiam do ponto de vista hidrológico a zona vadosa, insaturada, que ainda possui uma zona de transmissão gravitacional lenta através do maciço rochoso para a zona freática, saturada (FORD e WILLIAMS, 2007; WILLIAMS, 2008; ver Tabela 2).

Tabela 2 – Zonas hidrológicas do carste.

Zona Insaturada (vadosa)	Solo
	Zona Epicárstica (ou subcutânea)
	Zona de Percolação Livre (transmissão)
Zona Intermitentemente Saturada	Zona Epifreática (zona de flutuação do nível do aquífero)
Zona Saturada (freática)	Zona Freática Superficial
	Zona Freática Profunda (batifreática)
	Zona Freática Estagnada

Fonte – Adaptado de FORD e WILLIAMS (2007, p. 107).

Segundo Palmer (2007), o epicarste seria essencialmente a extensão subsuperficial dos lapiás. Para Bakalowicz (2012) o epicarste é o setor chave para a dissolução dos carbonatos, por sua relação tão próxima à principal fonte de CO^2, o solo. Consequentemente, segundo o mesmo autor, o carste se desenvolve e evolui como resultado do epicarste, criando feições superficiais como lapiás e dolinas, bem como subsuperficiais, como condutos e cavernas. Pode ser, portanto, entendido como a mola propulsora das feições cársticas, dentre elas as depressões. Para Zwahlen (2004), que considerou fortemente a questão da vulnerabilidade dos aquíferos nestes ambientes, feições cársticas superficiais são apenas a expressão do desenvolvimento do epicarste e podem nem sempre se apresentarem visíveis através de formas como dolinas ou campos de lapiás, apesar destas feições serem indicadores geomorfológicos da sua operação.

Figura 2 – O epicarste e uma dolina soterrada, ou criptodolina, representadas em uma mineração em Bacaetava-PR. Sistema interligado à semidestruída Gruta dos Cinco Níveis. Manchas alaranjadas representando zonas de maior alteração ou sedimentação.



Fonte – Foto (2006) e esquema do autor.

DOLINA – A DEPRESSÃO CÁRSTICA ELEMENTAR

Esta revisão dará maior destaque aos processos e formas correspondentes das dolinas, por serem consideradas feições elementares do carste, comparáveis a bacias de primeira ordem (SAURO, 2012) ou até mesmo formas diagnósticas (CVIJIĆ, 1890, *apud* FORD, 2007). Bondesan et al. (1992) consideram que cada dolina corresponde a uma unidade hidromorfológica funcional. Para outros autores as dolinas são consideradas feições indicadoras (FORD e WILLIAMS, 2007), pois este tipo de sistema se desenvolve mesmo sem a ocorrência de depressões em superfície (WILLIAMS, 2004). Ou seja, se há dolina, há carste, sendo o contrário nem sempre verdadeiro. As demais depressões cársticas como dolinas compostas (uvalas), poljés e as microformas (*kamenitzas*, p.ex.), apesar de circunstancialmente comungarem de processos equivalentes, não serão tradadas pormenorizadamente nesta oportunidade. Importante ressaltar, porém, que dolinas podem ocorrer inclusive no interior de grandes depressões compostas, poligonais ou mesmo poljés, demonstrando seu caráter elementar no desenvolvimento destas paisagens.

Se a natureza do sistema cárstico é o fluxo subterrâneo, incluindo o transporte de materiais em dissolução ou desagregação mecânica, é natural que então surjam na superfície depressões fechadas, sem conexão superficial com a rede de drenagem (PALMER, 2007). Como coloca Williams (2004), o desenvolvimento de qualquer tipo de dolina depende da capacidade da água infiltrar e fluir através de rochas cársticas até as ressurgências. No Brasil distingue-se estas depressões cársticas normalmente entre dolinas – de menor tamanho; uvalas – quando duas ou mais dolinas se coalescem; e poljés – grandes depressões aplainadas de drenagem fechada. Apesar da relativa e aparente facilidade de diferenciação teórica entre estes tipos, inúmeros processos e às vezes complexos mecanismos se inter-relacionam de tal forma a resultar na expressão superficial deprimida, nem sempre perfeita e de fácil distinção. Um pouco desta complexidade está manifestada na definição de dolina de Beck (2012):

> "As dolinas (*sinkholes*) são as expressões superficiais (e quase superficiais) do processo interno de drenagem e erosão em terrenos cársticos, geralmente caracterizados por depressões na superfície terrestre. Os processos formativos incluem a dissolução de camadas de rocha, o transporte descendente do excesso de sedimentos e/ou o colapso do leito rochoso. A maioria das grandes dolinas maduras tem uma origem complexa envolvendo todos os três processos. Em alguns estágios no desenvolvimento de dolinas, uma depressão de superfície pode não estar presente" (BECK, 2012, p. 723).

Percebe-se nesta definição, em convergência ao que postularam Klimchouk e Ford (2000) que nem sempre as depressões estão expressas na superfície, apesar dos processos cársticos operarem em subsuperfície (Figura 2). Ou conforme Sauro (2012), a estrutura de uma dolina começa a se desenvolver antes mesmo do início da depressão superficial. Outro fator importante desta definição, sobretudo no contexto tropical brasileiro de grande quantidade de material superficial (solo, regolito),

processos biogeomórficos e pluviosidade, é a questão da poligenia das dolinas. Apesar de existirem mecanismos iniciais de desenvolvimento e formas típicas resultantes, estes sinais podem ser completamente apagados ou eclipsados por processos posteriores.

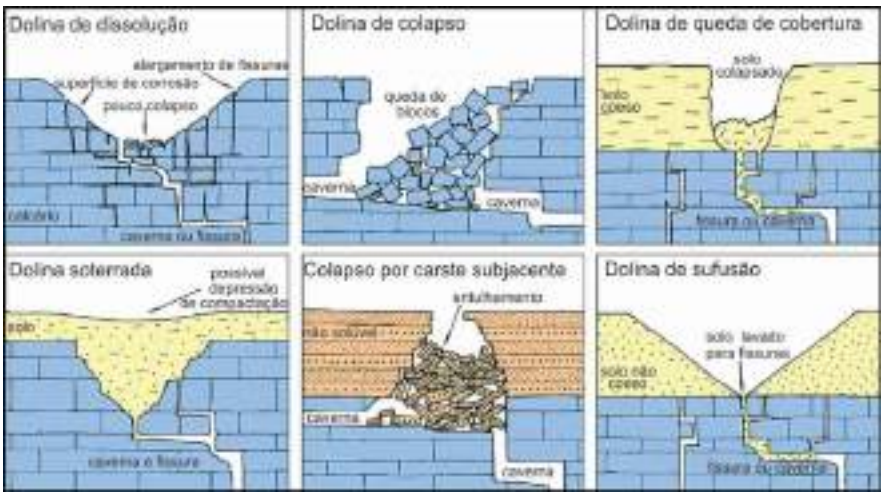
Ford e Williams (2007) apresentam uma revisão importante sobre poljés, caracterizados por serem grandes depressões fechadas aplainadas pela atividade de migração lateral fluvial, geralmente com um dos lados da bacia proeminente (escarpado), drenagem subterrânea em alguns pontos e uma característica proximidade do nível do aquífero com a superfície. Sauro (2012) faz uma curta revisão sobre poljés e também sobre depressões compostas, termo que o autor utiliza em substituição a uvala, considerado por ele e outros autores (PALMER, 2007, GUTIERREZ et. al. 2014), um termo em desuso que merece melhor definição, ou que se aplicaria a casos mais restritos, como sistemas de falhas locais acelerando a dissolução (ver ĆALIĆ, 2011). Apesar da indefinição internacional acerca do termo, em virtude da crítica à teoria dos ciclos davisiana na qual Cvijić deixou a entender que dolinas evoluiriam para uvalas e estas para poljés (ver esta discussão em KRANJC, 2013), o termo uvala continua sendo muito usado no Brasil.

PROCESSOS DE FORMAÇÃO

Os processos de formação de dolinas envolvem diferentes aspectos, tanto relacionados aos mecanismos erosivos (dissolução ou ação mecânica), tempos diferenciados (geológico, histórico ou repentino) como materiais distintos (coberturas móveis, rocha carstificável ou não). A dinâmica dos processos de formação e desenvolvimento de dolinas é caracterizada por diversos autores principalmente entre, dissolução, colapsos e subsidências (JENNINGS, 1985; FORD e WILLIAMS, 2007; BECK, 2012; ver Figura 3). Entretanto observa-se na literatura entendimentos diferentes para aplicações destes termos, como subsidência, e algumas inclusões de conceitos similares ou adicionais. Em virtude destas diferentes abordagens entre autores ao longo dos anos para classificação genética das dolinas, algumas sínteses das propostas foram realizadas, destacando-se a de Williams (2004) e Waltham et al. (2005).

Buscando atualizar tais sínteses com publicações mais recentes é apresentada aqui as propostas internacionais de classificação (Tabela 3). Adiante serão detalhados os mecanismos de formação de dolinas e suas especificidades, sem considerar os aspectos morfológicos, que serão tratados no tópico subsequente. Vale ressaltar, entretanto, o caráter poligenético e simultâneo de processos em boa parte das depressões encontradas na natureza, especialmente em ambientes tropicais, o que torna o esforço de simplificação uma aproximação, sobretudo, teórica. Ou como pontuam Cahalan e Milewski (2018), as dolinas se formam em função da interação complexa de fatores como os hidrológicos (inundações, p.ex.), geológicos (espessura das camadas, p.ex.), geomorfológicos (elevação, p.ex.), antropogênicos (uso do solo, p.ex.), climáticos (regime de precipitação, p.ex.), hidrogeológicos (flutuação do aquífero, p.ex.), ou outros fatores (resistência geotécnica do solo, p.ex.) que agem em magnitudes variáveis e escalas de tempo/espaço distintas.

Figura 3 – Tipologia de dolinas adaptada de Waltham e Fookes (2005).



Fonte: WALTHAM e FOOKES (2005).

Tabela 3 – Tipologia de dolinas e processos por autores. Separação de subgrupos identificados pelos próprios autores: [1] tempo permanente na paisagem; [2] tempo humano na paisagem; [3]grupo colapso; [4]grupo subsidência; [5]grupo dissolução; [6]outros tipos.

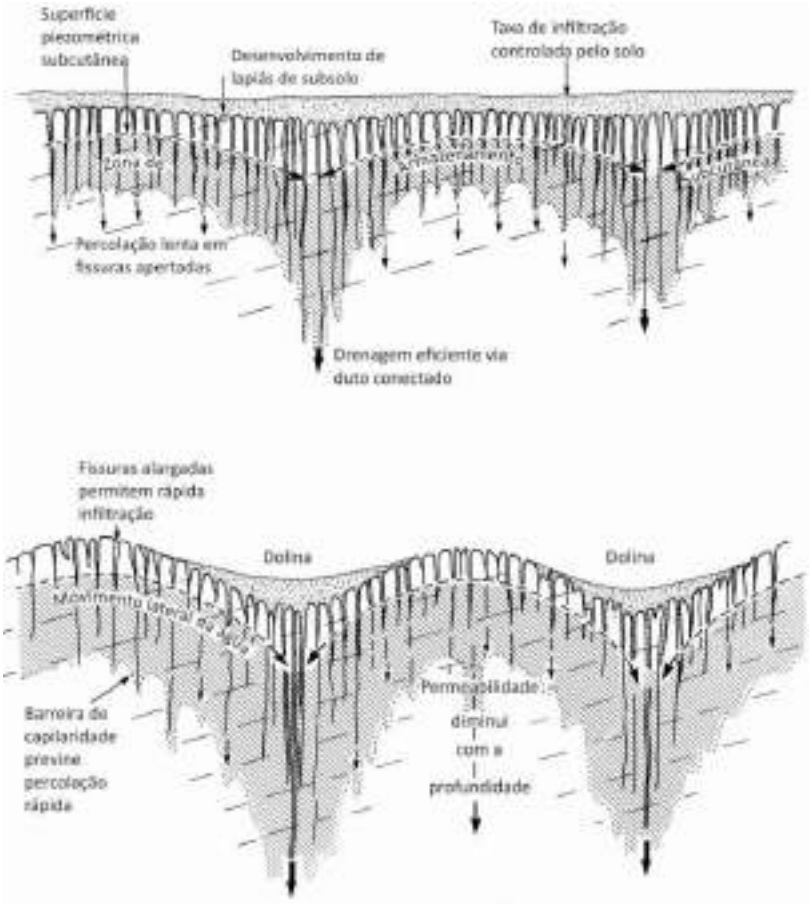
Tipologia de dolinas por autores		Sweeting (1972)	Bögli (1980)	Jennings (1985)	White (1988)	Williams (2004)	Whaltham et al. (2005)	Ford & Williams (2007)	Beck (2012)	Sauro (2012)	Gutierrez et al. (2014)
Dolinas de dissolução		Dissolução	Dissolução	Dissolução	Dissolução[4]	Dissolução	Dissolução	Rebaixamento Ponto de recarga	Dissolução	Rebaixamento[5] Ponto de recarga[5] Absorção[5]	Dissolução[5]
Dolinas de colapso em rocha	Solúvel	Colapso	Colapso (rápido)	Colapso	Colapso[1]	Colapso[3]	Colapso	Colapso[3]	Colapso de camada de rocha	Colapso[6]	Colapso[4]
	Não solúvel	Subsidencia	Subsidência (lenta)	Colapso por carste subjacente		Colapso de rocha sobrejacente[3]	Colapso de rocha sobrejacente	Colapso de rocha sobrejacente[3]			Colapso de rocha sobrejacente[4]
Dolina de subsidência de cobertura	Colapso				Colapso de cobertura[2]	Queda de cobertura[3]	Queda de cobertura[4]	Queda de cobertura[3]	Colapso de cobertura[4]	Cobertura[6]	Colapso de cobertura[4]
	Sufusão	Aluvial	Aluvial	Subsidência	Subsidência de cobertura[2]	Sufusão e subsidência de cobertura	Sufusão[4]	Subsidência e sufusão	Subsidencia de cobertura[4]	Cobertura[6]	Sufusão de cobertura[4]
	Soterramento						Soterrada		Soterrada	Embrionária	
Depressão de subsidência (cobertura/rocha)	Acomodamento (evaporitos principalmente)					Depressão regional de subsidência				Subsidência (acomodamento)[6]	Acomodamento de rocha sobrejacente[4] Acomodamento cobertura[4] Acomodamento na própria rocha[4]
Outros tipos				Dolina de sumidouro aluvial						Interseção (paleocarste)[6]	

A DISSOLUÇÃO ABRINDO CAMINHO

As depressões cársticas possuem íntima relação com os processos hidrológicos e dissolutivos que ocorrem em subsuperfície desencadeando outros processos erosivos. Segundo Klimchouk (1995), o desenvolvimento de dolinas na superfície se deve principalmente aos mecanismos de morfogênese do epicarste, desde que a recarga autogênica e difusa prevaleça em detrimento à corrosão por concentração de fluxos em superfície através dos pontos de recarga. Conforme a figura elaborada por Williams (1983), observa-se a fundamental importância da zona epicárstica neste processo (Figura 4). À medida que a água enriquecida com ácidos carbônicos da atmosfera e do solo percola pelo pacote rochoso fraturado, a dissolução vai então alargando gradativamente as descontinuidades. Este processo epicárstico é especialmente mais importante entre os 3 e 10 metros de profundidade, visto que a solução antes acidulada vai entrando em equilíbrio e perdendo seu poder corrosivo (WILLIAMS, 1983; 2008; KLIMCHOUK, 1995; KLIMCHOUK et al., 1996; FORD e WILLIAMS, 2007; JONES e WHITE, 2012). A maior parte da água não pode escoar livremente para baixo em virtude do afunilamento destas aberturas verticais, criando o que Williams (1983) chamou de barreira de capilaridade, responsável pela manutenção de um aquífero suspenso cujo excedente hídrico passa então a movimentar-se lateralmente. A presença de setores mais fraturados ou alargados em subsuperfície criam zonas preferenciais de escoamento vertical, aumentando a permeabilidade e a partir disso, num processo de *feedback* positivo, há um aumento da dissolução e consequente perda de material para setores mais profundos da zona vadosa, criando assim um ponto preferencial de desenvolvimento de uma dolina a partir do rebaixamento do aquífero epicárstico. Tais depressões seriam formadas por fluxos centrípetos em pontos focados de grande permeabilidade no epicarste, explicando assim o padrão preferencialmente circular destas feições. Em convergência a este modelo, Klimchouk et al. (1996) enfatizam o desenvolvimento oculto de condutos verticais, ou *hidden shafts* do inglês, que ocorrem na base da zona epicárstica normalmente sem conexão direta com a superfície, mas de grande importância para a concentração dos fluxos, direcionamento da espeleogênese e formação de depressões.

Outro processo importante de desenvolvimento por dissolução, descrito por Ford e Williams (2007) e Sauro (2012), ocorre pela iniciação de dolinas por pontos de recarga, quando há a captura da drenagem superficial em camadas não solúveis (água alogênica) por sistemas de proto cavernas subjacentes em camadas carstificáveis, como calcários. O entalhe fluvial pode criar uma janela de exposição para a rocha solúvel, a partir da qual passa a ocorrer a infiltração pontual em determinadas estruturas favoráveis e alargamento de um proto conduto. O avanço vigoroso do entalhe nos calcários por cursos principais adjacentes estabelece diferenciações altimétricas entre a recarga e descarga, e se a dissolução nas estruturas da rocha permite a conexão entre ambas as áreas, a maior permeabilidade leva ao aumento da remoção dos materiais químicos e clásticos. A partir do momento que se estabelece a interconexão entre este ponto de recarga alogênica para a descarga, se origina então gradativamente uma dolina de drenagem centrípeta, logo, circular.

Figura 4 – O epicarste, ou zona subcutânea, representado por Williams (1983), mostrando a importância intrínseca desta zona morfogenética na evolução de dolinas de dissolução.



Fonte – adaptado da figura apresentada por WILLIAMS (2008).

Com base nestes processos espeleogenéticos que ocorrem no epicarste e pontos de recarga, outros processos passam a operar em contribuição à diferenciação morfológica das depressões que se manifestam na superfície. Segundo Beck (2012), as diversas formas de dolinas em carbonatos são determinadas por apenas dois mecanismos principais, sendo o primeiro o transporte de material superficial através de canais alargados pela dissolução e o segundo o colapso de camadas acima (teto) de grandes cavidades. A evolução e interconexão dos aparatos subterrâneos de drenagem com a superfície favorecem o fluxo livre da água e o transporte de materiais. O primeiro e mais importante deles é o próprio mineral solúvel ($CaCo^3$ nos carbonatos), dando origem às depressões mais puras no carste, as dolinas de dissolução, em geral com pouca ou nenhuma cobertura sobre as rochas, que se apresentam preferencialmente desnudas. A dissolução alarga as descontinuidades, desmonta e separa os blocos de rocha, podendo levar à instabilidade de camadas superiores ou vazios subsuperficiais. Por outro lado, coberturas superficiais como solo e sedimentos, quando existentes, passam a ser capturados para o subterrâneo de formas diferenciadas, a depender da coesão dos materiais, como será tratado a seguir.

SUBSIDÊNCIAS LENTAS DE MATERIAL

A presença de coberturas móveis sobre rochas carstificadas pode levar ao processo de erosão vertical através de juntas alargadas ou condutos de dissolução subjacentes, como já demonstrado na discussão sobre epicarste, num processo misto entre dissolução e erosão mecânica. Tal processo ocorre de forma gradual, lenta, através da infiltração da água nestas estruturas e é chamada de subsidência (BECK, 2012). Alguns autores chamam tais dolinas de aluviais (CVIJIĆ 1890 apud FORD 2007; BÖGLI, 1980) ou dolinas de “sufusão” (FORD e WILLIAMS, 2007). Este processo é especialmente importante em áreas de espessas camadas de material que recobre as rochas

cársticas. Tais materiais podem ser solos residuais (argila de descalcificação p. ex.), sedimentos (colúvios, alúvios, etc.) ou mesmo material intemperizado *in situ* de outras rochas que recobriam a área. Dolinas de subsidência lenta de cobertura são mais comuns quando o material apresenta uma menor coesão (silto-arenosos, por exemplo), permitindo o transporte gradual e não repentino.

Vários autores relacionam este processo de subsidência que ocorre em materiais inconsolidados através da infiltração gradual de água e a lavagem de sedimentos finos por condutos presentes na base das depressões como "dolina de sufusão", ou "*suffosion dolines*" (WILLIAMS, 2004; WHALTHAM et al. 2005; FORD e WILLIAMS, 2007; GUTIERREZ et al. 2014). Possivelmente pela falta de uma tradução mais adequada para o português, no Brasil convencionou-se a adotar o termo dolina de subsidência ou dolina aluvial (p. ex. PILÓ, 2000; BIGARELA et al., 1994) para este mesmo processo descrito para as dolinas de sufusão. Conforme a síntese dos termos aqui apresentada (Tabela3) verifica-se que não há de fato uma uniformização da terminologia utilizada para classificar esta tipologia de dolina em que processos mecânicos de erosão auxiliam a conformação da depressão além da dissolução. Utilizar apenas o termo subsidência para este processo pode causar confusão uma vez que o conceito é mais amplo e utilizado como um descritor inicial para outros processos. Gutierrez et al. (2014) utilizam o termo subsidência coletivamente para todos os demais tipos específicos de dolinas, à exceção das dolinas de dissolução.

Ford e Williams (2007), por exemplo, consideram que dolinas de subsidência ideais seriam aquelas que se formam pelo acomodamento gradual da superfície causado pela dissolução das camadas subjacentes sem rupturas ou fraturamentos significativos, apesar de que na prática haja uma continuidade natural com ocorrências de eventuais quebras e deformações a depender da coesão da rocha/solo. Williams (2004) chama estas feições de depressões regionais de subsidência, mais suaves e ligadas em geral aos evaporitos, grandes demais para serem denominadas de dolinas. De forma parecida Gutierrez et al. (2014) defendem que diferentemente de outras rochas mais rúpteis, como os calcários, os evaporitos apresentam um caráter mais dúctil, de flexionamento das camadas acima dos vazios, processo chamado em inglês de "*sagging*", podendo formar grandes depressões na casa das centenas de metros de diâmetro. Sauro (2012) também propõe um tipo similar deste processo de acomodamento de rocha por subsidência através da dissolução de camadas inferiores solúveis recobertas por rochas insolúveis (arenitos p.ex.), gerando grandes depressões, as vezes com lagos. Entretanto este tipo de processo de subsidência ideal é mais relacionado a rochas evaporíticas e pouco comum no mundo, sobretudo no Brasil, apesar que em algumas regiões de carste recoberto por arenitos, como no Grupo Urucuia no oeste da Bahia, se notem grandes e suaves depressões, aparentemente deste tipo.

O desenvolvimento de uma proto dolina, com o alargamento das estruturas da rocha de forma a permitir o transporte de sedimentos clásticos forma um cone ou bacia que impõe um gradiente local e a captura preferencial de material para este ponto. Isso define a grosso modo a dolina de subsidência por sufusão já comentada. Entretanto, conforme descreve Beck (2012), quando as estruturas carstificadas da rocha são menos efetivas na condução dos sedimentos para o subterrâneo que a produção superficial dos mesmos, a dolina é paulatinamente preenchida, formando primeiramente depressões rasas, pântanos, pequenos lagos e acúmulo de material orgânico. O completo preenchimento da depressão define o que é chamado por alguns autores como dolina soterrada, sendo no Brasil também conhecidas por dolinas colmatadas. Sauro (2012), ao utilizar-se dos termos "criptodolina embrionária" ou "dolina de subsolo", propostos por Nicod (1975, *apud* SAURO, 2012), ressalta que tais feições podem armazenar paleosolos funcionando como armadilhas de sedimentos desde o início de sua formação, podendo nunca ter formado depressão superficial significativa (Figura 2). De toda maneira, tais dolinas soterradas/colmatadas, de difícil identificação, podem continuar operando de forma invisível em subsuperfície, como um mecanismo erosivo típico do carste, que denota sua maior fragilidade e risco.

OS COLAPSOS (SOLO E ROCHA)

Os colapsos ocorrem por conta da presença e migração vertical de vazios subterrâneos até a superfície, seja na própria rocha solúvel, subjacente em rochas não solúveis ou no solo. Alguns processos podem desencadear os colapsos na rocha, como por exemplo: o contínuo alargamento freático e aumento da cavidade até que o suporte mecânico das camadas superiores se perca; a drenagem de câmaras anteriormente alagadas e consequente perda de flutuabilidade da rocha, ou;

a dissolução preferencial em zonas vadosas acima do teto de cavernas, através de fissuras, acamamento e condutos verticais, fragilizando o pacote rochoso (WHITE e WHITE, 2000; FORD e WILLIAMS, 2007). Palmer (2007) concorda que a drenagem de passagens subterrâneas antes alagadas e a eliminação do fator flutuabilidade leva ao acréscimo de peso efetivo no teto das cavernas, lembrando que o calcário possui densidade de 2,7g/cm³, mas em condições freáticas esta densidade equivaleria a apenas a 1,7gr/cm³. Segundo o mesmo, a progradação do colapso de camadas de teto em cavernas pode alcançar centenas de metros para cima, ultrapassando inclusive camadas de rocha não solúveis e por fim atingindo a superfície. Estas seriam as dolinas de colapso por carste subjacente (JENNINGS, 1985) ou dolinas de colapso de rocha sobrejacente (não solúvel), do inglês, *caprock* (WILLIAMS, 2004; WALTHAM et al., 2005; FORD e WILLIAMS, 2007). Beck (2012) ressalta o componente misto nestas rupturas, ou seja, o alargamento cada vez maior da caverna e ao mesmo tempo a dissolução superficial diminuindo a espessura da camada superior até que ocorra a convergência deste processo, gerando o colapso.

Processos por colapso também atingem materiais inconsolidados presentes na superfície de rochas carstificadas, especialmente solo, sedimentos ou material intemperizado (regolito). Segundo Beck (2012), quando o material de cobertura se apresenta mais coeso (silto-argiloso, p.ex.), o vazio criado pela drenagem e erosão subsuperficial pode propagar para cima na forma de um arco através de conduto vertical (*shaft*). Com o tempo este mecanismo leva ao aumento do vazio e o material que colapsa neste processo pode se acumular na base ou ser transportado pelo sistema de drenagem oculta. A migração vertical deste processo pode atingir uma camada ainda mais coesa (argila p. ex.) e causar uma temporária resistência, levando por outro lado ao alargamento do vazio em detrimento da verticalização. Se este processo ocorre até próximo à superfície, uma camada fina e pouco resistente pode não suportar mais o seu próprio peso e colapsar abruptamente, formando então uma dolina de colapso em cobertura. Se o processo de colapso no meio rochoso raramente é abrupto e catastrófico (PALMER, 2007), no solo este processo pode ser bem dinâmico e causar danos consideráveis em estruturas como estradas e edificações (BECK, 2012). Por este motivo White (1988) considera as dolinas de colapso em rocha e de dissolução feições permanentes da paisagem na escala de tempo humano por sua lenta evolução, ao passo que as de subsidência e colapso de cobertura seriam feições dinâmicas, que podem se formar instantaneamente, em horas ou dias.

Estes processos de colapso descritos acima podem ocorrer, tanto na rocha como especialmente em materiais inconsolidados em função da variação do nível do aquífero local. Segundo Ford e Williams (2007), a variação sazonal do aquífero entre períodos úmidos e secos além das inundações temporárias pelo sifonamento de condutos em eventos de fortes chuvas podem causar mudanças repentinas no padrão de estresse de maciços carstificados ou no solo. Variações do nível do aquífero, segundo os autores citados, podem alcançar em algumas regiões até 100 metros verticais. Quando materiais inconsolidados são afetados por essa variação, especialmente quando do rebaixamento do aquífero, uma compressão pode ocorrer e levar tanto à subsidência como ao colapso, a depender da coesão dos materiais, como já mencionado. Um exemplo deste fenômeno é descrito por Hyatt e Jacobs (1996), quando 312 dolinas de colapso se formaram em decorrência de uma única inundação que se aproximou do intervalo de recorrência de 500 anos na bacia do rio Flint, Geórgia (EUA). Considerando que tais fenômenos ocorrem frequentemente influenciados por processos antrópicos, como bombeamento de água subterrânea ou alterações na configuração hídrica superficial, e considerando também o risco para áreas edificadas, infraestruturas e perda de vidas humanas, vários trabalhos se dedicam a estes processos em áreas cársticas (VENI et al., 2001; LOLCAMA et al., 2002; DELLE ROSE et al., 2004; WALTHAM e FOOKES, 2005; CARAMANNA et al., 2008; GUTIERREZ et al., 2008; 2014; DEL PRETE et al., 2010; COOPER et al., 2011; HEIDARI et al., 2011; SISKA et al., 2016).

OUTROS PROCESSOS GERADORES DE DEPRESSÕES FECHADAS

No trabalho de Ford e Williams (2007) observa-se uma parte dedicada a discussão de feições cársticas em outras tipologias de rocha, sobretudo as siliciclásticas, nas quais também ocorrem

feições correspondentes ao carste carbonático, como drenagens subterrâneas, cavernas, lapiás, formas residuais e, em especial, depressões fechadas. Entretanto, os processos são um pouco diferentes, por isso aqui enquadradas em outras tipologias. Muito da discussão neste âmbito paira entre a preponderância de processos dissolutivos versus a ação mecânica de remoção de materiais, como *piping*. Embora minerais como a sílica ou os feldspatos sejam menos solúveis do ponto de vista geoquímico, em condições tropicais úmidas estes processos podem ocorrer de forma mais acentuada, sobretudo através de grandes sistemas de descontinuidades, como a intercessão entre fraturas e acamamento da rocha. Desta maneira podem se instalar processos epicársticos incipientes contribuidores na formação de um carste pouco evoluído se comparado ao carbonático, com decisiva contribuição de fatores mecânicos de erosão. Como exemplo, o intemperismo através dos interstícios promove a transformação de quartzitos em arenitos neoformados ("*neosandstone*", MARTINI, 2004), com a liberação dos grãos para o transporte físico. A menor propensão à dissolução e infiltração para o subterrâneo leva por consequência a ambientes predominantemente fluviais em transição ao fluviocarste. O intemperismo prévio e prolongado juntamente com a inserção de drenagens com grande gradiente (borda de planaltos p.ex.) favorecem a configuração de tais ambientes.

Igualmente, dolinas em ambientes siliciclásticos por consequência são muito observadas em áreas de relevo mais acentuado, como bordas de planaltos. Podem ocorrer dolinas de subsidência (sufusão) e colapsos relacionados a cavernas próximas a superfície. Segundo Ford e Williams (2007), a ocorrência de dolinas de dissolução em tais ambientes parece ser inexistente, visto que não há o desenvolvimento completo de um epicarste, conforme já demostrado para dolinas carbonáticas, embora os processos dissolutivos ocorram e tomem parte importante neste processo.

Em alguns trabalhos são citados outros processos de formação de dolinas, desde as induzidas pelo homem já relatadas ou até mesmo dolinas desenvolvidas por processos de *piping* profundo, como as descritas para a Itália por Caramanna et al. (2008), em que a propagação de vazios em grande profundidade em espessos depósitos fluviais parece ser induzida por eventos sísmicos e vulcanismo.

CLASSIFICAÇÃO AJUSTADA

Após realizar a revisão detalhada das classificações de dolinas entre os vários autores arrolados (Tabela 3), foi possível ajustar uma síntese que será descrita a seguir. Algumas tipologias de dolinas são citadas por todos, como as de dissolução e colapso em rocha solúvel. Outras terminologias apresentam aplicações mais complexas, sobretudo as que envolvem o termo subsidência. Desta forma foi necessário resumir esta interpretação da literatura, sobretudo com base na diferenciação dos mecanismos e produtos resultantes.

O primeiro tipo, as "dolinas de dissolução", caracterizam-se por pouca ou nenhuma cobertura, normalmente encontrada nas partes altas do relevo cárstico, como planaltos ou morrotes desnudos e lapiazados, nas quais a remoção dos materiais inconsolidados é mais acentuada pelo epicarste raso. Um segundo tipo de dolina ocorreria decorrente dos colapsos de rocha no teto de grandes cavernas no subterrâneo, seja na própria litologia solúvel ou outra sobrejacente, insolúvel, resultando em dois subtipos: "dolina de colapso em rocha solúvel" e "dolina de colapso por carste subjacente". Já as dolinas de subsidência de cobertura podem se subdividir entre: "dolina de subsidência de cobertura por colapso"; "dolina de subsidência de cobertura por sufusão" e; "dolina de subsidência de cobertura por soterramento". Entre as duas primeiras de subsidência de cobertura observa-se um corte temporal abrupto ou gradual, respectivamente, em função da coesão dos materiais móveis. O tipo "soterrada" (ou colmatada) pode ter uma taxa de transferência de materiais para o subterrâneo inferior a seu preenchimento superficial, mas ainda assim ativa, embora nem sempre visível na superfície. Um tipo final, pouco recorrente no Brasil, mais atribuídas a rochas evaporíticas, seria a "depressão de subsidência por acomodamento", que geram grandes e suaves dolinas e ocorrem por dissolução interestratal podendo afetar rochas ou coberturas. Dolinas mais específicas são temporariamente acomodadas no grupo "outros tipos". Uma simplificação desta interpretação pode ser observada na figura a seguir (Figura 5).

Figura 5 – Tipos de dolina simplificado. Em cinza os processos dominantes.



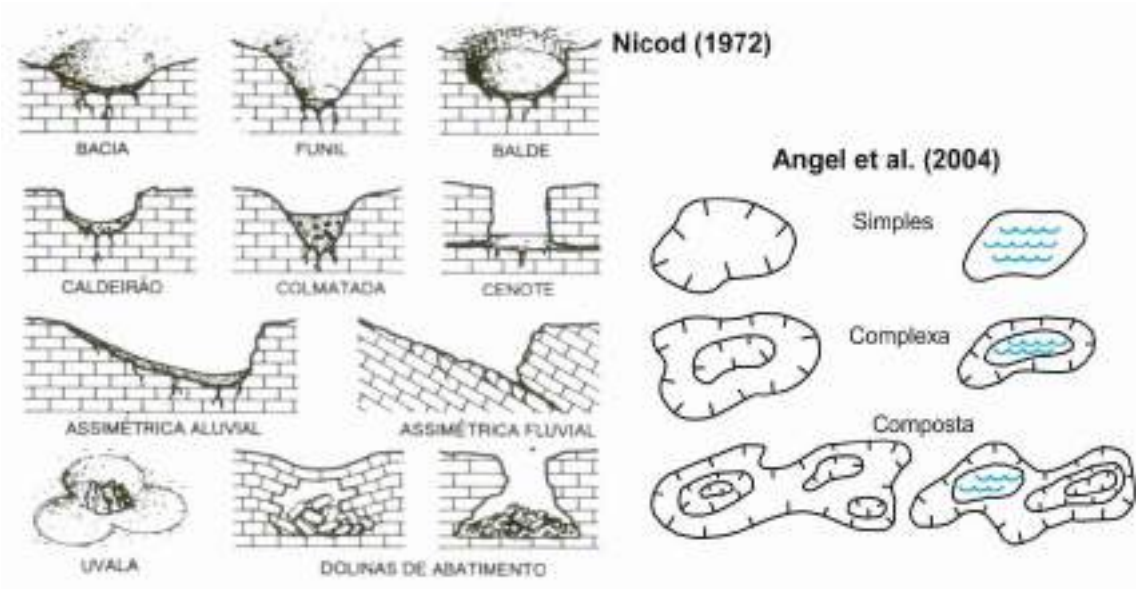
MORFOLOGIA DAS DEPRESSÕES E ANÁLISES MORFOMÉTRICAS/ESPACIAIS

Apesar das dolinas terem a tendência de possuir formas circulares a semicirculares quando vistas em planta e formatos de funil, bacia ou balde quando vistas em perspectiva, na natureza podem ser encontradas feições dos mais variados formatos e tamanhos, algumas medindo poucos metros de diâmetro ou profundidade, outras contabilizando medidas superiores a várias centenas de metros. A forma e tamanho das depressões observadas em superfície é função dos processos de gênese e evolução. Conforme Kranjc (2013), alguns autores classificam dolinas em função da sua origem, outros em função da forma. Por este motivo a terminologia eslovena para dolinas envolve 14 tipos diferentes, sendo que outras tentativas de classificação alcançam dezenas de tipologias adicionais. Quanto mais elementos são postos em análise, como estágio de evolução, tipo de sedimentos de recobrimento e fatores climáticos, mais tipologias ou subtipologias de dolinas podem ser criadas.

Segundo Sauro (2012), apesar do processo de dissolução ser o mais importante na formação de uma dolina, outros processos operam em conjunto no sentido de modelar a depressão, tais como o intemperismo e formação de solo, a captura de sedimentos, o escoamento superficial, processos de encosta e de evacuação dos materiais acumulados em seu interior. Apesar dos formatos tridimensionais mais comuns se apresentarem entre tigela/bacia (aproximadamente hemisférico), funil (aproximadamente cônico) e de poços (aproximadamente cilíndrico), ocorrem feições truncadas, de fundo chato, estrelares ou irregulares e de contornos acentuados, como aquelas desenvolvidas em rocha exposta. As tipologias morfológicas mais essenciais geralmente são associadas a processos de gênese e evolução: tigela/bacia e funil por dissolução e subsidência lenta de materiais (sufusão); poços/balde de formato cilíndrico por colapsos de rocha ou solo; estrelares, poligonal ou *cockpit* remodeladas por canais superficiais de escoamento; e irregulares de feições acentuadas por dissolução em rocha nua.

São observadas algumas classificações de dolinas baseadas puramente no aspecto morfológico, seja em planta ou seção. Angel et al. (2004) identificaram três tipos principais quando observadas em planta, dividindo-se entre simples, complexa (com uma sub dolina mais profunda) e composta (dolinas coalescidas) que podem ou não conter água em seu interior. O esquema adaptado por Kholer (1995) a partir do desenho apresentado originalmente por Nicod (1972, *apud* KHOLERr, 1995) se sustenta basicamente na configuração morfológica em secção (Figura 6).

Figura 6 – Tipologia morfológica de dolinas apresentada por Kholer (1995), adaptada de Nicod (1972) e classificação morfológica de Angel et al. (2004) em planta.



Alguns tipos de dolinas com formatos de poços cilíndricos apresentam água em seu interior são chamadas de cenotes e têm seus melhores exemplares na Península de Yucatán, no México. Sauro (2012) descreve sua formação como por colapsos de sistemas de cavernas submersas que sofrem variações do nível do aquífero em associação à eficiente dissolução por mistura de águas salobras (marinhas). Entretanto, essa tipologia de formato também é empregada para descrever dolinas circulares de bordas escarpadas em rocha com lagos internos, usualmente correspondente ao nível do aquífero (PALMER, 2007), que ocorrem mesmo em regiões interiores.

Em zonas tropicais úmidas, onde o excesso de pluviosidade leva ao escoamento superficial, uma vez que a permeabilidade subterrânea não consegue dar vazão ao grande aporte de água, ocorre a instalação de canais superficiais efêmeros que obliteram os formatos dissolutivos iniciais, geralmente circulares. Estes canais centrípetos dão formas estrelares as dolinas, sendo chamados originalmente de "*cockpits*" na Jamaica. Este tipo de feição pode ocorrer disseminadamente na paisagem dando forma ao carste poligonal, já descrito anteriormente. Karmann e Ferrari (2002) descrevem uma das mais importantes áreas de carste poligonal do Brasil, na região do Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira- PETAR/SP, onde depressões com amplitudes altimétricas de até 300 metros se contrastam com outras das demais áreas cársticas do país.

Em áreas de rocha densamente fraturadas tendem a ocorrer mais dolinas e de tamanhos menores que em maciços menos fraturados, onde ocorrem feições maiores e com menor frequência (WILLIAMS, 2004). A distribuição de dolinas, portanto, é altamente dependente da estrutura geológica. Sauro (2012) cita que dolinas podem ocorrer individualmente ou em populações de tamanhos variados, com até 200/ km². A inclinação da superfície condiciona a maior ou menor densidade de ocorrências, sendo que em superfícies inclinadas a possiblidade é menor que em superfícies planares. Ele argumenta que dois tipos principais de planaltos cársticos ocorrem em função da distribuição de dolinas, o individual (mais comum) e o chamado sistema favo de mel (*honeycomb*), havendo, entretanto, situações intermediárias entre os tipos. Também existe forte relação entre a ocorrência e alinhamentos de dolinas com as estruturas do pacote rochoso como linhas de falha, ou a intersecção entre duas ou mais fraturas, condicionando muitas vezes o centro da depressão. Para Ford e Williams (2007) a questão da distribuição difere entre densidade de feições por área (nº/km²) e sua organização espacial (isoladas, agrupadas, uniformemente distribuídas e randômicas na área). Quando ocorrem de forma contínua e justapostas na superfície cárstica, como no carste poligonal, o padrão é chamado de "caixa de ovos" pelos autores.

Análises morfométricas e de distribuição de dolinas são ferramentas utilizadas há bastante tempo para interpretações evolutivas do carste, comparações entre regiões diferentes sem fatores subjetivos e para subsidiar análises ambientais ligadas ao complexo sistema hidrológico. Conforme

Ford e Williams (2007), o grande valor de análises morfométricas minuciosas no carste é que ressaltam, através de dados quantitativos, aspectos inesperados e propiciam novas hipóteses. Trabalhos detalhados sobre o tema são desenvolvidos há bastante tempo, destacando-se estudos como o de Williams (1972) que identificou padrões morfológicos antes considerados caóticos no carste de Nova Guiné; Day (1976) que estudou depressões pouco profundas no carste tropical da Jamaica e realizou analogias com feições similares em clima temperado; Bondesan et al. (1992) que sumarizaram os vários parâmetros utilizáveis para análises morfométricas de dolinas e discutiram a questão do processamento destes dados e a significância de análises estatísticas correlatas ao tema; e Denizman (2003) que identificou uma grande quantidade de dolinas em uma área igualmente extensa na Flórida e foi um dos primeiros trabalhos realizados com o auxílio sistemas de informação geográfica (SIG), que acelerou as análises e reduziu potenciais erros humanos.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Desde Cvijić, no final do século XIX, inúmeras denominações foram sendo criadas e atribuídas a tipologias específicas do carste, numa tentativa de encontrar padrões relacionáveis a este complexo sistema. A dificuldade de classificação de paisagens cársticas de evolução complexa, com influência de inúmeros fatores externos e a impossibilidade de uma tipologia genética universal favoreceu a adoção no Brasil de classificações mais descritivas, entre feições superficiais (exo) e subterrâneas (endo). Entretanto, algumas abordagens internacionais mais recentes, pós ano 2000, vêm ressaltando especialmente os processos, nem sempre visíveis, que podem ou não resultar em feições típicas, como as dolinas. Tais abordagens destacam os processos espeleogenéticos, muito associados a dinâmica hidrológica e subterrânea do carste. Nesta presente revisão foi possível reunir algumas propostas de classificação do carste e rever mecanismos importantes, responsáveis pela diferenciação entre tais tipos de paisagens. Futuros trabalhos de caracterização regional/local do carste poderiam, assim, qualificar mais detalhadamente as diferenciações encontradas em suas respectivas áreas de estudo.

Por fim, em relação às dolinas, também se observa a dualidade entre classificações genéticas e morfológicas. Entretanto, na natureza ocorrem fatores intervenientes que dificultam a classificação objetiva, por haver uma mistura tanto de formas como processos. As classificações genéticas analisadas mostram certo descompasso de terminologias, utilizadas de formas diferentes por determinados autores. Por este motivo esta revisão buscou realizar uma síntese ajustada das propostas já elaboradas por diversos trabalhos de forma que se possa uniformizar a aplicação da nomenclatura. A distinção entre depressões cársticas apenas pelo formato, apesar de mais objetiva, pode implicar em perdas de informações acerca da evolução ambiental. Neste sentido, em próximos trabalhos pretende-se adotar as tipologias genéticas aqui resumidas em associação com análises morfológicas para melhor caracterização dos ambientes cársticos sob análise.

REFERÊNCIAS

ANGEL, J. C.; NELSON, D. O.; PANNO, S. V. Comparison of a new GIS-based technique and a manual method for determining sinkhole density: An example from Illinois' sinkhole plain. **Journal of Cave and Karst Studies**, v. 66, n. 1, p. 9–17, 2004.

AULER, A. S.; KLIMCHOUK, A.; BEZERRA, F. H. R. B.; CAZARIN, C. L.; ENES-SILVA, R.; BALSAMO, F. Origin and evolution of Toca da Boa Vista and Toca da Barriguda cave system in north-eastern Brasil. In: KLIMCHOUK, A.; PALMER, A.; WAELE, J. D.; AULER, A. S.; AUDRA, P. (Eds.). **Hypogene karst regions and caves of the world**. [s.l.] Springer, 2017. p. 827–840. https://doi.org/10.1007/978-3-319-53348-3_56

BAKALOWICZ, M. Epikarst. In: WHITE, W. B.; CULVER, D.C. (Eds.), **Encyclopedia of Caves**. Second Ed. New York: Elsevier, 2012. pp. 284-288. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-383832-2.00038-4

BAKALOWICZ, M. Epikarst processes. In SHRODER, J. (EDITOR IN CHIEF), FRUMKIN, A. (Ed.) (Org.). **Treatise on Geomorphology**. San Diego, CA: Elsevier Inc, 2013, v. 6, p. 164–171. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00100-7

BECK, B. Soil piping and sinkholes failures. In: WHITE, W. B.; CULVER, D.C. (Eds.), **Encyclopedia of Caves**. Second Ed. New York: Elsevier, 2012. pp.718-723

BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; PASSOS, E. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**: Fundamentos geológico-geográficos. 1ª. ed. Florianópolis: Editora da UFSC, 1994. 425 p. v. 1.

BÖGLI, A. **Karst hydrology and physical speleology**. Berlin: Springer, 1980. 284p. https://doi.org/10.1007/978-3-642-67669-7

BONDESAN, A.; MENEGHEL, M.; SAURO, U. Morphometric analysis of dolines. **International Journal of Speleology**, v. 21, p. 1–55, 1992. https://doi.org/10.5038/1827-806X.21.1.1

CAHALAN, M. D.; MILEWSKI, A. M. Sinkhole formation mechanisms and geostatistical-based prediction analysis in a mantled karst terrain. **Catena**, v. 165, p. 333–344, 2018. https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.02.010

ĆALIĆ, J. Karstic uvala revisited: Toward a redefinition of the term. **Geomorphology**, v. 134, p. 32–42, 2011. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.06.029

CARAMANNA, G; CIOTOLI, G; NISIO, S. A review of natural sinkhole phenomena in Italian plain areas. **Nat Hazards**, v. 45, n. 2, p. 145–172, 2008. https://doi.org/10.1007/s11069-007-9165-7

COOPER, A. H.; FARRANT, A. R.; PRICE, S. J. The use of karst geomorphology for planning, hazard avoidance and development in Great Britain. **Geomorphology**, v. 134, n. 1–2, p. 118–131, 2011. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.06.004

DAY, M. The morphology and hydrology of some Jamaican karst depressions. **Earth Surface Processes**, v. 1, p. 111–129, 1976. https://doi.org/10.1002/esp.3290010203

DELLE ROSE, M; FEDERICO, A; PARISE, M. Sinkhole genesis and evolution in Apulia, and their interrelations with the anthropogenic environment. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 4, p. 747–755, 2004. https://doi.org/10.5194/nhess-4-747-2004

DEL PRETE, S.; IOVINE, G.; PARISE, M.; SANTO, A. Origin and distribution of different types of sinkholes in the plain areas of Southern Italy Sossio. **Geodinamica Acta**, v. 23, n. 1–3, p. 113–127, 2010. https://doi.org/10.3166/ga.23.113-127

DENIZMAN, C. Morphometric and spatial distribution parameters of karstic depressions, lower Suwanee River basin, Florida. **Journal of cave and karst studies**, v. 65, n. 1, p. 29–35, 2003.

FORD, D. Karst. In: Gunn, J. (Ed.) **Encyclopedia of Caves and Karst Science**. New York: Fitzroy Dearborn, 2004. p. 1017–1020.

FORD, D. Jovan Cvijić and the founding of karst geomorphology. **Environmental Geology**, v. 51, p. 675–684, 2007. https://doi.org/10.1007/s00254-006-0379-x

FORD, D.C.; WILLIAMS, P.W. **Karst Geomorphology and Hydrology.** London: Unwin Hyman, 1989. 601 pp. https://doi.org/10.1007/978-94-011-7778-8

FORD, D.; WILLIAMS, P. **Karst hydrogeology and geomorphology**. Second ed. Chichester: Wiley, 2007. 562p. https://doi.org/10.1002/9781118684986

GILLIESON, D. **Caves. Processes, Development, Management**. Oxford, England: Blackwell. 1996. 324p. https://doi.org/10.1002/9781444313680

GUTIÉRREZ, F.; GUERRERO, J.; LUCHA, P. A genetic classification of sinkholes illustrated from evaporite paleokarst exposures in Spain. **Environmental Geology**, v. 53, p. 993–1006, 2008. https://doi.org/10.1007/s00254-007-0727-5

GUTIÉRREZ, F; PARISE, M; DE WAELE, J; JOURDE, H. A review on natural and human-induced geohazards and impacts in karst. **Earth Science Reviews**, v. 138, p. 61–88, 2014. DOI: 10.1016/j.earscirev.2014. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.08.002

HEIDARI, M.; KHANLARI, G. R.; TALEB BEYDOKHTI, A. R.; Momeni, A. A. The formation of cover collapse sinkholes in North of Hamedan, Iran. **Geomorphology**, v. 132, n. 3–4, p. 76–86, 2011. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.04.025

HYATT, J. A.; JACOBS, P. M. Distribution and morphology of sinkholes triggered by flooding following Tropical Storm Alberto at Albany, Georgia, USA. **Geomorphology**, v. 17, p. 305–316, 1996. https://doi.org/10.1016/0169-555X(96)00014-1

JENNINGS, J.N. **Karst Geomorphology**. Oxford: Basil Blackwell, 1985. 293p.

JONES, W. K.; WHITE, W. B. Karst. In: WHITE, W. B.; CULVER, D.C. (Eds.), **Encyclopedia of Caves**. Second Ed. New York: Elsevier, 2012. pp.430-438. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-383832-2.00061-X

KARMANN, I. **Evolução e dinâmica atual do sistema cárstico do alto vale do rio Ribeira de Iguape, sudeste do Estado de São Paulo**. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994. 274p. https://doi.org/10.11606/T.44.1994.tde-22042013-163755

KARMANN I.; FERRARI J. A. Carste e cavernas do Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira (PETAR), SP - Sistemas de cavernas com paisagens subterrâneas únicas. In Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Queiroz, E.T.; Winge, M.; Berbert-Born, M.L.C. (eds.), **Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil.** 1ª ed., vol. 1. Brasília: DNPM/CPRM - Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP), 2002 p. 401-413

KLIMCHOUK, A. Karst morphogenesis in the epikarstic zone. **Cave and Karst Science**, v. 21, n. 2, p. 45–50, 1995.

KLIMCHOUK, A. The typology of gypsum karst according to its geological and geomorphological evolution. **International Journal of Speleology**, v. 25, n. 3–4, p. 49–60, 1996. https://doi.org/10.5038/1827-806X.25.3.4

KLIMCHOUK, A.B. The formation of epikarst and its role in vadose speleogenesis. In: KLIMCHOUK, A.B.; FORD, D.C.; PALMER, A.N.; DREYBRODT, W. (editors) **Speleogenesis: evolution of karst aquifers**. Huntsville, Alabama: National Speleological Society, 2000. p. 91-99

KLIMCHOUK, A. The karst paradigm: changes, trends and perspectives. **Acta Carsologica**, v. 44/3, p. 289–313, 2015. https://doi.org/10.3986/ac.v44i3.2996

KLIMCHOUK, A. B. Advances in understanding hypogene karst. In: STAFFORD, K. W.; VENI, G. (Eds.). **Hypogene Karst of Texas**. Austin: Texas Speleoloogical Survey, 2018. p. 3–15.

KLIMCHOUK, A. B.; SAURO, U.; LAZZAROTTO, M. "Hidden" shafts at the base of the epikarstic zone: a case study from the Sette Communi plateau, Venetian Pre-Alps, Italy. **Cave and Karst Science**, v. 23, n. 3, p. 101–107, 1996.

KLIMCHOUK, A.B.; FORD, D.C. Types of karst and evolution of hydrogeologic settings. In: KLIMCHOUK, A.B.; FORD, D.C.; PALMER, A.N.; DREYBRODT, W. (editors) **Speleogenesis: evolution of karst aquifers**. Huntsville, Alabama: National Speleological Society, 2000. p. 45–53

KOHLER, H. C. Geomorfologia Cárstica. In: GERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Org.). **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 3ª. ed. Rio de Janeiro: Bertrand, 1995. p. 309-334.

KRANJC, A. Classification of closed cepressions in carbonate karst. In: SHRODER, J. (EDITOR IN CHIEF), FRUMKIN, A. (Ed.) (Org.). **Treatise on Geomorphology**. San Diego, CA: Elsevier Inc, 2013, v. 6, p. 104–111. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00125-1

LOLCAMA, J. L.; COHEN, H. A.; TONKIN, M. J. Deep karst conduits, flooding, and sinkholes: lessons for the aggregates industry. **Engineering Geology**, v. 65, p. 151–157, 2002. https://doi.org/10.1016/S0013-7952(01)00122-3

MARTINI, J. Silicate karst. In: GUNN, J. (Ed.) **Encyclopedia of Caves and Karst Science**. New York: Fitzroy Dearborn, 2004. p. 1385–1393

PALMER, A. N. Geomorphic interpretation of karst features. In: LAFLEUR, R.G. **Groundwater as a Geomorphic Agent**. Boston: Allen & Unwin, 1984. p.173-209.

PALMER, A.N. **Cave Geology**. Dayton: Cave Books, 2007. 454 p.

PILÓ, L. B. **Morfologia cárstica e materiais constituintes: dinâmica e evolução da depressão poligonal Macacos-Baú - carste de Lagoa Santa, MG.** Tese (Doutorado em Geografia). Universidade de São Paulo, São Paulo. 1998. 268p.

PILÓ, L. B. Geomorfologia Cárstica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 1, n. 1, p. 88-102, 2000. https://doi.org/10.20502/rbg.v1i1.73

SAURO, U. Closed depressions in karst areas. In: WHITE, W. B.; CULVER, D.C. (Eds.), **Encyclopedia of Caves**. Second Ed. New York: Elsevier, 2012. p.140-155

SISKA, P. P.; GOOVAERTS, P.; HUNG, I. K. Evaluating susceptibility of karst dolines (sinkholes) for collapse in Sango, Tennessee, USA. **Progress in Physical Geography**, v. 40, n. 4, p. 579–597, 2016. https://doi.org/10.1177/0309133316638816

VENI, G.; DUCHENE, H.; CRAWFORD, N. C.; GROVES, C. G.; HUPPERT, G. N.; KASTNING, E. H.; OLSON, R.; WHEELER, B. J. **Living with karst: a fragile foundation**. Environmental Awareness Series 4. American Geological Institute, 2001. 64p.

WALTHAM, A. C.; BELL, F.; CULSHAW, M. **Sinkholes and Subsidence: Karst and Cavernous Rocks in Engineering and Construction**. Chichester: Praxis Publishing, 2005. 382 pp.

WALTHAM, A C; FOOKES, P G. Engineering classification of karst ground conditions. **Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers**, v. 3, n. 1, p. 2, 2005.

WHITE, E. L.; WHITE, W.B. Breakdown morphology. In: KLIMCHOUK, A.B.; FORD, D.C.; PALMER, A.N.; DREYBRODT, W. (editors) **Speleogenesis: evolution of karst aquifers**. Huntsville, Alabama: National Speleological Society, 2000. p.427-429.

WHITE, W. B. **Geomorphology and hydrology of karst terrains**. Oxford: Oxford University Press, 1988. 464p.

WILLIAMS, P.W. Morphometric analysis of polygonal karst in New Guinea. **Geological Society of America Bulletin**, v. 83, n. 3, p. 761–796, 1972. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1972)83[761:MAOPKI]2.0.CO;2

WILLIAMS, P. W. The role of the subcutaneous zone in karst hydrology. **Journal of Hydrology**, v. 61, p. 45–67, 1983. https://doi.org/10.1016/0022-1694(83)90234-2

WILLIAMS, P. Dolines In: GUNN, J. (Ed.) **Encyclopedia of Caves and Karst Science**. New York: Fitzroy Dearborn, 2004. p. 628–642.

WILLIAMS, P. W. The role of the epikarst in karst and cave hydrogeology: a review. **International Journal of Speleology**, v. 37, n. 1, p. 1–10, 2008. https://doi.org/10.5038/1827-806X.37.1.1

ZWAHLEN, F. **Vulnerability and risk mapping for the protection of carbonate (karst) aquifers: final report (COST action 620)**. Luxembourg: Office for Official Publications of the European Communities, 2004. 297p.

Recebido em: 27/08/2018
Aceito para publicação em: 23/11/2018

2.2 UM PANORAMA SOBRE MAPEAMENTOS DE DOLINAS NO BRASIL, FEIÇÕES ELEMENTARES DO CARSTE

Revista Brasileira de Geografia Física v.XX, n.XX (2020) XXX-XXX.(no prelo)

ISSN:1984-2295

Revista Brasileira de Geografia Física

Homepage: https://periodicos.ufpe.br/revistas/rbgfe



Um Panorama Sobre Mapeamentos de Dolinas no Brasil, Feições Elementares do Carste

Cristiano Fernandes Ferreira[1], Rogério Elias Soares Uagoda[2]

[1] Mestrando no programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade de Brasília-UnB e Analista Ambiental do Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade, ICMBio/CECAV, Rodovia BR 450, km 8,5, via Epia, CEP: 70635-800, Brasília, Distrito Federal. (61) 2028-9792. cristiano.ferreira@icmbio.gov.br (autor correspondente). [2] Dr. Pesquisador no programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade de Brasília-UnB, Campus Universitário, Asa Norte, CEP: 70910-900, Brasília, Distrito Federal. (61) 3107-7264. rogeriouagoda@unb.br.

Artigo recebido em 29/05/2019 e aceito em 05/12/2019

R E S U M O

O carste se desenvolve sobretudo pela ação da dissolução em subsuperfície, na interação da água com rochas solúveis, especialmente as carbonáticas. Apesar do processo de carstificação nem sempre se apresentar em superfície, a ocorrência de dolinas, feições consideradas características, indica maior proeminência desse fenômeno. Muitos trabalhos internacionais se dedicaram ao mapeamento de dolinas com objetivos diversos, como comparar o nível de carstificação e evolução dos ambientes onde estão inseridas, relacionar o desenvolvimento destas feições com estruturas geológicas ou realizar análises hidrológicas de caráter ambiental. Por outro lado, são poucos os trabalhos com esta temática realizados no Brasil, parte concentrada em regiões cársticas tradicionais, como o Vale do Ribeira-SP, Chapada Diamantina-BA e nos carbonatos de Minas Gerais, e os demais dispersos pelo país, muitos em rochas não carbonáticas. Neste sentido o objetivo deste artigo é realizar uma revisão dos trabalhos sobre mapeamento de dolinas, com enfoque nos aspectos morfométricos e quantificação, visando especialmente elaborar um primeiro panorama sobre como o tema é abordado no Brasil. Observou-se que a maior parte dos estudos nacionais alcançou resultados de frequência (nº/km²) bastante inferiores aos identificados em estudos internacionais. Essa discrepância foi atribuída a alguns aspectos, como a adoção de fontes de dados inadequadas em escala abrangente, a escolha de áreas muito extensas para a análise ou de fato a investigação em áreas pouco propícias a ocorrência de dolinas.

Palavras chave: carste; dolina; densidade.

An Overview of Doline Mappings in Brazil, Karst's Elemental Features

A B S T R A C T

Karst develops mainly by the action of dissolution in subsurface, in the interaction of water with soluble rocks, especially carbonates. Although the karsification process does not always appear on the surface, the occurrence of dolines, features considered characteristic, indicates a greater prominence of this phenomenon. Many international works have been devoted to the mapping of dolines with different objectives, such as comparing the level of karsification and evolution of the environments in which they are inserted, to relate the development of these features to geological structures or to perform environmental hydrological analyzes. On the other hand, there are few studies on this subject in Brazil, concentrated part in traditional karst regions such as Vale do Ribeira-SP, Chapada Diamantina-BA and carbonates of Minas Gerais, and the others scattered around the country, many in non-carbonate rocks. In this respect, the objective of this article is to review the work on doline mapping, with a focus on morphometric aspects and quantification, aiming in particular to elaborate a first overview about how the theme is approached in Brazil. It was observed that most of the national studies reached frequency results (n°/km²) much lower than those identified in international studies. This discrepancy was attributed to some aspects, such as the adoption of inadequate data sources in a wide scale, the choice of very extensive areas for analysis or indeed the investigation in areas less favorable to the occurrence of dolines.

Keywords: karst; doline; density.

Introdução

O carste é caracterizado essencialmente pelos processos dissolutivos na interação da água com rochas propícias a esse processo, sobretudo os carbonatos. A dissolução ocorre predominantemente em subsuperfície, notadamente relacionada à espeleogênese epigênica e hipogênica (Klimchouk, 2015) e pode ou não resultar em formas superficiais como

Revista Brasileira de Geografia Física v.XX, n.XX (2020) XXX-XXX.(no prelo)

dolinas, lapiás, torres, vales cegos, entre outras feições notáveis e particulares. Processos cársticos podem operar no subterrâneo sem que sejam observados seus efeitos em superfície (Klimchouk e Ford, 2000; Ford e Williams, 2007; Klimchouk, 2015), especialmente em regiões de carste coberto, interestratal ou profundo. Entretanto, quando manifestado em superfície, os processos de carstificação configuram paisagens peculiares, consideradas endêmicas (Gutiérrez et al., 2014) ou únicas (Jones e White, 2012), fruto de complexas interações e processos, especialmente relacionados a dissolução.

O desenvolvimento característico do carste produz formas superficiais consideradas elementares e diagnósticas desses ambientes, como as dolinas. A importância hidrológica de concentração e conexão de fluxos entre a superfície e os sistemas cársticos subterrâneos confere às dolinas destacado significado em análises ambientais e de vulnerabilidade de aquíferos (Zwahlen, 2004). Alguns autores relacionam o desenvolvimento de dolinas de dissolução a processos eminentemente subterrâneos, especialmente ligados a uma importante zona morfogenética, o epicarste (Williams, 1983; Klimchouk, 1995), responsável pelo armazenamento e concentração de fluxos hídricos em pontos de descontinuidades verticais no maciço rochoso. Uma revisão recente sobre o desenvolvimento genético e morfológico de dolinas e suas classificações tipológicas foi realizado por Ferreira e Uagoda (2019).

Além da importância hidrológica e ambiental mencionadas, as dolinas representam feições indicadoras da espeleogênese mais acelerada nos locais onde ocorrem, denotando também destacado significado geomorfológico. Considerando esses relevantes aspectos o objetivo deste artigo é identificar e discutir os trabalhos desenvolvidos com essa temática no Brasil, especialmente aqueles que se dedicaram a quantificação de feições, análises morfométricas e de distribuição. A determinação de alguns parâmetros, especialmente a frequência, pode permitir a comparação entre áreas distintas, inclusive com diferentes regiões do mundo onde trabalhos similares são feitos há décadas. Neste artigo de revisão são apresentados os resultados da densidade de dolinas alcançados em diversos trabalhos, de forma a subsidiar análises comparativas sob este aspecto em estudos futuros. Além disso são trazidos à baila algumas estratégias de detecção, parâmetros morfométricos mais utilizados e os principais desafios encontrados na tarefa de mapeamento de dolinas, servindo, portanto, como uma baliza para trabalho futuro.

Análises morfométricas de depressões cársticas

As dolinas têm formatos e tamanhos muito variados e podem ocorrer de forma disseminada na paisagem, o que torna a sua detecção muitas vezes um desafio, especialmente feições suaves, pequenas ou sob a densa vegetação (Ferreira e Uagoda, 2020, no prelo). A partir da identificação e delimitação destas depressões é possível realizar uma série de análises morfométricas e de distribuição que podem subsidiar discussões a respeito da evolução da paisagem, principais condicionadores (climáticos, estruturais, litológicos, entre outros) e relacionar a aspectos ambientais, sobretudo hidrológicos ou de risco. Esse tipo de análise quantitativa retira o fator subjetividade nas análises comparativas entre regiões cársticas (Ferrari et al., 1998) e permite revelar dados e informações anteriormente não observadas, possibilitando novas hipóteses (Ford e Williams, 2007). Nesse sentido diversos trabalhos internacionais tratam sobre as formas clássicas ou uso de novas tecnologias de mapeamento de dolinas, análises morfométricas e interpretações ambientais correlatas (Denizman, 2003; Seale et al., 2008; Siart et al., 2009; Faulkner et al., 2013; Kovačič e Ravbar, 2013; Pardo-Igúzquiza et al., 2013; Zhu et al., 2014; Kobal et al., 2015; Aguilar et al., 2016; Gessert, 2016; Keskin e Yılmaz, 2016; Lee et al., 2016; Pardo-Igúzquiza et al., 2016; Telbisz et al., 2016; Wu et al., 2016; Zhu e Pierskalla, 2016; Čeru et al., 2017; Wall et al., 2017; Cahalan e Milewski, 2018; Chen et al., 2018; Harris et al., 2018; Hofierka et al., 2018; Öztürk et al., 2018).

No trabalho de Day (1976) que analisou com dados morfométricos depressões cársticas na Jamaica, o autor compara a densidade alcançada em sua área de estudo (2,85/km²) com outros trabalhos semelhantes em regiões diferentes do mundo, realizados desde 1941 (Tabela 1). O autor adverte que a densidade de dolinas não é um indicador útil para análise de desenvolvimento do carste se analisado isoladamente, ou seja, avalia apenas a frequência e não a intensidade da carstificação. Por isso análises morfométricas adicionais são muito importantes, como medidas planimétricas e verticais, além de dados detalhados colhidos em campo. Entretanto, esse índice (depressões/km²) pode ser usado como um primeiro parâmetro de comparação entre regiões diferentes, tendo sido usado na maior parte dos trabalhos pesquisados, inclusive com apresentação de variações internas às áreas de estudos (Bondesan et al., 1992; Karmann, 1994; Gao et al., 2005; Kovačič e Ravbar, 2013; Pepe e Parise,

2014). Os parâmetros morfométricos básicos mais colecionados em dolinas são: área; extensão dos eixos maiores e menores; alinhamento; profundidade; declividade; perímetro; circularidade; posição do sumidouro; e densidade de distribuição. Em locais onde predominam depressões com interferências de canais superficiais, como no carste tropical, pode ser realizada a hierarquização de canais e demais medidas correlatas (comprimento e densidade da drenagem). Interpretações estatísticas posteriores são realizadas, destacando-se as análises de vizinhança próxima, relacionadas a distribuição espacial, assim como análises de lineamento, ligadas à inter-relação com a litoestrutura (Gao et al., 2005).

Tabela 1: densidade de dolinas (n°/km²) em diversos trabalhos, adaptados de Ford e Williams (1989) e Day (1976).

FORD & WILLIAMS, 1989	**n°/km²**	Autoria
Sierra de Segura (Espanha)	18-80	Lopez Lima (1986)
Guangxi (China, 3 áreas)	1,96-6,51	Fang (1984)
Yucatán, Carrillo Puerto Fm, (México)	3,52	Day (1978)
Yucatán, Chichen Itza Fm (México)	3,15	
Barbados	3,5-13,9	
Antigua	0,39	
Guatemala	13,1	
Belize	9,7	
Guadalupe	11,2	
Browns Town-Walderston Fm (Jamaica)	12,5	
Lares Fm (Porto Rico)	15,3	
Aguada Fm (Porto Rico)	8,7	
Waitomo (Nova Zelândia)	55,3	Pringle (1973)
Papua Nova Guiné (8 áreas)	10-22,1	Williams (1972)
DAY, 1976		
Jamaica	2,85	Day (1976)
Puddletown Heath, Dorset (Inglaterra)	157,33	Sperling, Goudie, Stoddart and Poole (1975)
Southover Heath, Dorset (Inglaterra)	99	
Malham, Yorkshire (Inglaterra)	166	
Breckland, Norfolk (Inglaterra)	5,52	
Artfjallet, Lapland (Suécia)	57	Helkden (1973)
Nova Guiné	13,05-13,50	Williams (1971)
Mendip (Inglaterra)	70	Ford (1963)
Shenandoah Valley, Virginia (EUA)	0,58-1,64	Hack (1960)
Gunung Sewu, Java (Indonésia)	4,9	Cramer (1941)
St. Louis, Missouri (EUA)	2,21	
Standingstone, Tennessee (EUA)	0,65	
Flórida (EUA)	0,42-2,09	
Bristol, Virginia (EUA)	0,57	
Besancon (França)	31,6	
Sudoeste da África	1,04	

Tanto Day (1976) como Ford e Williams (1989) apresentaram revisões de trabalhos sobre morfometria de dolinas realizados em diferentes partes do mundo, contendo especialmente dados sobre densidade (reunidos na Tabela 1). Já os trabalhos mais recentes ligados ao tema (Tabela 2), vale ressaltar, se beneficiaram de técnicas modernas de sensoriamento remoto ou geoprocessamento, o que pode em teoria alterar as bases de comparação. Nos estudos mais antigos predominam a fotointerpretação estereoscópica, uso de mapas topográficos e muito trabalho de campo. Parte significativa dos estudos mais recentes adicionaram outras bases de dados, em análises combinadas. Nesse sentido têm sido utilizados modelos digitais de elevação (MDE), imagens de satélite de alta resolução e dados obtidos através do escaneamento das superfícies a laser. O LIDAR (*Light Detection and Ranging*) é capaz de obter informações do terreno mesmo através do dossel, característica útil na aquisição de dados morfométricos de dolinas. Recentemente alguns esforços vêm sendo empregados no sentido da automatização para detecção de depressões,

através da comparação de resultados entre as várias bases cartográficas digitais e sistemas "manuais" de mapeamento (Siart et al., 2009; Pardo-Igúzquiza et al., 2013; Carvalho Júnior et al., 2014; Hiruma e Ferrari, 2014; Bauer, 2015; Jeanpert et al., 2016; Wu et al., 2016; Wall et al., 2017; Chen et al., 2018). Tal iniciativa tem como objetivo diminuir o tempo de aquisição e tratamento dos dados, geralmente baseados em fotointerpretação de grandes coleções de imagens, além de reduzir o fator subjetividade inerente ao fotointérprete. Conforme Wu et al. (2016), uma vantagem desses métodos automáticos é a possibilidade de repetibilidade das operações ao longo do tempo, permitindo análises multitemporais mais adensadas e confiáveis, capazes de identificar regularmente possíveis alterações antrópicas nas dolinas (mecanização na agricultura, p.ex.).

Tabela 2: Densidade de dolinas (n°/km²) em diversos trabalhos a partir de 1992. *Dados calculados a partir de outras informações contidas no trabalho.

Região	Densidade	Fonte
Montanhas Taurus (Turquia)	10,62	Öztürk et al. (2018)
Cárpatos ocidentais (Eslováquia)	9,91	Hofierka et al. (2018)
Oólitos na região de Miami (EUA)	2,97	Harris et al. (2018)
Condado de Zhijin, província de Guizhou (China)	4,03-5,06	Chen et al. (2018)
Poljšica, bacia do Ljubljana (Eslovênia)	235,98	Ceru et al. (2018)
Podbrezje, bacia do Ljubljana (Eslovênia)	54,96	
Dobrava, bacia do Ljubljana (Eslovênia)	238,54	
Rio Flint, região de Dougherty, Geórgia (EUA) 183km²	18,644	Cahalan e Milewski (2018)
Mammoth Cave National Park, Kentucky (EUA)	5,1	Wall et al. (2017)
Apalachicola National Forest, Flórida (EUA)	14,85	
Condado de Oldham, Kentucky (EUA)	8,06	Zhu e Pierskalla (2016)
Costa oeste do Mar Morto (Israel), evaporitos	66,66	Yechieli et al. (2016)
Fillmore, sudeste de Minnesota (EUA)	2,373	Wu et al. (2016)
Carste de Aggtelek (Hungria)	13,6-15,5	Telbisz et al. (2016)
Sierra Gorda, Granada e Málaga (Espanha)	12,301	Pardo-Igúzquiza et al. (2016)
Bacia do Sivas (Turquia); evaporitos	10,217	Keskin e Yılmaz (2016)
Maciço do Sul (Nova Caledônia); lateritas/ultramáficas	58,114	Jeanpert et al. (2016)
Planaltos Jasov e Zádiel (Eslováquia)	6	Gessert (2016)
Yucatán (México)	12,324	Aguilar et al. (2016)
Leskova dolina (Eslovênia)	40,2	Kobal et al. (2015)
Pequeno morro isolado, bacia do Styrian (Áustria)	109,23	Bauer (2015)
Bacia do Floyds Fork, Kentucky (EUA)	2,69	Zhu et al. (2014)
Barbarano del Capo, península de Salento (Itália)	8,1-11,87	Pepe e Parise (2014)
Sierra de las Nieves, Málaga (Espanha)	2,548*	Pardo-Igúzquiza et al. (2013)
Vale do Raša, Komen (Eslovênia)	11,83-39,96	Obu e Podobinikar (2013)
Nixa, Missouri (EUA)	7,38	Miao et al. (2013)
Hrpelje-Kozina e Divača, Kras Plateau (Eslovênia)	42 - 59	Kovačič e Ravbar (2013)
Montanhas Owl, leste do Texas (EUA)	14,65	Faulkner et al. (2013)
Norte do Vale de Shenandoah, Virgínia (EUA)	24,21	Doctor e Young (2013)
Montanhas Biokovo (Croácia)	44	Telbisz et al. (2009)
Montanhas Ida, Creta (Grécia)	1,781	Siart et al. (2009)
Condado de Pinellas, Flórida (EUA)	2,09	Seale et al. (2008)
Maciço Hochschwab (Áustria)	122	Plan e Decker (2006)
Minnesota, 5 condados (EUA)	0,15-4,82	Gao et al. (2005)
Kentucky (EUA) *55% do estado	1,757*	Florea (2005)
Baixo Rio Suwannee, Flórida (EUA)	6,07	Denizman (2003)
Rio Flint, região de Dougherty, Geórgia (EUA) 71km²	4,394	Hyatt e Jacobs (1996)
Montello (Itália)	31	Bondezan et al. (1992)
Candaglia Plateau (Itália)	51	
Borgo Grotta Gigante (Itália)	40	

Revista Brasileira de Geografia Física v.XX, n.XX (2020) XXX-XXX.(no prelo)

Mapeamento de dolinas no Brasil

São relativamente poucos os trabalhos sobre dolinas no Brasil, especialmente se considerado o tamanho continental de seu território, a variedade e extensão de ambientes cársticos ou propensos a dolinamentos (Figura 1). Tais ambientes se encontram em estágios evolutivos ou de classificações bem distintas em função de vários fatores, tanto morfoclimáticos como lito-estruturais. Se por um lado ocorrem áreas cársticas carbonáticas bem evoluídas como a de Lagoa Santa-MG (Piló, 1998), ou em transição e ajuste evolutivo como no Vale do Alto Rio Ribeira-SP (Karmann, 1994), por outro lado, a centenas de quilômetros a nordeste, ocorrem carstes incipientes, pouco desenvolvidos, em calcários expostos, como na árida região dos Lajedos do Rio Grande do Norte (Silva et al., 2017). Na região da Chapada Diamantina predominam feições notáveis do carste subterrâneo, como grandes sistemas de cavernas, ao passo que as feições superficiais, especialmente dolinas de colapso, são muito menos profusas, indicando possivelmente processos combinados de carstificação, com determinante influência da hipogenia (Salles et al., 2018a).

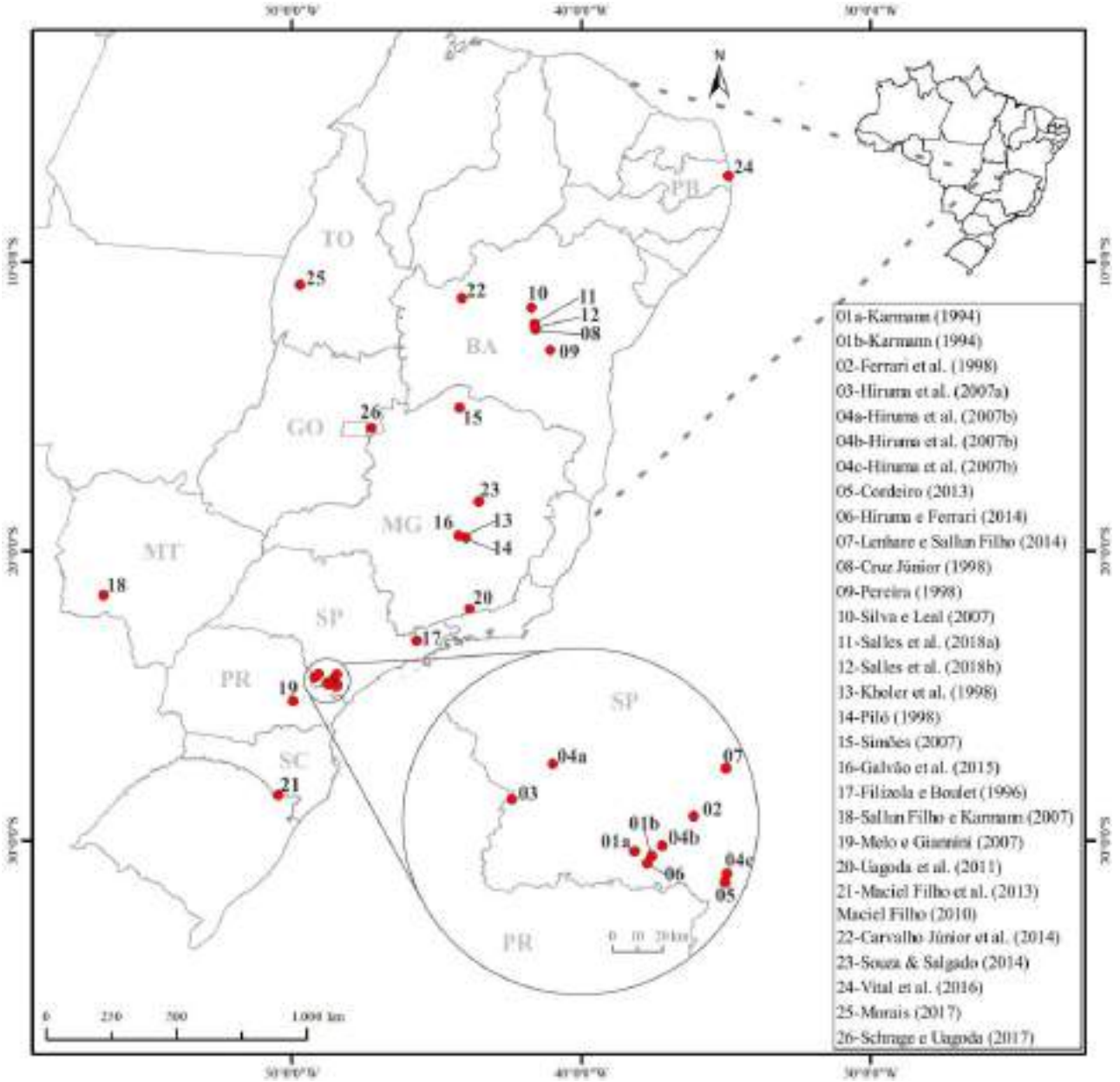


Figura 01: Mapa com distribuição dos trabalhos pelo Brasil (Sistema de projeção SIRGAS 2000).

Além disso, feições cársticas como depressões fechadas e cavernas também ocorrem associadas a outros tipos litológicos, especialmente recorrente em rochas siliciclásticas (Hardt e Pinto, 2009; Fabri et al., 2014). Outros trabalhos relatam dolinas em formações ferríferas, como na região de Carajás-PA, pelo colapso de crostas ferruginosas (canga) decorrentes de cavernas subjacentes

Revista Brasileira de Geografia Física v.XX, n.XX (2020) XXX-XXX.(no prelo)

(Campos e Castilho, 2012, Piló et al., 2015, Maurity e Kotschoubey, 1995). Inúmeras depressões fechadas foram registradas na bacia do Rio Pelotas (SC-RS), associadas a rochas vulcânicas da Formação Serra Geral (Maciel Filho et al., 2013), o que reforça a grande diversidade de cenários potenciais à ocorrência de dolinas no Brasil. Em virtude dessa característica distinta, subdividiu-se a análise dos trabalhos nas regiões cársticas carbonáticas onde foram repetidamente realizados, agregando-se também um grupo mais amplo, entre diferentes regiões e litotipos. Uma tabela síntese com a análise desses trabalhos pode ser observada adiante, em resultados (Tabela 3).

Sudeste de São Paulo – Alto Vale do Rio Ribeira de Iguape e cercanias

Na região carbonática compreendida pelas cabeceiras do Vale do Rio Ribeira em São Paulo, divisa com o Paraná, ocorrem rochas do Grupo Açungui e Itaiacoca cuja carstificação foi acentuada, dentre outros, pela alta disponibilidade hídrica (especialmente alogênica), inserção de florestas e maior atuação de ácidos húmicos, além do elevado gradiente altimétrico imposto pela serra do mar (Figura 2). Vários trabalhos relacionados a geomorfologia e espeleologia foram desenvolvidos nessa região, considerada uma província cárstica bastante diferenciada das demais no país. Dada a situação ambiental em que se insere, esta província guarda grandes cavernas e abismos, além de depressões cársticas com amplitudes da ordem de centenas de metros de profundidade (Karmann e Ferrari, 2002).



Figura 2: Gradientes altimétricos destacados na região alto vale do Rio Ribeira, onde ocorrem grandes depressões cársticas em meio a mata atlântica. Foto do autor.

Karmann (1994) foi pioneiro no estudo dessa região e comparou duas subáreas distintas, Furnas-Santana e Lajeado-Bombas, no Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira-PETAR (SP). Em seu estudo conseguiu identificar uma sequência evolutiva regional, iniciando de paisagem fluvial superficial, segmentação da drenagem para o subterrâneo e a formação de um carste poligonal. O autor comparou a densidade das depressões poligonais de sua área de estudo, entre 7,7 a 13/km², ao carste da Jamaica (6,8/km²) e Nova Guiné (13,6/km²), estudado por Day (1976) e Williams (1972), respectivamente. Apesar das diferenças climáticas entre as regiões, o processo de desenvolvimento das grandes depressões poligonais parece ser similar, através da competição e coalescência entre feições adjacentes. É sabido, entretanto, que pela grandeza das feições

Revista Brasileira de Geografia Física v.XX, n.XX (2020) XXX-XXX.(no prelo)

poligonais na região do Ribeira, elas possuem inúmeras dolinas internas, nem sempre detectáveis sob a espessa cobertura de mata atlântica. Karmann alerta que a utilização de fotos aéreas em escala mais detalhada que 1:25.000 implicaria em melhor detecção de depressões.

Em continuidade à caracterização geomorfológica da região, Ferrari et al. (1998) realizaram estudos morfométricos no núcleo Caboclos, também no PETAR. Nesse trabalho foram obtidos dados sobre amplitude do relevo, rugosidade, densidade da drenagem, índice de circularidade, entre outros parâmetros relativos a 98 depressões identificadas (2/km², em média) principalmente através da fotointerpretação. Com base nos dados identificou-se feições menores, mais circulares e de menor desenvolvimento da drenagem (24 ocorrências) em diferenciação às maiores, em que a drenagem mais desenvolvida colaborou para formatos irregulares, sugerindo uma herança fluvial superficial (74 ocorrências). Essas interpretações confirmam a tese de uma fase fluvial anterior a carstificação para área, sugerida por Karmann (1994).

Baseados nas metodologias dos dois trabalhos anteriores citados, Hiruma et al. (2007a; 2007b) realizaram análises morfométricas em depressões cársticas em áreas complementares na região do Vale do Ribeira, especialmente na faixa carbonática Itaiacoca (SP/PR) mas adicionalmente em Lajeado e André Lopes. Os dados de área para efeitos de cálculo de densidade apresentado em Hiruma (2007b) são mais adequados por não incorporarem porções de drenagem superficial desconectada ao carste, considerando somente as recargas autóctones e alóctones ligadas às depressões. Com isso foi possível calcular as frequências de depressões nas áreas Itaiacoca (3,77/km²), Lajeado (2,6/km²) e André Lopes (2,59/km²). A densidade calculada para a faixa Itaiacoca nas regiões de Nova Campina e Bom Sucesso no trabalho de Hiruma et al. (2007a) foi muito reduzida (0,12/km²) pela adoção de uma área extensa (baseadas nas figuras 3 e 4, indicadas pela publicação). A comparação dos resultados díspares de densidade com o trabalho de Karmann (1994) poderia sugerir uma diferenciação regional na carstificação, possivelmente em decorrência de fatores locais (distinções litológicas, de gradiente hidrológico, etc.). Apesar da repetição da análise para a região do Lajeado, o tamanho das áreas analisadas é significativamente diferente de Karmann (47,1-26,83 km²) para Hiruma et al. (386,69 km²).

Em trabalho mais recente e com técnicas mais modernas de geoprocessamento, Hiruma e Ferrari (2014) realizaram testes para extração automatizada de dolinas em uma pequena área do PETAR, inserida na área estudada por Karmann (1994) na região de Lajeado-Bombas. Foram gerados modelos digitais de terreno (MDT) a partir de fotos aéreas digitalizadas 1:25.000 (resolução de 10 metros, programa "Geomatica") e SRTM (30 e 90 metros) dos quais se extraíram automaticamente as dolinas. Também identificaram dolinas a partir de mapas topográficos (1:50.000 e 1:10.000) e fotointerpretação manual, que serviram como mapeamento referência. Os resultados mostraram que quanto maior a resolução dos modelos digitais ou dados disponíveis, maior a sensibilidade para identificação das feições. Nesse sentido o MDT gerado a partir das fotos aéreas (125 dolinas) é muito próximo ao da interpretação visual de referência (141 dolinas), possuindo também alta correlação espacial e de perímetro. Apesar dos autores considerarem a fotointerpretação como a melhor ferramenta para obtenção de feições geomorfológicas do carste, mesmo com um certo nível de subjetividade, eles recomendam a identificação automática via MDTs de maior resolução como indicador prévio para checagens de campo. A densidade máxima alcançada por extração manual das dolinas (9,5/km²), é convergente ao que Karmann identificou em 1994 para uma área bem maior (7,7-13/km²).

Outros trabalhos de caracterização geomorfológica na região do Alto Rio Ribeira também coletaram dados referentes a depressões cársticas, não alcançando, entretanto, resultados expressivos. Cordeiro (2013) revisou para a Serra de André Lopes a ocorrência de depressões, obtendo, contudo, índices máximos inferiores aos obtidos por Hiruma et al. (2007b), de 1,56/km² contra 2,59/km², respectivamente. Lenhare e Sallum Filho (2014) mapearam depressões na região dos corpos carbonáticos do Planalto de Guapiara e na Serra de Paranapiacaba (São Paulo) numa análise comparativa entre tais áreas, obtendo uma frequência de 0,37/km², sinalizando um carste pouco desenvolvido se comparado, especialmente, ao do PETAR.

Região da Chapada Diamantina, Bahia

Na região da Chapada Diamantina-BA ocorrem grandes sistemas de cavernas associadas às rochas carbonáticas do Grupo Una, alcançando mais de 68km de galerias subterrâneas mapeadas (Rubbioli et al., 2019). Entretanto as dolinas, normalmente de colapso, parecem ser bem menos difundidas na região. Os planaltos cársticos encontram-se rebaixados e circundantes em relação às serras siliciclásticas que se destacam na paisagem. Sistemas interligados de cavernas com

Revista Brasileira de Geografia Física v.XX, n.XX (2020) XXX-XXX.(no prelo)

dezenas de quilômetros e grandes salões se notabilizam frente às feições do carste superficial, geralmente de aspecto uniforme, marcado pela monótona vegetação de caatinga (Figura 3). Entretanto foram identificados alguns trabalhos relacionados à geomorfologia desta província, que contabilizaram dolinas e realizaram análises morfométricas.



Figura 3: Colapsos associados a grandes cavernas (Lapa Doce) geram depressões com bordas acentuadas e profundas, quebrando a monotonia do relevo circundante. Foto do Autor.

Cruz Júnior (1998) trabalhou na região de Iraquara-BA e identificou três tipos de dolinas: de subsidência lenta, com perfis suaves; de colapso com bordas acentuadas, mais profundas; e dolinas aluvionares, que apresentam pequenos ramos de drenagem. Considerando dolinas de perfil suave e escarpado, e subdividindo a área de estudo entre setor sul e norte, o autor realizou diversas análises morfométricas a partir de dados de perímetro, área e eixo principal. Uma vez que a superfície ocupada pelas dolinas é baixa se comparada a área total de estudo (índice de dolinamento 35,08) concluiu não se tratar de um carste poligonal, e sim um carste de dolinas. Essa análise explica a baixa densidade geral de dolinas para a área, calculada em 1,68/km², bastante diferente de algumas regiões do Alto Vale do Rio Ribeira, onde as fotografias aéreas utilizadas são de mesma escala (1:25.000).

No lado oposto da Chapada Diamantina, a leste, Pereira (1998) realizou a caracterização e mapeamento do carste de Itaetê-BA, onde ocorrem grandes sistemas de cavernas, como o Poço Encantado e Lapa do Bode. Foram realizadas algumas análises morfométricas e os resultados indicaram uma baixa incidência de dolinas em relação a superfície cárstica (0,08 dolinas/km²), bem inferior ao já reduzido índice encontrado na região próxima de Iraquara-BA. O autor, entretanto, ressalta que a adoção de base de dados de melhor escala que as fotos aéreas 1:60.000 utilizadas certamente aumentaria o número de dolinas. De fato, o trabalho de Cruz Júnior (1998) utilizou-se de fotos na escala de 1:25.000, numa área consideravelmente menor.

Mais ao norte, Silva e Leal (2007) correlacionaram lineamentos estruturais ao desenvolvimento de dolinas numa grande área na região de Irecê-BA. O estudo alcançou uma grande quantidade de dolinas, a maior dentre todos os

Revista Brasileira de Geografia Física v.XX, n.XX (2020) XXX-XXX.(no prelo)

analisados, que resultou numa densidade condizente com outros trabalhos na região (2/km²). Os autores ressaltam o fator subjetividade na interpretação das fotos aéreas em escala muito abrangente (1:60.000), que pode ter impactado negativamente na detecção de feições.

O trabalho realizado por Salles et al. (2018a) entre Iraquara e Souto Soares-BA, faz uma relação entre o aquífero cárstico e o desenvolvimento de importantes feições morfológicas na região, como cavernas e dolinas, associadas tanto a espeleogênese epigênica como hipogênica. Através da densidade de dolinas e da capacidade específica de poços tubulares, que atingem profundidades distintas no pacote rochoso, puderam comprovar a relação entre a produção de água e a ocorrência dessas feições cársticas superficiais. Com o apoio de análises isotópicas da água conseguiram propor uma espeleogênese dupla para a região, sendo que as feições epigênicas obliteraram as feições hipogênicas primitivas. No entanto, consideraram a hipogenia o processo dominante para a evolução cárstica local. O estudo resultou numa baixa densidade de dolinas, com 1,03/km² (dados obtidos via comunicação pessoal), mas ainda compatível com o obtido por Cruz Júnior (1998) que estudou menos que a metade da área e utilizou uma escala mais apropriada que 1:60.000. A menor ocorrência de dolinas e o maior desenvolvimento do carste subterrâneo (cavernas) parece corroborar a tese de evolução previamente hiopogênica para a região.

Em artigo mais recente, Salles et al. (2018b) buscaram avaliar o grau de susceptibilidade a colapsos e subsidência na mesma região, porém restrita ao município de Iraquara-BA. Foram definidos três parâmetros qualitativos para elaboração do mapa de risco, baseado na litologia, densidade de lineamento e de dolinas. Considerando o índice máximo na combinação de carbonatos expostos, alta densidade de lineamentos e alta densidade de dolinas (até 2,62/km²) foi possível estabelecer as zonas centro norte (periferia da cidade) e centro sul do município como mais susceptíveis. Foi identificado que a contribuição hídrica é essencialmente autogênica nessas áreas e que em associação ao alto grau de descontinuidades estruturais a situação favorece a maior permeabilidade e consequentemente a migração de materiais para o subterrâneo. Além da densidade máxima nas áreas mais susceptíveis de até 2,62/km², o estudo indica que de forma mais uniforme para a área dos carbonatos a densidade seria de 1,13/km², compatível com o estudo anterior dos mesmos autores, abrangendo uma área bem mais abrangente ao norte de Iraquara.

Carbonatos do Grupo Bambuí, Minas Gerais

As rochas carbonáticas neoproterozóicas do Grupo Bambuí em Minas Gerais, especialmente da formação Sete Lagoas, abrigam grande parte dos relevos cársticos numa região bastante ampla e de fisiografia variada, conforme especificidades locais. Uma das áreas mais estudadas situa-se nos arredores da cidade de Lagoa Santa-MG, onde os afloramentos são mais localizados e menos destacados, normalmente cobertos com materiais argilosos residuais. Caracteriza-se por um carste mais evoluído, recortado ora por sistemas fluviocársticos, ora por campos de dolinas alagáveis sazonalmente (Figura 4). Entretanto, outras áreas cársticas mineiras também se destacam, como a região do vale do Rio Peruaçu no norte de Minas Gerias, com vales cegos encaixados e grandes cavernas, ou a província de Arcos-Pains, com seus paredões aflorantes bem carstificados separados por vales aplainados. Apesar da ocorrência de diversas regiões cársticas em Minas Gerais, somente alguns trabalhos tratam sobre dolinas.

Um projeto interdisciplinar envolvendo inúmeros pesquisadores foi realizado na Área de Proteção Ambiental Carste de Lagoa Santa-MG para a elaboração do zoneamento dessa unidade de conservação, cujo mapa geomorfológico foi realizado por Kohler et al. (1998). Esse mapa apresenta as feições superficiais positivas (torres, *hume*, paredão, cones) e negativas (dolinas, dolinas com paredões, "*ouvulas*", "*poliés*") além dos aspectos hídricos como cursos de água perene/intermitentes, sumidouros, ressurgências, curso subterrâneos prováveis e direções de fluxo geral inferidas. Considerando as dolinas representadas no mapa e a área da unidade de conservação obteve-se uma densidade de 1,55/km², número ainda baixo se comparado o potencial da região, provavelmente devido à escala abrangente de representação do mapa (1:50.000).

Exemplo disso está expresso no trabalho de Piló (1998), que alcançou uma taxa bem superior ao trabalhar com apenas uma depressão poligonal inserida na mesma área mapeada por Kohler et al. (1998). O estudo realiza diversos tipos de análises com o objetivo de desvendar os processos principais de evolução e desenvolvimento do carste local, destacando o papel das coberturas sobre o carste, especialmente os solos, na morfodinâmica notadamente epicárstica do modelado geral. A depressão poligonal Macacos-Baú guarda quase uma centena de dolinas, que foram devidamente mapeadas e analisadas sob o enfoque morfométrico. A alta densidade alcançada, de

Revista Brasileira de Geografia Física v.XX, n.XX (2020) XXX-XXX.(no prelo)

18,9/km², é justificada por Piló como fruto, dentre outros, da utilização de imagens aéreas em maior resolução que as utilizadas por Karmann (1994), ou seja, 1:10.000 contra 1:25.000 respectivamente.



Figura 4: Dolina alagada na base de paredão, em região de carste coberto na região de Pedro Leopoldo-MG. Foto do Autor.

Um pouco mais ao norte de Lagoa Santa, na região de Sete Lagoas-MG, Galvão et al. (2015) realizaram uma investigação sobre o desenvolvimento de colapsos e subsidência na área. Apesar de apenas 17 dolinas mapeadas, o estudo focou a relação das mesmas tanto com atividades de bombeamento de água (poços com 500 a 2000m³/dia), como com a predisposição natural da área para a manifestação dessas feições. A existência de duas camadas subjacentes bem carstificadas, identificadas por registros óticos nos poços perfurados, assim como a ocorrência de *piping* e erosão de materiais inconsolidados mais superficiais permitiu o desenvolvimento dessas dolinas. A densidade de dolinas foi calculada neste trabalho a partir do georreferenciamento da área de estudo e resultou numa baixa frequência (0,38km/²). No entanto o trabalho de Galvão et al. (2015) não teve como objetivo levantamento de todas as dolinas e análises morfométricas, mas discutir as feições potencialmente induzidas por atividades antrópicas.

Trabalhos em diferentes regiões brasileiras

Parte significativa dos trabalhos pesquisados nesta revisão ocorreram em regiões dispersas pelo país, nem sempre em áreas cársticas bem reconhecidas ou mesmo em rochas carbonáticas. Se destacam nesse conjunto de trabalhos os realizados em áreas de rochas siliciclásticas, consideradas menos solúveis, mas que em alguns casos podem abrigar grande quantidade e diversidade de feições cársticas, como depressões, vales cegos, sumidouros e cavernas.

Num dos primeiros trabalhos específicos sobre o desenvolvimento de dolinas em terrenos siliciclásticos, Filizola e Boulet (1996) mapearam essas feições e fizeram uma reconstituição evolutiva da paisagem em sua área de estudo (Caçapava, no Vale do Paraíba) a partir das datações de turfeiras encontradas no fundo das depressões. Os trabalhos de Sallun Filho e Karmann (2007) e Melo e Giannini (2007) se dedicaram ao entendimento dos mecanismos morfogenéticos que promoveram a formação de dolinas em arenitos em suas áreas de estudo (Jardim-MS e Ponta Grossa-PR respectivamente), tendo sido realizado o mapeamento das feições. Ainda sobre o mapeamento de dolinas em rochas

Revista Brasileira de Geografia Física v.XX, n.XX (2020) XXX-XXX.(no prelo)

siliciclásticas, o trabalho de Uagoda et al. (2011) se destaca pela densidade de feições em sua área de estudo (4,19/Km²), num afluente do Rio Paraíba do Sul-MG, fruto de inúmeras campanhas de campo e disponibilidade de fotos aéreas em escala mais apropriada à investigação (1:10.000). Por outro lado, o trabalho de Souza e Salgado (2014) identificou apenas uma depressão nos quartzitos da Serra do Espinhaço, Diamantina-MG, alcançando uma densidade pouco expressiva (0,04/km²) considerada pelos próprios autores como baixa, aquém da potencialidade da região.

Ainda fora do domínio dos carbonatos, Maciel Filho et al. (2013) mapearam uma grande amostra de depressões em rochas vulcânicas ácidas, entre Lages-SC e Vacaria-RS. A ocorrência dessas feições é associada à dissolução da sílica presente no vidro vulcânico, permitindo processos gravitacionais posteriores de colapso. A contabilização dessa quantidade de dolinas (1733) e da área de estudo foi possível através do mapa "Geomorfologia Área de Influência Direta" apresentado no processo de licenciamento ambiental do Aproveitamento Hidroelétrico Pai Querê (Maciel Filho, 2010), indicado pelo autor como um trabalho homólogo que deu subsídios ao artigo subsequente (por comunicação pessoal).

Outros trabalhos mapearam dolinas associadas a rochas carbonáticas em regiões bem dispersas do Brasil. O trabalho de Carvalho Júnior et al. (2014) se destaca por ter realizados testes de mapeamento semi-automatizado de depressões com uso de modelos digitais de elevação na região de Barreiras-BA. Vital et al. (2016) realizaram o mapeamento e análises morfométricas em depressões presentes na região de João Pessoa-PB e arredores. Na região da Lagoa da Confusão-TO, planície do médio Rio Araguaia, Morais (2017) mapeou centenas de depressões cársticas suaves, frequentemente alagadas, localmente chamadas de "ipucas". Por fim Schrage e Uagoda (2017) mapearam algumas depressões numa grande área planáltica entre o Distrito Federal, Goiás e Minas Gerais, não tendo sido identificado, entretanto, grande adensamento de feições se considerada a área total de estudo.

Análise dos trabalhos

A revisão dos trabalhos nacionais permitiu na maior parte dos casos tabular dados relacionados a quantidades de dolinas, tamanho da área de estudo, densidade, escala de detecção, material de ocorrência, região, tipologia de dolinas e análises morfométricas realizadas (Tabela 3). Em geral tais dados são apresentados nos estudos, seja no texto ou por mapas. Entretanto, em alguns casos a quantidade de dolinas foi obtida pela análise de mapas ou comunicação pessoal. Em outras situações foi realizado o georreferenciamento de mapas, através da ferramenta sobreposição de imagens no Google Earth Pro, para obter o dado de área de estudo. Essas situações são destacadas na tabela por asteriscos. Vale ressaltar que dois estudos trabalharam com mais de uma área (Karmann, 1994; Hiruma et al., 2007b), tendo sido individualizadas tais áreas na tabela por se tratar de ambientes distintos.

Desta forma foram identificadas 29 áreas referentes a 26 trabalhos relacionado com dolinas. Apenas quatro trabalhos (4) não realizaram nenhum tipo de análise morfométrica ou de distribuição. Considerando apenas os demais trabalhos (22) observou-se que os parâmetros mais utilizados foram (Figura 5A): lineamento do eixo principal (16); área (11); distribuição espacial (9); perímetro (7); índice de circularidade (6); amplitude (6); declividade (5) e; profundidade (4). A predominância do parâmetro referente à direção dos eixos principais das dolinas chama atenção e provavelmente se deve à tentativa de correlação com outras estruturas geológicas nas áreas de estudo e o estabelecimento de rotas de maior carstificação e inserção da drenagem subterrânea. Tamanho e distribuição também foram muito frequentes, indicando intenção do mapeamento de áreas mais propícias ao processo de dolinamento. A despeito do parâmetro profundidade ser considerado um dos mais importantes por atestar a intensidade da carstificação (Day, 1976; Ford e Williams, 2007) este atributo foi pouco utilizado, possivelmente por requisitar de bases de dados com precisão altimétrica ou trabalhos de campo.

Na análise dos trabalhos foi dedicado uma coluna para identificar a tipologia de dolinas adotadas pelos respectivos autores, para averiguar o nível de convergência de terminologias e processos. Em trabalho recente, Ferreira e Uagoda (2019) sistematizaram as principais tipologias presentes em trabalhos internacionais de síntese, e o propósito aqui é verificar se há correspondência entre os termos utilizados no Brasil e no mundo. Dos 26 trabalhos analisados 17 apresentaram alguma classificação de dolinas, principalmente entre colapso (9), dissolução (8) e subsidência (7). Outros termos foram anotados sem grande repetição nos trabalhos, como "difusa/concentrada", "alóctone/autóctone", aluvial, abatimento e sufusão. Observou-se que o termo dissolução empregado no Brasil se refere na maior parte das vezes a dolinas de compleição suave, com a presença de coberturas como o solo, sendo internacionalmente mais associadas ao processo de sufusão. No geral os trabalhos não

apresentam unicidade terminológica, havendo aparentemente uma utilização diferenciada e particular de termos e conceitos.

Tabela 3: Trabalhos de mapeamento de dolinas no Brasil. Tipologia de dolinas: D: dissolução; C: colapso; S: subsidência. Morfometria: A: Área; L: Lineamento; P: Profundidade; Di: Diâmetro; Pe: Perímetro; Dc: Declividade; Amp: Amplitude; Alt: Altitude média; Cd: Comprimento drenagem; Dd: Densidade drenagem; Ds: Densidade sumidouros; Dist: Análise de distribuição; Ic: Índice circularidade; R: Rugosidade.* Dados calculados neste trabalho. ** Dados obtidos por comunicação com autor.

Autor	Região	Nº dolinas	Área (km²)	dolina/km²	Forma de detecção	Escala de detecção	Material rocha/solo	Tipologia	Morfometria
SÃO PAULO- VALE DO RIBEIRA									
01a-Karmann (1994)	Furnas-Santana, Vale Ribeira-SP	80	27,45-10,36	2,9-7,72	Fotointerpretação; campo	1:25.000	carbonatos	C; D: difusa; concentrada	A; P; Pe; Ds; L
01b-Karmann (1994)	Lajeado-Bombas, Vale Ribeira-SP	351	47,1-26,83	7,45-13,08	Fotointerpretação; campo	1:25.000	carbonatos	C; D: difusa; concentrada	A; P; Pe; Ds; L
02-Ferrari et al. (1998)	Núcleo Cubeclos, Vale do Ribeira-SP	98	48,64	2,014	Fotointerpretação; carta topográfica	1:25.000	mármore	D	A; De; Pe; Amp; Alt; Cd; Dd; Ic; R; L; Dist
03-Hirata et al. (2007a)	Faixa carbonática Itaiacoca-SP/PR	149	1242,65*	0,12	Fotointerpretação; campo	1:25.000	metacarbonatos	D: alóctone, autóctone; S	A; Amp; Dc; Ic; Dc; L; Dist
04a-Hirata et al. (2007b)	Faixa carbonática Itaiacoca-SP/PR	127	33,657	3,77	Fotointerpretação; campo	1:25.000	carbonatos	Alóctones; autóctones	A; Amp; Dc; Ic; Dc
04b-Hirata et al. (2007b)	Lajeado, Vale Ribeira-SP	1006	386,60	2,6	Fotointerpretação; campo	1:25.000	carbonatos	Alóctones; autóctones	A; Amp; Dc; Ic; Dc
04c-Hirata et al. (2007b)	André Lopes, Vale Ribeira-SP	182	70,15	2,59	Fotointerpretação; campo	1:25.000	carbonatos	Alóctones; autóctones	A; Amp; Dc; Ic; Dc
05-Cordeiro (2013)	Serra André Lopes, Vale Ribeira-SP	53	34,04	0,78-1,56	Fotointerpretação; campo, sobrevôo	1:25.000	mármore	D	A; Pe; Amp; Dc; L
06-Hirata e Ferrari (2014)	Rio Betari, Vale do Ribeira-SP	125-141	14,82*	8,44-9,52	Automatizado: MDT (fotos aéreas, 1m); SRTM (30 e 90m). Manual: fotointerpretação; cartas topográficas; campo.	1:25.000	carbonatos		A; Pe; Amp; Dc
07-Lambare e Sallun Filho (2014)	Vale do Ribeira - Paranapanema-SP	24	65,21	0,37	Fotointerpretação; imagens LANDSAT 7 +ETM e Google Earth; campo	1:25.000	carbonatos		
CHAPADA DIAMANTINA									
08-Cruz Júnior (1998)	Iraquara-BA	827	492,14	1,68	Fotointerpretação	1:25.000	calcário	C; S; aluvial	A; Pe; Ic; L
09-Pereira (1998)	Itaetê-BA	72	899,92	0,08	Fotointerpretação; campo	1:60.000	calcário	C; S	Dc; R; L
10-Silva e Leal (2007)	Ibicoá-BA	13912	6926*	2,008	Fotointerpretação	1:60.000	calcário	D; abatimento	L;Dist
11-Salles et al. (2018a)	Iraquara/Souto Soares-BA	1262**	1225**	1,03	Fotointerpretação	1:60.000	carbonatos	C; sufusão	A; L
12-Salles et al. (2018b)	Iraquara-BA	ND		1,13 - 2,62	Fotointerpretação	1:60.000	carbonatos	C; sufusão	L
MINAS GERAIS - GRUPO BAMBUÍ									
13-Kholer et al. (1998)	Lagoa Santa-MG e região	586*	377,3	1,55	Ortofoto; campo	1:10.000	calcário		
14-Pilò (1998)	Baú-Macacos, Lagoa Santa-MG	97	5,13	18,9	Fotointerpretação; Ortofoto; campo	1:10.000	calcário	D; S; abatimento	A; P; L; Dist
15-Simões (2007)	Peruaçu, Itacarambi e Januária-MG	204	1991,29	0,1	Interpretação visual de imagens Landsat-7/ETM+	não disponível	calcário	C; S	Dist
16-Galvão et al. (2015)	Sete Lagoas-MG	17	44,55*	0,38	Fotointerpretação	1:40.000	coberturas e carbonatos	C; S	
OUTRAS REGIÕES									
17-Filizola e Boulet (1996)	Vale do Paraíba, Caçapava-SP	37	17,57*	2,1	não disponível	não disponível	rochas sedimentares quartzo caulínicas		L
18-Sallun Filho e Karmann (2007)	Jardim-MS	25	25,65*	0,97	Fotointerpretação; imagens de satélite (Landsat 7 +ETM); campo.	1:60.000	arenito; carbonato subjacente		P; Di; L
19-Melo e Giannini (2007)	Ponta Grossa-PR	30	217,55*	0,14	não disponível	não disponível	arenito	C	L
20-Uagoda et al. (2011)	Rio Santana, Médio Paraíba do Sul-MG	232	56,3	4,19	Fotointerpretação; campo	1:10.000	gnaisse; quartzitos	D; C	Dist
21-Maciel Filho et al. (2013)/Maciel Filho (2010)	Lages-SC; Vacaria-RS	1733*	1285,8*	1,35	Fotointerpretação; imagens Google Earth; campo	1:60.000	rochas vulcânicas ácidas		L
22-Carvalho Júnior et al. (2014)	Barreiras-BA	271	852,11*	0,32	Semi automática: MDE ALOS PRISM. Manual: ALOS PRISM 2,5m; Google Earth; campo	5 metros	calcário		Ic; L; Dist
23-Souza & Salgado (2014)	Diamantina-MG	1	22,71	0,04	Imagens Rapid Eye; campo	não disponível	quartzitos	D	
24-Vital et al. (2016)	João Pessoa-PB e região	7	657,51*	0,01	MDE SRTM	não disponível	coberturas e carbonatos	S	A;P; Di; Pe; Amp
25-Morais (2017)	Lagoa da Confusão - TO	889	759,08	1,17	Imagens RapidEye; Google Earth; BingMaps; campo	5 metros	calcário		Dist
26-Schrage e Uagoda (2017)	Divisa DF/GO/MG	64	3.470	0,02	Mapa topográfico; MDT SRTM (90m); imagens ESRI World Imagery (2,5m); campo	1:25.000	coberturas e carbonatos		A; Pe; Ic; L; Dist

Revista Brasileira de Geografia Física v.XX, n.XX (2020) XXX-XXX.(no prelo)

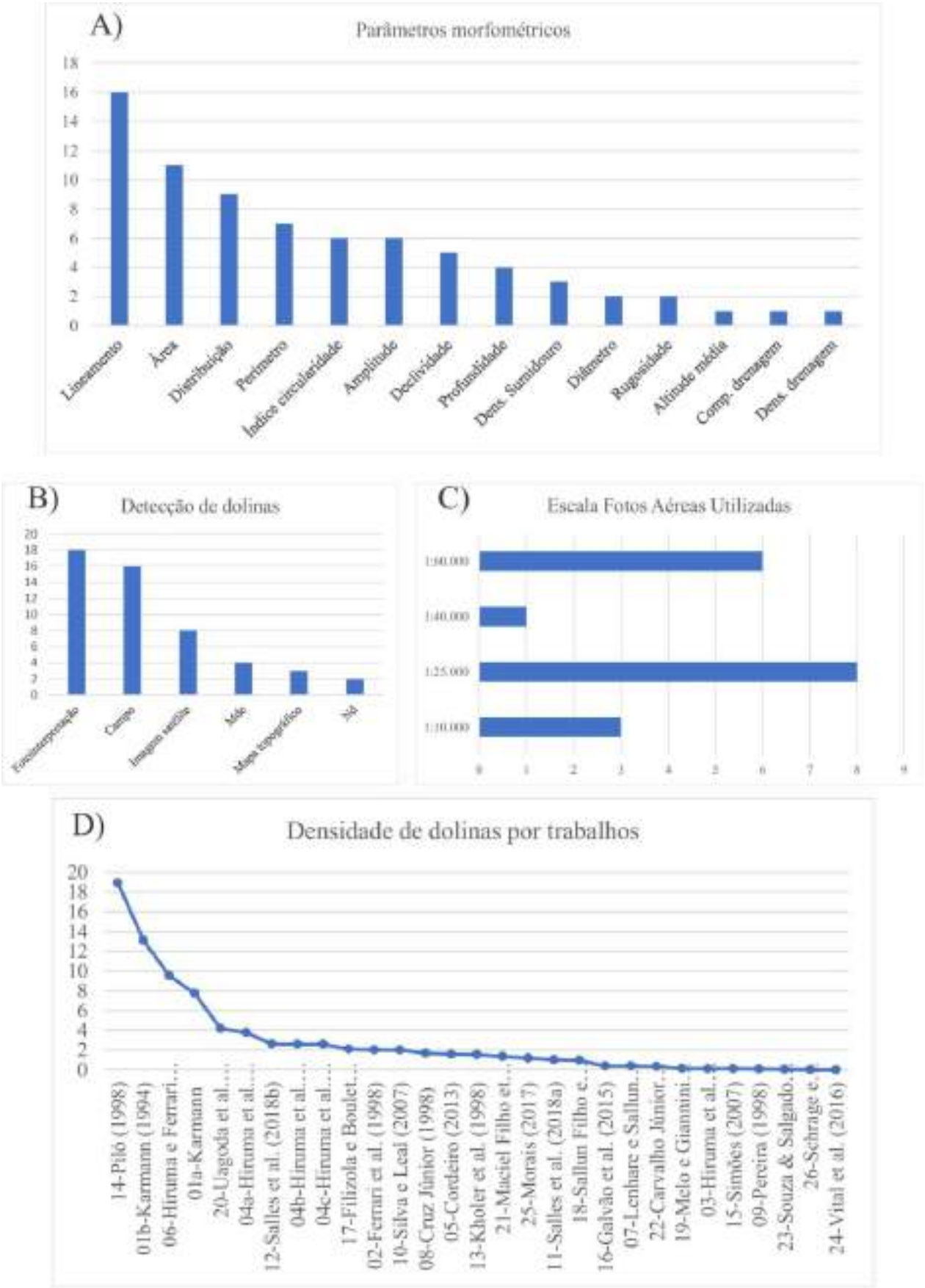


Figura 5: A) parâmetros morfométricos mais utilizados nos estudos analisados; B) forma de detecção de dolinas; C) escala na detecção por fotos aéreas; D) densidade de dolinas por trabalho analisado.

Quanto às formas de detecção observou-se a predominância da fotointerpretação e das verificações em campo para o mapeamento de dolinas, com mais que o dobro de repetições se

Revista Brasileira de Geografia Física v.XX, n.XX (2020) XXX-XXX.(no prelo)

comparado com a terceira base mais utilizada, imagens de satélite (Figura 5B). Ressalta-se que foram contabilizadas individualmente cada procedimento de detecção, havendo, portanto, trabalhos que se utilizaram de mais de um método. Considerando a fotografia aérea como base mais utilizada (Figura 5C), observa-se a predominância no uso de imagens com escala de 1:25.000 (em oito estudos), especialmente comuns para os trabalhos executados no estado de São Paulo. Em seguida foram contabilizados seis trabalhos com fotos na escala de 1:60.000, em regiões mais carentes de bases de maior detalhe. Somente em três trabalhos foi utilizada base de 1:10.000, coincidentemente em Minas Gerais, consideradas escalas mais compatíveis com a difícil tarefa de identificação de dolinas por estereoscopia, conforme recomendam Bondesan et al. (1992).

A questão da escala, base de dados para detecção e tamanho das áreas de estudo pode influenciar na quantidade e precisão da identificação de dolinas. Na análise dos trabalhos observou-se grande variedade de tamanhos de áreas de estudo, bases de dados, escalas, resultando em detecções diferenciadas na quantidade de dolinas. Para efeito de comparação, utilizou-se os maiores valores de densidade de feições (nº/km²) calculada para cada área/trabalho (conforme Tabela 3) e observou-se uma grande diferença desse parâmetro entre todos os analisados (Figura 5D). Apenas os trabalhos de Piló (1998) na depressão poligonal de Baú-Macacos em Lagoa Santa e de Karmann (1994), em Lageado-Bombas no Vale do Ribeira alcançaram densidades superiores a 10/km². As 10 áreas subsequentes obtiveram densidades entre 2 e 10/km², sendo todo o restante (17 áreas), abaixo de 2/km².

Ao utilizar estes intervalos de densidades citados para classificar os números alcançados em trabalhos internacionais (conforme dados das Tabelas 1 e 2 somadas), e confrontar com os dados alcançados nos estudos nacionais, observa-se forte discrepância nos resultados (Figura 6). Esses intervalos, apesar de aleatoriamente estabelecidos, permitem distinguir áreas com densidades verdadeiramente altas de outras com densidades pouco significativas, onde provavelmente as dolinas ocorrem de forma bem dispersa na paisagem, ou concentradas em pequenas porções das áreas de estudo. Como comentado anteriormente, essas diferenças nos resultados de densidade entre estudos nacionais e internacionais podem estar relacionadas a diversos fatores, lembrando que parte dos trabalhos estrangeiros se beneficiou de bases de dados mais adequadas, como o LIDAR por exemplo.

Nos trabalhos nacionais observou-se que a maior parte (58,6%) alcançou resultados modestos no quesito densidade (menos que 2/km²) e este fator pode provavelmente ser atribuído aos seguintes aspectos: 1A- escalas e métodos de detecção inapropriados; 1B- indisponibilidade de bases cartográficas de detalhe; 1C- não detecção das dolinas internas a grandes depressões; 2- adoção de grandes áreas de análise; 3 - número de dolinas realmente baixos na área. Por outro lado, os seis trabalhos nacionais que obtiveram as maiores densidades, que marcam o ponto de inflexão no gráfico apresentado (Figura 5D), foram realizadas em áreas de até 56,3km², demonstrando a forte influência deste aspecto para a melhor detecção de dolinas. Essa questão é convergente ao que afirma Bauer (2015), que em áreas reduzidas a densidade tende a aumentar.



Figura 6: Comparação entre as classes de densidades nos trabalhos internacionais versus nacionais.

Conclusão

São poucos os trabalhos que se dedicaram ao mapeamento de dolinas no Brasil e a maior parte dos que foram analisados apresentou resultados modestos na detecção dessas feições do carste superficial. Mas no geral foi possível traçar um panorama dos mapeamentos de dolinas realizados, dos parâmetros morfométricos mais adotados, das bases de dados utilizadas e da distribuição destes estudos pelo país. Foi observada especial concentração de levantamentos desta natureza em regiões cársticas carbonáticas como a do alto vale do Rio Ribeira em São Paulo, seguido por estudos mais frequentes na Chapada Diamantina e Minas Gerais. Muitos trabalhos em regiões dispersas estão associados a rochas siliciclásticas ou não carbonáticas. A comparação dos trabalhos nacionais com estudos desenvolvidos em várias partes do mundo mostrou que há grande discrepância na detecção de dolinas por área, fato possivelmente atribuível à falta de base de dados de

maior resolução no Brasil. Acredita-se que a falta de áreas bem carstificadas e com profusão de dolinas não seja a questão para determinar o menor desempenho para os trabalhos realizados no país. Ressalta-se que alguns dos trabalhos analisados optaram por grandes áreas de estudo, o que tende a diluir o número de ocorrências por área. Em alguns casos os locais investigados eram de fato pouco favoráveis, como áreas de carste hipogênico ou com ocorrência de rochas menos propícias à carstificação.

Em próximas etapas da pesquisa pretende-se testar o uso de novas tecnologias, que podem gerar bases mais precisas para detecção e mapeamento de dolinas, considerando corriqueira falta de levantamentos de precisão no interior do país. Neste sentido e considerando que a maior parte dos trabalhos investigados neste estudo se baseou em fotointerpretação, com material antigo e escala inapropriada, pretende-se testar a utilização de modelos digitais de elevação a partir de dados orbitais ou adquiridos via veículos aéreos não tripulados (VANT). O uso de mosaicos tridimensionais também pode ser adotado para checar as feições dúbias, considerando que atualmente são mais facilmente construídos com o apoio de novos aplicativos geoinformacionais. A realização destes testes em uma extensa área protegida brasileira visa gerar, de forma mais rápida e precisa, material para análises morfométricas e ambientais a partir dessas importantes feições funcionais do carste superficial, as dolinas.

Referências

Aguilar, Y., Bautista, F., Mendoza, M. E., Frausto, O., Ihl, T, 2016. Density of karst depressions in Yucatán state, Mexico. Journal of Cave and Karst Studies 78(2), 51–60. Disponível: https://doi.org/10.4311/2015ES0124

Bauer, C., 2015. Geomorphology Analysis of dolines using multiple methods applied to airborne laser scanning data. Geomorphology, 250, 78–88. Disponível; https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.08.015

Bondesan, A., Meneghel, M., Sauro, U., 1992. Morphometric analysis of dolines. International Journal of Speleology, 21, 1–55.

Cahalan, M. D., & Milewski, A. M., 2018. Sinkhole formation mechanisms and geostatistical-based prediction analysis in a mantled karst terrain. Catena, 165, 333–344. Disponível: https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.02.010

Campos, J., Castilho, A. F., 2012. Uma visão geográfica da Região de Carajás, in: Martins, F.D., Castilho, A.F., Campos, J., Hatano, F.M., Rolim, S.G (Org.), Fauna da Floresta Nacional de Carajás: estudos sobre vertebrados terrestres. Nitro Imagens, São Paulo, p.p. 28-63

Carvalho Júnior, O. A., Guimarães, R. F., Montgomery, D. R., Gillespie, A. R., Gomes, R. A. T., Martins, E. S., Silva, N. C., 2014. Karst depression detection using ASTER, ALOS/PRISM and SRTM-derived digital elevation models in the Bambuí Group, Brazil. Remote Sensing, 6, 330–351. Disponível:https://doi.org/10.3390/rs6010330

Čeru, T., Šegina, E., Gosar, A., 2017. Geomorphological dating of pleistocene conglomerates in central Slovenia based on spatial analyses of dolines using LiDAR and Ground Penetrating Radar. Remote Sensing, 9, 1213. Disponível: https://doi.org/10.3390/rs9121213

Chen, H., Oguchi, T., Wu, P., 2018. Morphometric analysis of sinkholes using a semi-automatic approach in Zhijin County, China. Arabian Journal of Geosciences, 11(15). Disponível: https://doi.org/10.1007/s12517-018-3764-3

Cordeiro, B. M., 2013. Planalto carbonático do André Lopes (SP): geomorfologia cárstica e geoespeleologia da Gruta da Tapagem (Caverna do Diabo). Dissertação (Mestrado). São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Cruz Junior, F. W., 1998. Aspectos geomorfológicos e geoespeleologia do carste da região de Iraquara, centro-norte da Chapada Diamantina, Estado da Bahia. Tese (Doutorado). São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Day, M., 1976. The morphology and hydrology of some Jamaican karst depressions. Earth Surface Processes, 1, 111–129. Disponível: https://doi.org/10.1002/esp.3290010203

Denizman, C. A. N., 2003. Morphometric and spatial distribution prarmeters of karstic depressions, Lower Suwannee River Basin, Florida. Journal of Cave and Karst Studies, 65(1), 29–35.

Doctor, D. H., Young, J. A., 2013. An evaluation of automated GIS tools for delineating karst sinkholes and closed depressions from 1-meter LiDAR-derived digital elevation data, in: L. Land, D. H. Doctor, J. B. Stephenson (Eds.), Sinkholes and the engineering and environmental impacts of Karst: proceedings of the thirteenth multidisciplinary conference. National Cave and Karst Research Institute, Carlsbad, New Mexico, pp. 449–458.

Fabri, F. P., Augustin, C. H. R. R., Auler, A. S., 2014. Relevo cárstico em rochas siliclásticas: uma revisão com base na literatura. Revista Brasileira de Geomorfologia, 3, 339–351.

Faulkner, M. G. S., Stafford, K. W., Bryant, A. W., 2013. Delineation and classification of karst depressions Using LIDAR: Fort Hood Military Installation, Texas, in L. Land, D. H. Doctor, J. B. Stephenson (Eds.), Sinkholes and the engineering and environmental impacts of Karst: proceedings of the thirteenth multidisciplinary conference. National Cave and Karst Research Institute, Carlsbad, New Mexico, pp 459–467.

Ferrari, J. A., Hiruma, S. T., Karmann, I., 1998. Caracterização morfométrica de uma superfície cárstica do Vale do Ribeira, São Paulo (Núcleo Caboclos - PETAR). Revista Do Instituto Geológico, 19(1/2), 9–17.

Ferreira, C. F., Uagoda, R. E. S., 2019. Tipologias do carste e classificações de dolinas: uma revisão. Revista Caminhos de Geografia, 20 (70), 519-537.

Ferreira, C. F., Uagoda, R. E. S., 2020. Desafios no mapeamento de dolinas e as possibilidades do uso de modelos digitais de elevação – MDE´s: uma revisão metodológica. Revista Brasileira de Geomorfologia. "No prelo"

Filizola, H. F., Boulet, R., 1996. Evolution and opening of closed depressions developed in a quartz-kaolinitic sedimentary substratum at Taubaté basin (São Paulo, Brazil), and analogy to the slope evolution. Geomorphology, 16, 77–86. Disponível: https://doi.org/10.1016/0169-555X(95)00086-K

Florea, L. J., 2005. Using State-wide GIS data to identify the coincidence betwen sinkholes and geologic structure. Journal of Cave and Karst Studies, 67(2), 120–124.

Ford, D.C.; Williams, P.W., 1989. Karst Geomorphology and Hydrology**.** Unwin Hyman, London.

Ford, D.C.; Williams, P.W., 2007. Karst hydrogeology and geomorphology, 2 ed. Wiley, Chichester.

Galvão, P., Halihan, T., Hirata, R., 2015. Evaluating karst geotechnical risk in the urbanized area of Sete Lagoas, Minas Gerais, Brazil. Hydrogeology Journal, 23, 1499–1513. Disponível: https://doi.org/10.1007/s10040-015-1266-x

Gao, Y., Alexander Jr, E. C., Barnes, R. J., 2005. Karst database implementation in Minnesota: analysis of sinkhole distribution. Environmental Geology, 47, 1083–1098. Disponível: https://doi.org/10.1007/s00254-005-1241-2

Gessert, A., 2016. Geomorphology of the Slovak Karst (Eastern Part). Journal of Maps, 12(1), 285–288. Disponível: https://doi.org/10.1080/17445647.2016.1202874

Gutiérrez, F., Guerrero, J., Lucha, P., 2008. A genetic classification of sinkholes illustrated from evaporite paleokarst exposures in Spain. Environmental Geology, 53, 993–1006. Disponível: https://doi.org/10.1007/s00254-007-0727-5

Hardt, R., Pinto, S. A. F., 2009. Carste em litologias não carbonáticas. Revista Brasileira de Geomorfologia, 10(2), 99–105.

Harris, P. M., Purkis, S., Reyes, B., 2018. Statistical pattern analysis of surficial karst in the Pleistocene Miami oolite of South Florida. Sedimentary Geology, 367, 84–95. Disponível: https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.02.002

Hiruma, S. T., Ferrari, J. A., Amaral, R., Honório, R. F., 2007a. Mapeamento e caracterização de feições cársticas de superfície na faixa Itaiacoca nas regiões de Nova Campina e Bom Sucesso de Itararé, SP/PR. Revista Do Instituto Geológico, 27–28(1/2), 1–12.

Hiruma, S. T., Ferrari, J. A., Amaral, R., Honório, R. F. 2007b. Caracterização morfométrica dos terrenos cársticos das bacias dos rios Ribeira de Iguape e Paranapanema, in: II Encontro brasileiro de estudos do carste. Anais... Redespeleo, São Paulo, pp. 47-51.

Hiruma, S. T., Ferrari, J. A., 2014. Análise comparativa da extração automatizada de dolinas a partir de modelos digitais de terreno. Revista Do Instituto Geológico, 34(2), 1–11. Disponível: https://doi.org/10.5935/0100-929X.20140006

Hofierka, J., Gallay, M., Bandura, P., Šašak, J., 2018. Identification of karst sinkholes in a forested karst landscape using airborne laser scanning data and water flow analysis. Geomorphology, 308, 265–277. Disponível: https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.02.004

Hyatt, J. A., Jacobs, P. M., 1996. Distribution and morphology of sinkholes triggered by flooding following Tropical Storm Alberto at Albany, Georgia, USA. Geomorphology, 17, 305–316.

Jeanpert, J., Genthon, P., Maurizot, P., Folio, J., Vendé-leclerc, M., Sérino, J., Join, J., Iseppi, M., 2016. Morphology and distribution of dolines on ultramafic rocks from airborne LiDAR data: the case of southern Grande Terre in New Caledonia (SW Pacific). Earth Surface Processes and Landforms, 41, 1854–1868. Disponível: https://doi.org/10.1002/esp.3952

Jones, W. K., White, W. B., 2012. Karst, in: White, W. B.; Culver, D.C. (Eds.), Encyclopedia of Caves, 2 Ed. Elsevier, New York, pp.430-438.

Karmann, I., 1994. Evolução e dinâmica atual do sistema cárstico do alto vale do rio Ribeira de Iguape, sudeste do Estado de São Paulo. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica). São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Karmann, I, Ferrari, J. A., 2002. Carste e Cavernas do Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira (PETAR), SP: Sistemas de cavernas com paisagens subterrâneas únicas, in: Schobbenhaus, C., Campos, D. A. Queiroz, E. T., Berbet-Born, M. (Orgs.). Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil. DNPM/CPRM, Brasília, pp. 401–413.

Keskin, I., Yılmaz, I., 2016. Morphometric and geological features of karstic depressions in gypsum (Sivas, Turkey). Environmental Earth Science, 75(1040), 1–14. Disponível: https://doi.org/10.1007/s12665-016-5845-5

Klimchouk, A., 1995. Karst morphogenesis in the epikarstic zone. Cave and Karst Science, 21(2), 45–50.

Klimchouk, A., 2015. The karst paradigm: changes, trends and perspectives. Acta Carsologica, 44/3, 289–313.

Klimchouk, A.B., Ford, D.C, 2000. Types of karst and evolution of hydrogeologic settings, in: Klimchouk, A.B., Ford, D.C., Palmer, A.N., Dreybrodt, W. (editors). Speleogenesis: evolution of karst aquifers. National Speleological Society, Huntsville, Alabama, pp. 45–53

Kobal, M., Bertoncelj, I., Pirotti, F., Dakskobler, I., Kutnar, L., 2015. Using Lidar Data to Analyse Sinkhole Characteristics Relevant for Understory Vegetation under Forest Cover — Case Study of a High Karst Area in the Dinaric Mountains. Plos One, 10(3), 1–19. Disponível: https://doi.org/10.1371/journal.pone.0122070

Kohler, H. C, Parizzi, M.G., Souza, J. B., Castro, V. H. C., 1998. Mapa geomorfológico, in IBAMA/CPRM. Meio Físico – APA Carste de Lagoa Santa. IBAMA/CPRM, Belo Horizonte.

Kovačič, G., Ravbar, N., 2013. Analysis of human induced changes in a karst landscape — the filling of dolines in the Kras plateau, Slovenia. Science of the Total Environment Journal, 447, 143–151. Disponível:https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.01.002

Lee, E. J., Shin, S. Y., Ko, B. C., Chang, C., 2016. Early sinkhole detection using a drone-based thermal camera and image processing. Infrared Physics and Technology, 78, 223–232. Disponível: https://doi.org/10.1016/j.infrared.2016.08.009

Lenhare, B. D., Sallun Filho, W., 2014. O carste nas cabeceiras dos rios das Almas, São José de Guapiara (Planalto de Guapiara) e do rio Pilões (Serra de Paranapiacaba), SP. Geociências, 33(4), 686–700.

Maciel Filho, C. L., 2010. Mapa 14: Geomorfologia área de influência direta, in: Consórcio empresarial Pai Querê – CEPAQ AHE Pai Querê, Estudo de impacto ambiental do aproveitamento hidrelétrico Pai Querê – 292 MW.

Maciel Filho, C. L., Nummer, A. V., Silva, J. L. S., Sangoi, D. S., Descovi Filho, L., 2013. Feições de carste sobre a formação Serra Geral na região de Vacaria, RS, e Lages, SC. Caminhos de Geografia, 14(48), 197–208.

Maurity, C. W., Kotschoubey, B., 2005. Evolução recente da cobertura de alteração no Platô N1 Serra dos Carajás - PA. Degradação, pseudocarstificação, espeleotemas. O Carste, 17, 78–91.

Melo, M. S. De, Giannini, P. C. F., 2007. Sandstone dissolution landforms in the Furnas Formation, Southern Brazil. Earth Surface Processes and Landforms, 32, 2149–2164. Disponível: https://doi.org/10.1002/esp

Miao, X., Qiu, X., Wu, S., Luo, J., Gouzie, D. R., Xie, H., 2013. Developing efficient procedures for automated sinkhole extraction from lidar DEMs. Photogrammetric Engineering & Remote Sensing, 79(6), 545–554.

Morais, F., 2017. Classificação morfológica das dolinas da região de Lagoa da Confusão – TO, in: 34o Congresso Brasileiro de Espeleologia. Anais... SBE, Ouro Preto, pp. 283–287.

Obu, J., Podobnikar, T., 2013. Algoritem za prepoznavanje kraških kotanj na podlagi digitalnega modela reliefa. Geodetski Vestnik, 57(2), 260–270. Disponível: https://doi.org/10.15292/geodetski-vestnik.2013.02.260-270

Öztürk, M. Z., Şimşek, M., Şener, M. F., Utlu, M., 2018. GIS based analysis of doline density on Taurus Mountains, Turkey. Environmental Earth Sciences, 77, 536. Disponível: https://doi.org/10.1007/s12665-018-7717-7

Pardo-Igúzquiza, E., Durán, J. J., Dowd, P. A., 2013. Automatic detection and delineation of karst terrain depressions and its application in geomorphological mapping and morphometric analysis. Acta Carsologica, 42/1, 17–24.

Pardo-Igúzquiza, E., Pulido-Bosch, A., López-Chicano, M., Durán, J. J., 2016. Morphometric analysis of karst depressions on a Mediterranean karst massif. Geografiska

Annaler: Series A, Physical Geography, 98(3), 247–263. Disponível: https://doi.org/10.1111/geoa.12135

Pepe, M., Parise, M., 2014. Structural control on development of karst landscape in the Salento Peninsula (Apulia, SE Italy). Acta Carsologica, 43(1), 101–114.

Pereira, R. G. F. de A., 1998. Caracaterização geomorfológica e geoespeleológica do carste da bacia do rio Una, borda leste da Chapada Diamantina (município de Itaetê, Estado da Bahia). Dissertação (Mestrado). São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Piló, L. B., 1998. Morfologia cárstica e materiais constituintes: dinâmica e evolução da depressão poligonal Macacos-Baú - Carste de Lagoa Santa, MG. Tese (Doutorado em Geografia). São Paulo, Universidade de São Paulo.

Piló, L. B., Auler, A. S., Martins, F., 2015. Carajás National Forest: Iron ore plateaus and caves in southeastern Amazon, in: Vieira, B. C.; Salgado, A.A.R.; Santos, L. J. C. (Orgs.)., Landscapes and Landforms of Brazil. Springer, pp. 273–283. Disponível: https://doi.org/10.1007/978-3-319-11800-0

Plan, L., Decker, K., 2006. Quantitative karst morphology of the Hochschwab plateau, Eastern Alps, Austria. Zeitschrift Für Geomorphologie, 147, 29–54.

Rubbioli, E., Auler, A., Menin, D., Brandi, R., 2019. Cavernas – Atlas do Brasil Subterrâneo. ICMBio, Brasília.

Salles, L. Q., Leal, L. R. B., Pereira, R. G. F. de A., Laureano, F. V., Gonçalves, T. S., 2018a. Influência dos aspectos hidrológicos de aquíferos cársticos na evolução do relevo: porção central da Chapada Diamantina, Bahia, Brasil. Revista Brasileira de Geomorfologia, 19(1), 93–106.

Salles, L. Q., Galvão, P., Leal, L. R. B., Pereira, R. G. F. A., Purificação, C. G. C. Laureano, F. V., 2018b. Evaluation of susceptibility for terrain collapse and subsidence in karst areas, municipality of Iraquara, Chapada Diamantina (BA), Brazil. Environmental Earth Sciences, 77(16), 593. Diponível: https://doi.org/10.1007/s12665-018-7769-8

Sallun Filho, W., Karmann, I., 2007. Dolinas em arenitos da Bacia do Paraná: evidências de carste subjacente em Jardim (MS) e Ponta Grossa (PR). Revista Brasileira de Geociências, 37(3), 551–564.

Schrage, T. J., Uagoda, R. E. S., 2017. Distribuição espacial de depressões na bacia do alto Rio Preto (GO, DF, MG) e suas relações com controles geológicos e pedogeomorfológicos. Revista Brasileira de Geomorfologia, 18(2), 379–395.

Seale, L. D., Florea, L. J., Vacher, H. L., Brinkmann, R., 2008. Using ALSM to map sinkholes in the urbanized covered karst of Pinellas County, Florida - 1, methodological considerations. Environmental Geology, 54(5), 995–1005. Disponível: https://doi.org/10.1007/s00254-007-0890-8

Siart, C., Bubenzer, O., Eitel, B., 2009. Geomorphology combining digital elevation data (SRTM/ASTER), high resolution satellite imagery (Quickbird) and GIS for geomorphological mapping: a multi-component case study on Mediterranean karst in Central Crete. Geomorphology, 112(1–2), 106–121. Disponível: https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.05.010

Silva, H. M., Leal, L. R. B, 2007. Controle estrutural das feições cársticas na bacia hidrogeológica dos rios Verde e Jacaré, micro-região de Irecê, Bahia, in: II Encontro brasileiro de estudos do carste. Anais... Redespeleo, São Paulo, pp. 26-31.

Silva, O. L., Bezerra, F. H. R., Maia, R. P., Cazarin, C. L., 2017. Karst landforms revealed at various scales using LiDAR and UAV in semi-arid Brazil: Consideration on karstification processes and methodological constraints. Geomorphology, 295, 611–630. Disponível: https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.07.025

Simões, P. R. G., 2007. Caracterização física de ambientes cársticos através de sensoriamento remoto e SIG: O caso do Parque Nacional Cavernas do Peruaçu - Januária/Itacarambi, MG. Dissertação (Mestrado). Campinas, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas.

Souza, F. C. R., Salgado, A. A. R., 2014. Caracterização das Feições Exocársticas e Fluviocársticas Desenvolvidas em Quartzitos na Região Sudeste de Diamantina/MG. Revista Brasileira de Geografia Física, 07(01), 54–65.

Telbisz, T., Dragušica, H., Nagy, B., 2009. Doline morphometric analysis and karst morphology of Biokovo Mt (Croatia) based on field observations and digital terrain analysis. Hrvatski Geografski Glasnik, 71(2), 5–22.

Telbisz, T., Látos, T., Deák, M., Székely, B., Koma, Z., Standovár, T., 2016. The advantage of lidar digital terrain models in doline morphometry compared to topographic map based datasets – Aggtelek karst (Hungary) as an example. Acta Carsologica, 45(1), 5–48.

Disponível: https://doi.org/10.3986/ac.v45i1.4138

Uagoda, R., Avelar, A., Netto, A. L. C., 2011. Karstic morphology control in non-carbonate rocks: Santana basin, middle Paraiba do Sul river valley, Brazil. Zeitschrift Für Geomorphologie, 55(1), 1–13. Disponível: https://doi.org/10.1127/0372-8854/2011/0055-0031

Vital, S. R. O.; Sallum Filho, W.; Barreto, A. M. F.; SILVEIRA, T. A., 2016. Método para detecção e caracterização morfométrica de depressões fechadas a partir de modelos digitais de elevação, in: VI Simpósio Brasileiro de Ciências Geodésicas e Tecnologias da Geoinformação. Anais... Recife.

Wall, J., Bohnenstiehl, D. R., Wegmann, K. W., Levine, N. S., 2017. Morphometric comparisons between automated and manual karst depression inventories in Apalachicola National Forest, Florida, and Mammoth Cave National Park, Kentucky, USA. Natural Hazards, 85(2), 729–749. Disponível: https://doi.org/10.1007/s11069-016-2600-x

Williams, P. W., 1972. Morphometric analysis of polygonal karst in New Guinea. Geological Society of America Bulletin, 83(3), 761–796. Disponível: https://doi.org/10.1130/0016-7606(1972)83

Williams, P. W., 1983. The role of the subcutaneous zone in karst hydrology. Journal of Hydrology, 61, 45–67.

Wu, Q., Deng, C., Chen, Z., 2016. Automated delineation of karst sinkholes from LiDAR-derived digital elevation models. Geomorphology, 266, 1–10. Disponível: https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.05.006

Zhu, J., Taylor, T. P., Currens, J. C., Crawford, M. M., 2014. Improved karst sinkhole mapping in Kentucky using LiDAR techniques: a pilot study in Floyds Fork Watershed. Journal of Cave and Karst Studies, 76(3), 207–216. https://doi.org/10.4311/2013ES0135

Zhu, J., Pierskalla, W. P., 2016. Applying a weighted random forests method to extract karst sinkholes from LiDAR data. Journal of Hydrology, 533, 343–352. Disponível: https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.12.012

Zwahlen, F., 2004. Vulnerability and risk mapping for the protection of carbonate (karst) aquifers: final report (COST action 620). Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg.

2.3 DESAFIOS NO MAPEAMENTO DE DOLINAS E AS POSSIBILIDADES DO USO DE MODELOS DIGITAIS DE ELEVAÇÃO – MDE´S: UMA REVISÃO METODOLÓGICA

Challenges in mapping dolines and the possibilities of using digital elevation models - DEM's: a methodological review

Resumo

As dolinas são consideradas feições indicadoras do carste e além de atestarem processos evolutivos, também são analisadas frente a processos hidrodinâmicos e ambientais. O mapeamento dessas feições serve como estratégia para análises posteriores, exigindo, desde os primeiros trabalhos, grande dispêndio de tempo e recursos, com significativa subjetividade inerente à fotointerpretação ou problemas de escala. Com a disponibilidade de novas ferramentas e bases de dados, diversos trabalhos realizaram o mapeamento de dolinas com o auxílio de modelos digitais de elevação, seja por abordagens manuais ou automatizadas. Entretanto, as dificuldades de detecção dos pontos de absorção, que individualizam as dolinas, e os limites estabelecidos por seu perímetro continuam sendo uma questão controversa, que restringe a comparação entre áreas cársticas e podem induzir em discrepâncias significativas de atributos espaciais, como área, profundidade e eixos principais de desenvolvimento. Neste artigo são discutidas as principais metodologias de mapeamento de dolinas e sintetizadas as estratégias mais utilizadas para superar questões como erros de omissão de feições verdadeiras, contagem de feições espúrias ou falsas, a localização e individualização mais precisa das depressões cársticas.

Palavras chave: Dolinas; MDE; Detecção

Abstract

Dolines are considered karst indicator features and besides attesting to evolutionary processes, they are analyzed in relation to hydrodynamic and environmental processes yet. The mapping of these features serves as a strategy for later analysis, requiring, since the first works, a great deal of time and resources, with significant subjectivity inherent in photointerpretation or scale problems. With the availability of new tools and databases, several studies carried out the mapping of dolines with the help of digital elevation models, either by manual or automated approaches. However, the difficulties in detecting points of absorption, which individualize the dolines, and the limits established by its perimeter remain a controversial issue, which restricts the comparison between karst areas and may induce significant discrepancies of spatial attributes such as area, depth and main development axes. This paper discusses the main methods of mapping dolines and synthesized the strategies most used to overcome issues such as errors of omission of true features, counting of spurious or false features, location and more accurate individualization of karst depressions.

Keywords: Doline; DEM; Detection

1. Introdução

Dolinas são feições deprimidas, de fluxo centrípeto, sem conexão com redes de drenagem superficiais e sua presença na paisagem pode ser considerada uma forma indicadora do sistema cárstico (FORD e WILLIAMS, 2007). Por representarem a conexão entre a superfície e o meio subterrâneo, tendo forte relação com o maior desenvolvimento do epicarste (WILLIAMS, 1983; KLIMCHOUK, 1995), possuem importância ambiental por concentrarem fluxos hídricos autogênicos e recursos tróficos à fauna subterrânea. Estas feições funcionam como

moderadoras do aporte hidrológico aos sistemas aquíferos subjacentes (epicárstico, vadoso, freático; WILLIAMS, 2008), e frequentemente estão relacionadas a problemas ambientais na superfície, como alagamentos ou colapsos repentinos (GUTIERREZ et al., 2014). Também é comum que dolinas estejam associadas a sistemas de cavernas, muitas vezes servindo de única entrada disponível para acessar essas feições do carste subterrâneo, permitindo uma maior compreensão da evolução e funcionamento dos ambientes cársticos como um todo.

O mapeamento de dolinas é realizado desde muito tempo como um procedimento de caracterização geomorfológica de regiões cársticas, podendo auxiliar interpretações evolutivas destas paisagens, sobretudo quando realizadas com o apoio de análises morfométricas (WILLIAMS, 1972; KARMANN, 1994). Estes mapeamentos podem ser utilizados como precursores de testes qualitativos mais detalhados, com traçadores corantes, para definição de rotas de fluxo e delimitação de bacias hidrográficas subterrâneas (ANGEL et al., 2004). Em regiões com maior risco de colapsos também podem ser aplicadas técnicas de mapeamento de dolinas, baseadas na densidade de ocorrências, de modo a produzir estimativas prévias de maior susceptibilidade (CAHALAN e MILEWSKI, 2018; SALLES et al. 2018). A localização destas importantes feições de concentração de fluxo também é utilizada em análises de vulnerabilidade intrínseca de contaminação dos aquíferos cársticos (ZWAHLEN, 2004). Por fim, destacam-se trabalhos realizados no intuito de se prevenir problemas técnicos de operação em obras viárias, como rodovias e ferrovias, susceptíveis a prejuízos por colapsos associados a dolinas (ZHOU e BECK, 2005; ANASTÁCIO et al., 2019).

São poucos trabalhos que realizaram mapeamentos de dolinas no Brasil, em especial com o uso de modelos digitais e abordagens automatizadas de detecção. A maior parte dos trabalhos realizados nessa área se utilizou de fotointerpretação em escalas inadequadas, como 1:60.000 por exemplo. A identificação de depressões cársticas por métodos “manuais”, ou seja, por meio da delimitação visual em fotos aéreas, imagens de satélite, mapas topográficos ou diretamente no campo, pode significar uma tarefa consideravelmente complexa, subjetiva, imprecisa e demorada, especialmente em grandes áreas. O objetivo deste artigo é justamente investigar de, forma detalhada, os trabalhos já realizados e as metodologias empregadas para detecção remota de dolinas, de forma automatizada ou não, especialmente via modelos digitais de elevação (MDE). A disponibilidade de novas fontes de dados de maior resolução e novas tecnologias devem ser confrontadas aos métodos tradicionais de mapeamento de dolinas. A intenção é avaliar as ferramentas utilizadas, os filtros e demais soluções encontradas em cada trabalho pesquisado para diferenciar feições naturais das artificiais, bem como observar os limites e recortes mais utilizados na delimitação de dolinas. Com base nesta investigação pretende-se estabelecer as estratégias e parâmetros prévios para a futura realização do mapeamento de depressões em uma extensa área cárstica nacional, de difícil recobrimento por métodos tradicionais.

2. Detecção X Delimitação

O mapeamento sistemático de dolinas requer a definição prévia de algumas estratégias e protocolos. Dentre essas premissas está a definição da área de investigação, a escolha da base de dados, a escala mais apropriada, o método de detecção do ponto mais representativo da dolina e, sobretudo, como determinar seu perímetro. A localização pontual das dolinas pode ser realizada no cálculo do centroide, como realizou Denizman (2003) para uma região de carste coberto e relevo suave na Flórida, sob a alegação de diminuir a subjetividade e dinamizar o trabalho. Ford e Williams (2007) defendem que a locação espacial de uma dolina, equivalente ao ponto de detecção, seja a partir do nível mais baixo da depressão, que converge os fluxos, e não necessariamente o centro geométrico da feição. Bondesan et al. (1992) ressaltam a importância que a distribuição dos pontos mais profundos das dolinas possui, por representarem

o foco de corrosão acelerada, equiparáveis aos fundos de vales, ou talvegues em sistemas fluviais abertos. O ponto mais representativo de uma dolina equivaleria, portanto, ao sumidouro, ou ponto de absorção para o subterrâneo. A identificação destes pontos auxilia na tarefa de subdivisão de dolinas numa situação de adjacência, ou seja, numa depressão composta, em que a existência dos pontos de infiltração permite a individualização das dolinas internas, ao passo que o centroide pode generalizar essas nuances. Por outro lado, em situações de dolinas colmatadas, de fundo plano, o centroide pode ser a solução possível, visto que somente com escavação seria possível identificar de fato o ponto de absorção.

A determinação dos pontos de absorção por métodos tradicionais com o uso de mapas topográficos, fotos aéreas e campo, no entanto, nem sempre é possível de forma inequívoca. Muitas vezes é mais fácil e imediato identificar e localizar a depressão pelo seu formato areal mais amplo que determinar o ponto mais profundo. Isso é especialmente verdadeiro em mapas topográficos de pequena escala ou por meio de análise de fotos aéreas em regiões de densa vegetação, que dificultam a identificação precisa dos pontos de absorção. Em outras situações, como em grandes depressões compostas, pode ser mais fácil determinar os pontos de absorção que separar cada dolina interna individualmente, em virtude da falta de um critério de fácil visualização ou aplicação que defina as bordas (perímetro) das feições, muitas vezes em pontos altimétricos distintos. Essas questões são aqui pontuadas para ressaltar a dualidade detecção/delimitação nos trabalhos de mapeamento de depressões cársticas.

Mais complexo que a definição do ponto representativo de uma dolina é a sua delimitação. Os métodos mais tradicionais utilizados para mapeamento indireto do perímetro de dolinas, ou seja, por mapas ou imagens, são: identificação da curva de nível fechada mais externa em mapas topográficos; identificação dos divisores topográficos da bacia de contribuição para cada ponto de absorção; ou a identificação da linha quebra de relevo (em imagens ou campo, geralmente).

A delimitação manual com o uso das linhas fechadas mais externas em mapas topográficos, apesar de laboriosa é de fácil realização, bastando transpor o polígono formado (hachurado em papel vegetal ou vetorizado em ambiente digital), não requerendo maiores interpretações para sua realização. Entretanto, segundo Palmer (2007), a representação de dolinas em mapas topográficos típicos, por meio de contornos fechados (hachurados), alcança de 10 a 25% das feições realmente existentes, normalmente ressaltando apenas as maiores depressões. A identificação das dolinas em mapas topográficos depende, portanto, do tamanho dessas feições, da escala do mapa e da equidistância vertical da linha topográfica. Segundo Bondesan et al. (1992) análises morfométricas em mapas topográficos somente alcançam uma acurácia suficientemente detalhada a partir de escalas na ordem de 1:10.000 ou 1:5.000. Ford e Williams (2007) enfatizam que mesmo em escalas grandes e pequeno intervalo de contorno, informações significativas são perdidas, especialmente para feições rasas, que não ultrapassem a equidistância das linhas topográficas.

O método baseado na bacia de contribuição para cada ponto de absorção, com a delimitação dos divisores topográficos por fotointerpretação (1:15.000) foi utilizado por Williams (1972) para delimitar grandes depressões fechadas justapostas na Nova Guiné. Ao traçar em planta os divisores topográficos que bordejavam os pontos de absorção dessas depressões o autor identificou um padrão em rede celular, com formatos hexagonais ou pentagonais, que recobriam toda a superfície, ao que atribuiu o nome de carste poligonal. O uso de mapas topográficos para esse tipo de delimitação também é possível, porém com as mesmas perdas de informações por conta da escala e equidistância vertical, como já mencionado. O método foi amplamente utilizado posteriormente para delimitação de dolinas ao redor do mundo, especialmente em regiões tropicais com incidência de padrões poligonais, como no carste do Vale do Ribeira, onde Karmann (1994) identificou uma quantidade de feições por área similar ao estudo de

Williams (1972), utilizando, porém, fotografias em escala menos adequada (1:25.000). Apesar da eficácia do método para áreas de carste poligonal, a sua adoção para áreas de dolinas isoladas na paisagem tende a magnificar exageradamente o tamanho das feições, podendo não representar adequadamente a paisagem cárstica (Figura 1). Além disso, como todo trabalho de fotointerpretação, é passível de certo grau de subjetividade e requer muito tempo e trabalho para abranger grandes áreas.

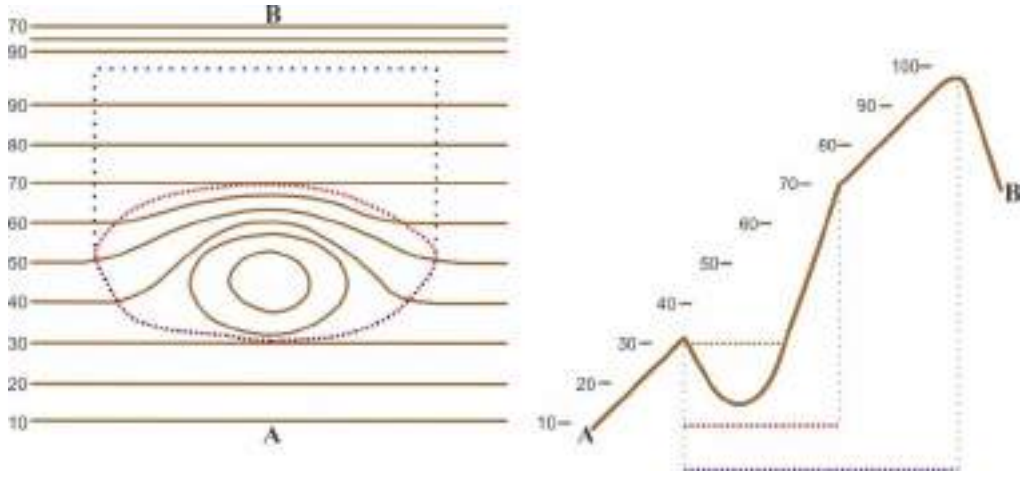


Figura 1: Representação de uma dolina em planta no mapa topográfico e correspondente perfil num relevo inclinado. Pontilhado em azul demarca o perímetro da dolina no método por bacia topográfica, abrangendo uma área maior. A linha pontilhada vermelha representa o método da quebra de relevo. Abrangendo a menor área nessa simulação, o método da linha de contorno fechada mais externa é representado pela cor marrom (pontilhada no perfil e contínua no mapa topográfico). Adaptado de Bondesan et al. (1992).

Por fim, o método baseado na mudança abrupta da inclinação da superfície, ou quebra de relevo, foi defendida por Šušteršič (1994) em oposição à adoção dos métodos anteriores. Segundo o autor a identificação do perímetro de dolinas é relativamente fácil por meio de fotos aéreas (1:5.000, p. ex.), ao identificar a separação entre a superfície cárstica "normal" da influenciada por processos de encosta, induzidas pela influência centrípeta da depressão. Esse conceito, que separa entre processos eminentemente superficiais dos induzidos pelo sistema subterrâneo, indica que outros fatores, como de encosta, operam na configuração da feição além do contorno de contribuição hídrica. Por este motivo o perímetro não é altimetricamente regular, como no caso da linha topográfica mais externa, podendo apresentar variações significativas em relevo mais movimentado (Figura 2). Apesar de mais indicado para áreas com ocorrência de dolinas dispersas na paisagem, o fator subjetividade na fotointerpretação pode ser maior que na identificação dos divisores topográficos, especialmente no caso de feições menores ou de formato mais suave. Por outro lado, fatores como a mudança de aspecto da vegetação ou o efeito de sombra favorecem a identificação da ruptura na fotointerpretação.

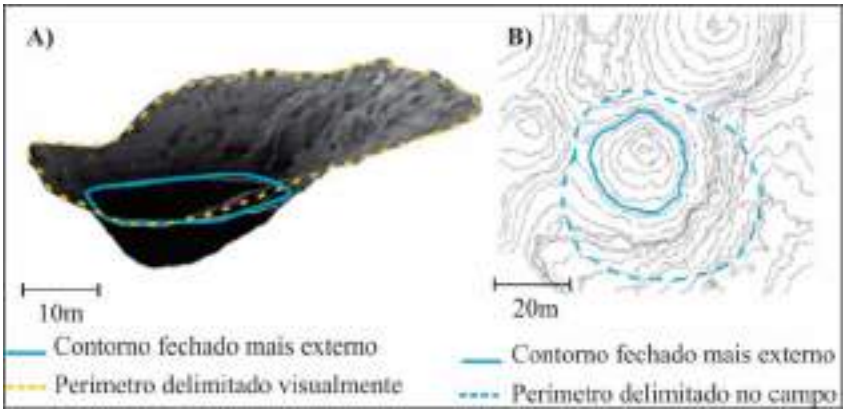


Figura 2: Diferenças de perímetro entre o conceito de contorno fechado e quebra de relevo. A) Perímetro delineado a partir de um MDE LiDAR sombreado; B) perímetro delineado em campo versus mapa topográfico. Adaptado de Šegina et al. (2018).

Nesse contexto de alguma imprecisão ou subjetividade na utilização de bases remotas para delimitação de dolinas, uma alternativa mais direta seria a coleta de dados *in loco*. Embora o mapeamento de campo possa ser um método capaz de gerar dados acurados para análises morfométricas, o dispêndio de tempo e pequena abrangência de área tornam essa opção pouco prática (BONDESAM et al., 1992; FORD e WILLIAMS, 2007). A decisão de qual limite deve ser usado para representar o perímetro permanece, pois nem sempre a dolina se apresenta uniforme, circular, numa paisagem aplainada, especialmente em ambientes de alta interferência de processos superficiais, como no carste tropical. Apesar dessas dificuldades, trabalhos recentes ainda se utilizam desta ferramenta, seja para checar o levantamento prévio de gabinete, seja para efetiva aquisição principal de dados e mapeamento. Por exemplo, Keskin e Yilmaz (2016) mapearam 940 dolinas com o uso de GPS, trena de fita e a laser, numa área de 92km² na Turquia.

Existem algumas formas de se mapear e obter os principais dados morfométricos de dolinas em campo. O mais utilizado é por meio da topografia via instrumentos de medida como bússola, clinômetro, trena, GPS ou teodolito, a partir dos quais é possível estabelecer medições radiais ou fechamento de poligonais, como normalmente utilizado no mapeamento de cavernas (RUBBIOLI e MOURA, 2005). Para feições de grandes tamanhos, uma possibilidade é a coleta de pontos ou caminhamento com GPS ao longo de seu perímetro e coleta do ponto de maior profundidade. Entretanto, essas técnicas carecem de precisão em função do erro inerente aos aparelhos, especialmente em áreas muito vegetadas ou acidentadas. Bondesan et al. (1992) consideram que um dos melhores métodos foi o proposto por Šušteršič (1986, Apud BONDESAM et al., 1992) ao utilizar de um teodolito instalado no ponto mais profundo da dolina, de onde se traça seis perfis radiais até as bordas. A partir de cada um desses perfis são tomadas 12 medidas equidistantes de altura em relação ao solo e assim determinadas 72 coordenadas relativas, de razoável acurácia para posterior processamento computacional. Para uma dolina de tamanho "médio" em ambiente não florestado, Šušteršič levou uma hora e meia para realizar essas medidas, algo praticamente inviável para grandes amostras.

Tabela 1: Matriz qualitativa de avaliação dos métodos manuais de delimitação de dolinas (prós e contras). *escala 1:1 (apenas para pequenas áreas).

	Curva Fechada	Bacia Topográfica	Quebra de Relevo	Trabalho de Campo
Facilidade	+ +	+	+ -	- -
Tempo	+ -	+ -	-	- -
Subjetividade	+ +	+ -	+ -	+ -
Subdimensiona	- -	+	+ +	+ -
Superdimensiona	+	- -	+ +	+ -
Ponto mais fundo	-	+ -	+ -	+ +
Precisão morfológica	- -	+ -	+ +	+
Processos de encosta	-	+ -	+	+ +
Processos hidrológicos	+	+ +	+ -	+ -
Depende de grande escala	- -	+ -	- -	- - -*
Depende de imagens	+ +	+ -	-	+ -
Acertos e Erros	9 e 9	11 e 9	11 e 8	10 e 11
Precisão final	**1**	**1,22**	**1,37**	**0,9**

De um modo geral, tendo em vista a análise qualitativa acima (Tabela 1) percebe-se prós e contras em todos os métodos, dependendo fortemente dos propósitos do mapeamento em curso, nível de acurácia desejado, tempo e acesso às fontes de dados disponíveis. Uma ligeira vantagem foi observada para o método quebra de relevo nessa comparação, considerando seu melhor desempenho nos aspectos morfológicos. A análise realizada, entretanto, contém seu fator de subjetividade.

3. O uso de Modelos Digitais de Elevação (MDE) para detecção/delimitação de dolinas

Com o avanço das tecnologias cartográficas, disponibilidade crescente de bases de dados remotas (satélite, sensor aerotransportado) e principalmente com o desenvolvimento, a partir da década de 1980, de computadores e softwares capazes de processar grandes quantidades de informações geográficas, novas possibilidades de mapeamento e automação foram sendo incorporadas e aplicadas no campo das geociências. Os dados raster obtidos por sensoriamento remoto permitiram a construção de modelos digitais de elevação e a partir disso diversas ferramentas computacionais e algoritmos foram sendo criados para a extração e vetorização de informações como a topografia, bacias de drenagem e rotas de fluxos superficiais.

Nesse sentido, o algoritmo apresentado por Jenson e Domingue (1988) tinha como principal propósito a restituição hidrológica dos canais e bacias em modelos digitais, baseados principalmente na direção e acumulação de fluxo de cada pixel, em processos computacionais de crescimento de regiões (técnicas de vizinhança e espaciais iterativas). A definição das linhas de drenagens nos modelos é baseada na sucessão de células mais baixas (conforme altimetria de cada pixel) de forma que o fluxo seja sempre "drenado" da cena (raster). Ou seja, trata-se de uma simulação da drenagem baseada nos dados altimétricos de cada pixel em relação aos seus vizinhos. Em geral o procedimento de construção da drenagem nos modelos encontra percalços, representados por depressões unicelulares (*pits*), que não drenam água para canto algum, sendo considerados defeitos do modelo (artefatos, ou depressões espúrias) e que devem ser corrigidos. A correção se dá pelo preenchimento dos pixels da depressão até o nível a partir do qual possa haver a retomada da conexão com a drenagem, com a elevação "artificial" do valor de altimetria dos pixels inferiores a esse limite (Figura 3).

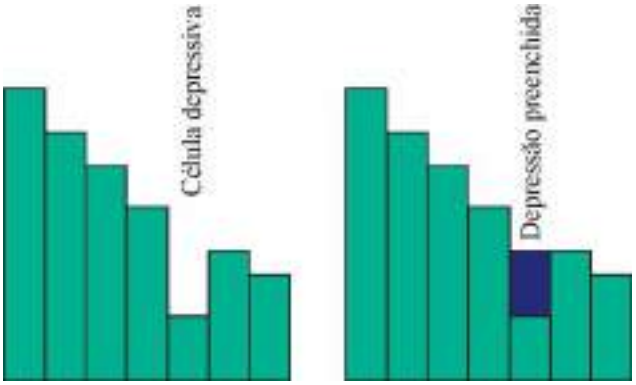


Figura 3: Processo de preenchimento de pontos depressivos (pit) num raster. Adaptado de Guimarães et al. (2005).

O artigo de Jenson e Domingue (1988) previa a possibilidade de que neste processo depressões autênticas, de origem cárstica ou glacial, fossem preenchidas. Entretanto, essa possibilidade se mostrou útil para a detecção de dolinas verdadeiras em áreas carstificadas, por um procedimento aritmético simples de subtração. Uma vez realizado o procedimento de preenchimento, criando-se um "MDE sem depressões", realiza-se a subtração do mesmo pelo "MDE original", resultando em uma base de dados contendo apenas depressões. Outra possibilidade trazida pelos algoritmos desenvolvidos de restituição hidrológica é a definição das bacias de contribuição de cada ponto de absorção (buraco), ou seja, depressão unicelular (*pothole*, *sink* ou *pit* em inglês). Ambos os procedimentos admitem ainda a vetorização das informações adquiridas (linhas e polígonos) permitindo a aquisição de dados morfométricos (área e volume, p.ex.).

Esses métodos de identificação de depressões, contudo, não distinguem feições eminentemente cársticas (naturais) de outras artificialmente criadas, necessitando, portanto, de pré ou pós processamento. Depressões espúrias podem ser criadas pelo processamento do raster, como por exemplo na interpolação em áreas muito planas (*loopings*). Por outro lado, ocorrem depressões verdadeiras na superfície, mas de origem antrópica, muitas vezes ligadas a barragens, pontes, minas, diques em obras lineares (estrada, ferrovia), curvas de nível na agricultura, intervenções urbanas, entre outros (Figura 4). Grande parte dos trabalhos envolvendo o mapeamento de depressões cársticas em MDE se dedicam a formas de minimizar este problema, com a utilização de bases de maior resolução, aplicação de técnicas de suavização ou reamostragem e adoção de filtros (pré-requisitos), como será tratado adiante.



Figura 4: Sequência de falsas dolinas associadas a rodovia indicadas por setas azuis (sistema contra enchentes). A) imagem histórica Google que ressalta depressões em época seca; B) depressões em época chuvosa, sem contraste da vegetação (foto do autor).

Após uma pesquisa mais aprofundada sobre trabalhos relacionados ao mapeamento de dolinas com o uso de aplicativos de geoinformação, novas bases de dados e em especial por meio de MDE's, observou-se a distinção entre alguns métodos principais para detecção/delimitação automatizada de dolinas. A maior parte dos estudos avaliados utilizam das técnicas de restituição hidrológica em MDE para identificação de dolinas, variando algumas nuances em relação a delimitação e hierarquização das feições.

3.1 Detecção de *pits* e delimitação de dolinas por preenchimento até o limite da bacia

A técnica de detecção de *pits* e delimitação das depressões a partir das células mais inferiores até o divisor topográfico segue os algoritmos propostos por Jenson e Domingue (1988). A principal diferença deste método com o uso de MDE em relação aos que serão tratados em sequência é a delimitação da área de contribuição hídrica para cada ponto mais profundo baseada nos divisores topográficos, similar ao realizado manualmente por meio de mapas topográficos ou fotografias aéreas (como em WILLIAMS, 1972). Cada ponto mais profundo sem alternativas laterais de fluxo é identificado de forma automática, assim como a delimitação da sua bacia, considerando os dados de direção e acumulação de fluxo de cada célula do raster. Este procedimento não considera as quebras de relevo internas à bacia, realizada em análises visuais e nem tampouco a linha de contorno fechada mais externa, criada por interpolação em mapas topográficos. A profundidade da dolina é calculada pela diferença entre a elevação mínima (do *pit*) e a máxima, na cumeada (BAUER, 2015).

Siart et al. (2009) utilizaram o método para contabilizar as dolinas na Ilha de Creta, mas observaram que a baixa resolução das fontes utilizadas para gerar o modelo (SRTM e ASTER) implicou em detecção apenas de feições grandes a médias, necessitando adicionar análises visuais e campo para construção do mapa geomorfológico local. Neste trabalho observa-se uma das primeiras tentativas de aplicação de filtros morfométricos de dolinas para tentar eliminar o grande número de falsos positivos, ou seja, feições depressivas similares a dolinas, mas de origem artificial (antrópica ou por defeito na geração do MDE).

Telbisz et al. (2009) aplicaram a técnica numa área cárstica croata com a utilização de um MDE construído a partir de mapa topográfico (1:25.000). Foi um dos primeiros trabalhos a notar discrepâncias entre a aplicação deste método se comparado a outros, além de notar que é mais indicado para o carste poligonal, pela justaposição das depressões até o divisor topográfico, ocupando toda a área. Isso decorre do fato de que uma vez identificado o ponto mais profundo da dolina pelo método, a delimitação no raster busca de forma iterativa a bacia topográfica contribuinte para este ponto de absorção. Cada *pit*, portanto, terá sua bacia delimitada, o que denota uma dimensão espacial para as dolinas bem superior.

Bases de dados com maior resolução então passaram a ser utilizadas na expectativa de melhores resultados para a identificação de dolinas com o critério de delimitação por bacia. Pardo-Igúzquiza et al. (2013) utilizaram um modelo a partir de fotos aéreas com 5 metros de resolução e conseguiram identificar 324 depressões cársticas na Sierra de las Nieves (Espanha), muitas não anotadas em fotointerpretação ou campo. Os trabalhos de Miao et al. (2013) e Faulkner et al. (2013) inauguram o uso do LiDAR, ou "*Light Detecting and Ranging*", com um metro de resolução, para a delimitação das dolinas baseadas na bacia de contribuição. A grande vantagem dos modelos LiDAR, além da sua alta resolução espacial, é a possibilidade de que os feixes ultrapassem o dossel em áreas vegetadas e consiga representar de forma mais fidedigna a

superfície do solo, indicando, portanto, o formato mais autêntico das dolinas ou depressões (Figura 5).

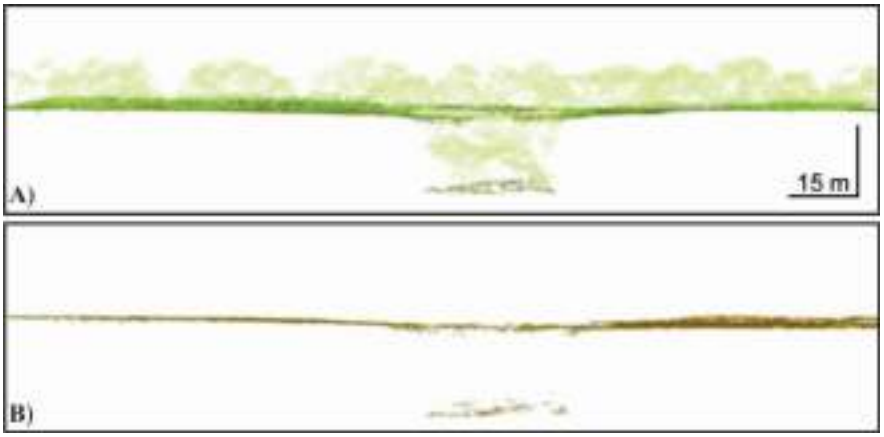


Figura 5: Corte em modelo digital com dados LiDAR mostrando: A) nuvem de pontos com vegetação e solo, com dolina ao centro; B) nuvem de pontos filtrada, com apenas os dados do solo, ressaltando melhor a dolina. Adaptado de Silva et al. (2017).

O uso de bases de maior resolução combinadas com métodos automatizados de detecção de depressões resultou na praticamente onipresente adoção de filtros para reduzir a quantidade de retornos em estudos posteriores (falsos positivos). Os pré-requisitos utilizados, dentre qualitativos (como proximidades) e especialmente morfométricos (área, profundidade, etc.) visam afunilar a amostra de depressões em direção ao que mais represente a realidade de cada local estudado. Uma série de trabalhos de caráter metodológico foram realizados buscando comparar o uso de distintas fontes de dados, o uso de levantamentos manuais prévios versus automatizado, e a adoção de outras técnicas de confirmação de dolinas (MIAO et al., 2013; HIRUMA e FERRARI, 2014; CHEN et al., 2018).

3.2 Detecção e delimitação de dolinas por preenchimento até o nível de extravasamento

Outra possibilidade de detecção e delimitação de dolinas em modelos digitais é parcialmente similar ao descrito anteriormente, baseado nos mesmos princípios de restituição hidrológica via cálculos iterativos entre células adjacentes (direção e acúmulo de fluxo), porém com um delimitador diferenciado. Enquanto no método anterior o limite estabelecido automaticamente pelo programa utilizado era a bacia hidrográfica de contribuição desde o *pit* identificado (maior abrangência), no método por extravasamento o limite é dado pela isolinha virtual determinada a partir do ponto de menor elevação em que fluxo em superfície pode ser retomado a jusante (*pour point*), mesmo que para outra depressão adjacente (abrangência menor). Ou como na analogia de Wall et al. (2017), o limite da depressão seria as margens de uma represa virtual de água num ambiente SIG.

O conceito é similar ao uso da curva de nível fechada mais externa em mapas topográficos para definição do limite da dolina, no qual todos os pontos delimitadores da feição possuem a mesma elevação. Porém, num MDE é possível estabelecer com maior precisão esse limite de extravasamento utilizando as informações de cada pixel, não se limitando a um intervalo pré-estabelecido, como nas curvas de nível em mapas topográficos. As diferenças de profundidade e especialmente de área podem ser bastante significativas entre os métodos (extravasamento-curva fechada mais externa), especialmente para áreas mais planas (Figura 6). Para determinar essa abrangência espacial é realizada, de forma similar, a subtração do MDE preenchido até o

limite de extravasamento pelo original. A profundidade da dolina é calculada pela diferença entre a elevação mínima da depressão (do *pit*) e a elevação do ponto de extravasamento, que é menor que o limite da bacia (BAUER, 2015).

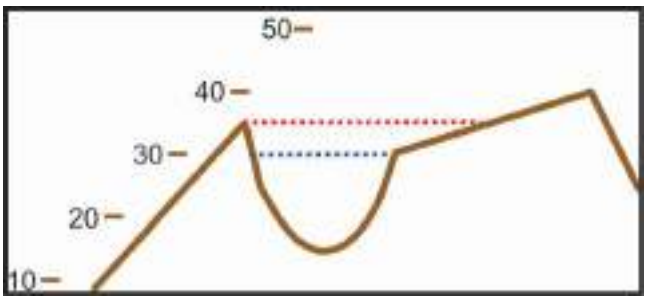


Figura 6: Perfil simulando uma dolina mostrando: pontilhado em azul correspondente à curva fechada mais externa em mapa topográfico (altitude 30m), com abrangência espacial inferior; e pontilhado vermelho no ponto de extravasamento (aproximadamente 36m altitude) passível de ser detectada em MDE, com maior abrangência.

Um dos primeiros esforços para identificação de depressões cársticas utilizando essa técnica automatizada foi realizada por Guimarães et al. (2005) na região de Lago Santa-MG. Utilizando dados de mapas topográficos (1:10:000) e ASTER (15m) para construção de modelos e aplicando a técnica de preenchimento a partir dos *pits* e posterior subtração do MDE original, conseguiram ressaltar as depressões e aferir melhores resultados com os dados ASTER. Apesar de não terem realizado a contabilização das depressões e análises morfométricas, neste trabalho realizaram a aplicação de alguns filtros qualitativos (espectro fotossintético, proximidade a cavernas) e aplicação de suavização do MDE para destacar apenas depressões maiores.

O trabalho de Telbisz et al. (2009) simulou três metodologias já discutidas acima, ou seja, a baseada na bacia, no ponto de extravasamento e do contorno fechado mais externo em mapas topográficos (Figura 7). Apesar de terem optado pelo método por bacia em sua área de estudo, por se tratar de carste poligonal na Croácia, os autores identificaram que muitas vezes o limite entre as duas metodologias restantes era coincidente ou maior para o método de extravasamento. Essas discrepâncias entre as formas de mapear dolinas podem alterar as análises morfométricas e comparativas com outras áreas cársticas.

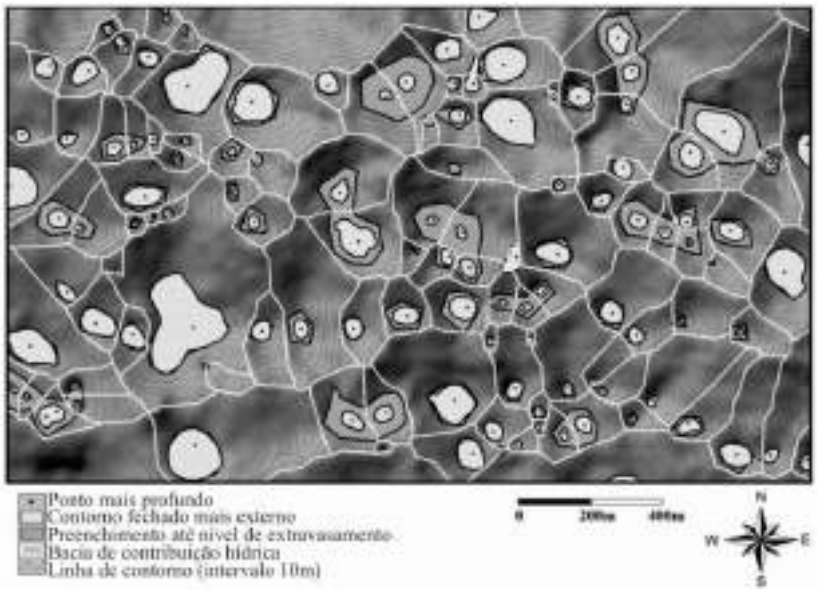


Figura 7: Discrepâncias espaciais conforme metodologia de detecção/delimitação de dolinas. Adaptado de Telbisz et al. (2009).

Em estudo mais recente e com base de dados de maior resolução (LiDAR 1m), Bauer (2015) chegou a conclusões similares ao identificado por Telbisz et al. (2009), ou seja, discrepâncias significativas podem ser notadas conforme o método aplicado. O estudo identificou que as dolinas mapeadas pelo método de preenchimento até o nível de extravasamento sempre superam em área as do contorno fechado mais externo, além de que frequentemente o primeiro método tende a coalescência de feições rasas. Também foi identificado que o método até o limite da bacia superestima a área das dolinas, que para a área estudada, na Áustria, o método de extravasamento parece ser mais adequado. O estudo conclui que a escolha do método deve levar em conta os propósitos (se estudos morfométricos ou hidrológicos) e qual tipo de carste está sob análise, se poligonal ou de dolinas isoladas.

Um dos estudos mais citados a utilizar a metodologia de delimitação por extravasamento é o de Doctor e Young (2013), que realizaram um trabalho comparativo entre a aquisição manual e automática de depressões cársticas na região de Virgínia (EUA), com dados LiDAR (1m). Utilizando o MDE com sombreamento e com o auxílio de imagens geraram uma base de referência para comparação posterior e definição de parâmetros morfométricos para a identificação automatizada. O volumoso número de respostas positivas, grande parte espúrias, demonstrou a necessidade de condicionamento adicional prévio no MDE. Neste sentido, para prevenir resultados equivocados, foi realizada a restituição manual da drenagem através de barreiras artificiais (barragens, diques e pontes em rodovias, p. ex.). Após esses procedimentos, considerados mais trabalhosos que a identificação das dolinas em si, os autores avaliaram os resultados como satisfatórios, uma vez que até 99,5% das dolinas localizadas visualmente, com profundidade acima do filtro estabelecido, foram identificadas automaticamente. O resultado geral do método semiautomático adotado de identificação de dolinas foi quase o dobro do método manual.

Após a publicação de Doctor e Young (2013), muitos outros trabalhos utilizaram a técnica de extravasamento, alguns apresentando refinamentos metodológicos. Diferente de outros estudos que estabeleceram apenas filtros mínimos, Zhu et al. (2014) estabeleceram um filtro máximo de profundidade para as dolinas de sua área de estudo, além de realizar uma classificação entre feições “prováveis”, “suspeitas” e “não dolinas”, para posterior checagem em campo. Kobal et al. (2015) estabeleceram um ranqueamento das dolinas (1ª, 2ª, 3ª ordem) baseado na sequência de coalescência de feições com a continuidade do preenchimento em uma depressão composta. Após levantamento automatizado conforme filtros morfométricos, Jeanpert et al. (2016) classificaram dolinas automaticamente conforme declividade e área, identificando quatro tipos principais de feições (colapso, bacia, de fundo chato pequenas ou grandes). O estudo de Zhu e Pierskalla (2016) testou técnicas de aprendizagem de máquina (*random forest*) para separar automaticamente dolinas verdadeiras das demais depressões espúrias ou falsas. Wu et al. (2016) utilizaram o conceito de contorno semente (linha fechada mais interna) para distinguir de forma mais ágil a hierarquia de depressões (quando compostas). Hofierka et al. (2018) individualizaram as dolinas com base na capacidade de armazenamento de água nas depressões em eventos extremos de precipitação simulados uniformemente no MDE, a partir de medidas meteorológicas reais de longo termo (taxa de excesso chuva/infiltração de 50mm/h; pastagem; 2h de evento). Em abordagens combinadas alguns estudos utilizaram imagens históricas do Google para distinguir dolinas, contando com diferenças nas resoluções das imagens e sazonalidade (ZHU et al., 2014; CAHALAN e MILEWSKI, 2018).

3.3 Outros procedimentos automatizados

O procedimento exposto no trabalho de Obu e Podobnikar (2013) é tido como uma metodologia a parte de detecção e delimitação de dolinas por alguns artigos (CARVALHO JÚNIOR et al., 2014; WU et al., 2016; HOFIERKA et al., 2018). A detecção das depressões é baseada numa abordagem combinada entre determinação da direção de fluxo, identificação dos pontos mais deprimido (*pits*) com subsequente projeção da sua bacia de contribuição e a utilização de uma janela móvel (kernel 3 x 3) para reconhecimento do contorno da feição baseado no ponto de extravasamento. Em outras palavras, em adição algoritmo proposto por Jenson e Domingue (1988), o proposto por Obu e Podobnikar (2013) inclui técnicas de filtragem de imagem com janela kernel 3x3 utilizando funções focais. Na prática a abrangência espacial e morfológica na delimitação das dolinas é a mesma que pelo método de extravasamento, sendo por isso assim classificada.

O trabalho de Obu e Podobnikar (2013) foi pioneiro ao estabelecer o ranqueamento de depressões com o uso de modelos digitais, identificando cada sub depressão menor (primeira ordem) contida em depressões maiores (compostas), conseguindo identificar em quantidades decrescentes, dolinas de primeira a quinta ordem numa área cárstica da Eslovênia (Figura 8). Essa abordagem proposta de ranqueamento foi seguida por outros trabalhos subsequentes (KOBAL et al., 2015; WU et al., 2016), e é útil para estabelecer comparações mais adequadas (conforme ordem) entre áreas cársticas e dimensionar de forma relativa o nível de segmentação da carstificação.

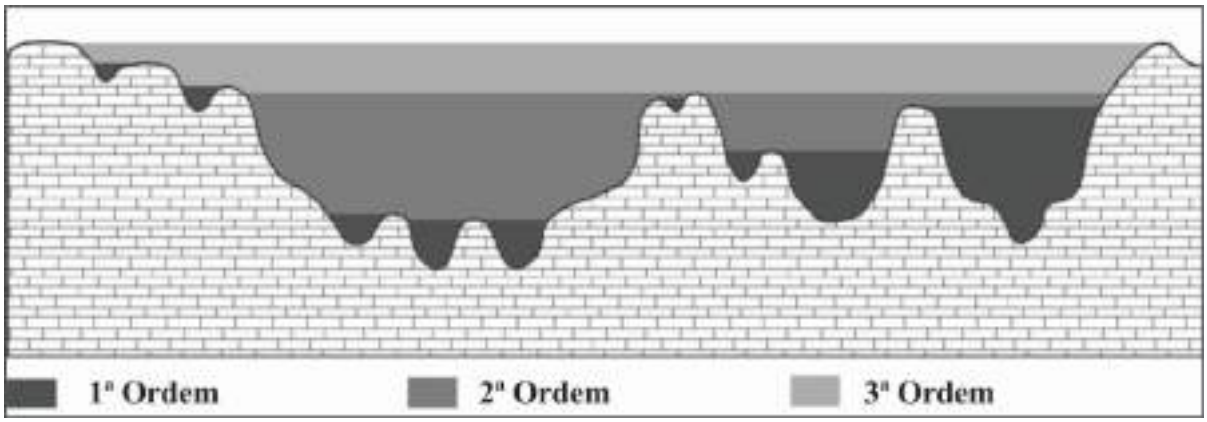


Figura 8: Esquema de ordenamento de dolinas em situação de depressão composta. Adaptado de Obu e Podobnikar (2013).

Outro procedimento metodológico de automação na identificação e delimitação de dolinas via MDE foi apresentado por Filin e Baruch (2010), posteriormente aplicado e mais bem detalhado por Rahimi e Alexander (2013). Tal método foge da lógica utilizada até então, baseada principalmente em técnicas de acumulação e direção de fluxo, preenchimento e subtração em MDE. São dois passos principais na técnica, o primeiro relacionado à detecção dos chamados pontos semente, e o segundo a delimitação da depressão a partir deles. Os pontos sementes são equivalentes aos *pits*, ou seja, pontos mais profundos numa depressão, e a sua localização no método se dá por meio da caracterização geométrica no modelo com o uso de ferramentas morfológicas. Com o uso da janela kernel (qualquer tamanho) é possível comparar os valores de cada pixel da imagem de entrada com seus vizinhos, assinalando como saída valores mínimos para a célula analisada (ferramenta "*erosion*", MATLAB, p.ex.). O tamanho da matriz

kernel influencia a precisão ao identificar os pontos sementes, sendo que quanto maior, menor a detecção de pequenas possíveis dolinas.

Determinados os pontos sementes o limite da depressão é identificado por imagem com o procedimento contorno ativo (*snake*), baseado na mudança de gradiente do fluxo, ou seja, na linha de maior inclinação, conforme os dados de elevação dos pixels. Conforme Rahimi e Alexander (2013), ao aplicar um processamento conhecido por "vetor de gradiente de fluxo", cada célula passa a direcionar para o ponto de maior energia, ou seja, inclinação. Com isso é possível identificar a linha de ruptura de relevo (curva fechada), indicada pela convergência da direção dos vetores, tanto internos (a partir do ponto semente), como externos à dolina, uns apontando em direção aos outros. Este último processo é iterativo e sua inicialização se dá a partir do ponto semente, por isso a necessidade prévia de sua identificação correta. O método é uma forma automatizada de identificação de quebras de relevo, e, portanto, necessita que estas estejam aparentes de acordo com a resolução do MDE. Dolinas suaves podem não ser corretamente detectadas pela falta de um limite abrupto. Vale ressaltar que o método foi apresentado e testado a partir de dados LiDAR (1m), e que apesar de ter sido eficiente para detectar as dolinas da região estudada (Winona, EUA), com 82% de acerto pós filtragem (91% sem filtro, mas com muitos falsos positivos) os próprios autores recomendam a sua utilização sob supervisão humana para aumentar a precisão.

3.4 Detecção visual em MDE

Modelos digitais também permitem a identificação visual de depressões. Apesar de significar maior dispêndio de tempo e exigir cuidado para o escrutínio de grandes áreas, essa possibilidade é bastante utilizada, tanto como fonte principal, mas também como fonte alternativa, para construção de base de dados de referência, por exemplo. Uma das formas de identificação é com a geração de curvas de nível e posterior busca por linhas fechadas mais externas em depressões, como feito tradicionalmente em mapas topográficos analógicos. A vantagem em relação aos mapas impressos é a possibilidade de utilizar, caso disponível, de MDE's com maior resolução, capazes de gerar curvas com intervalos de 1 metro, por exemplo, ou ajustar configurações mais apropriadas conforme cada caso. Porém, o aumento de resolução pode levar ao aumento de ruído, gerando artefatos (Figura 9). Tais falsos positivos, decorrentes do processamento do modelo (erros de interpolação) se somam a possíveis depressões artificias e podem ser de difícil discernimento sem o uso de outras fontes combinadas, como imagens aéreas.



Figura 9: A seta vermelha aponta artefatos numa área mais plana (borda de planalto). Na parte sudeste da imagem ocorre um vale seco com a inserção de algumas dolinas (seis ao todo) marcadas em vermelho. As curvas fechadas entre tais dolinas são artefatos associados a drenagem ou áreas planas, pois toda a área foi checada em campo. Notar também que o modelo não foi suavizado, por este motivo as linhas de contorno (intervalo de um metro) estão bastante irregulares. Modelo digital de terreno construído a partir de imagens de Veículo Aéreo Não Tripulado, e projetadas em transparência no Google Earth.

Bauer (2015) utilizou desta técnica combinada (contorno fechado e imagens) para comparar os resultados com outros métodos automáticos de detecção de dolinas (por bacia e por extravasamento). Seale et al. (2008), por outro lado, realizaram o levantamento via MDE somente baseado na identificação visual de contornos fechados e já alertavam para o risco de análises automatizadas incorporarem depressões feitas pelo homem, especialmente em áreas urbanizadas. Nesse último trabalho os autores compararam a identificação de dolinas com o uso do modelo LiDAR "puro", ou seja, somente com curvas de nível, com a detecção por método combinado, com o auxílio de fotointerpretação, notando discrepâncias substanciais. Os autores concluem, portanto, que devido ao grande número de artefatos e demais problemas dos dados LiDAR, como a reflectância na água e bloqueio parcial do retorno pela vegetação, a detecção de dolinas unicamente por esta fonte é suspeita, mesmo tendo gerado curvas de 30cm de intervalo. O estudo sugere, portanto, a análise combinada com outras fontes, como fotos aéreas recentes, para dirimir feições ambíguas.

Outro método de identificação de depressões por meio de modelos digitais é com a aplicação do sombreamento no relevo (*hillshade*), tendo sido utilizada de forma combinada a outros métodos em diversos trabalhos baseados em dados LiDAR (DOCTOR e YOUNG, 2013; RAHIMI e ALEXANDER, 2013; ZHU et al., 2014; BAUER, 2015; HOFIERKA et al., 2018). Este método valoriza a quebra de relevo, destacando o ponto de inflexão da depressão de forma mais evidente que por meio de uma linha topográfica fechada, mesmo com baixo intervalo. Entretanto também é passível de interpretação subjetiva, como afirmam Čeru et al. (2017). Estes últimos utilizaram somente dessa fonte, modelo LiDAR sombreado, para detectar dolinas em conglomerados carbonáticos na região central da Eslovênia (bacia de Ljubljana), tendo alcançado resultados bastantes significativos (até 238 dolinas/km²).

Um último método, pouco utilizado, é por meio da aplicação de processamento no MDE de índices topográficos para ressaltar as áreas deprimidas das elevações adjacentes. Lyew-Ayee et al. (2007) utilizaram dessa técnica em um MDE (2m) construído a partir de mapa topográfico

(1:12.500) e altitudes coletadas em campo para delimitar e realizar análises morfométricas dos *cockpits*, em seis áreas da Jamaica. Considerando ser uma área de carste poligonal, sem a recorrência de depressões abertas, ou seja, vales superficiais de drenagem, o método foi eficiente ao ressaltar dolinas, possibilitando, segundo os autores, delimitar as feições de forma mais precisa que utilizando a interpretação de imagens ou MDE sombreado. Mais recentemente outros trabalhos utilizaram do índice de posição topográfica para análises visuais combinadas buscando identificar dolinas de forma mais precisa, porém buscando a construção de base de dados referência, para posterior comparação com métodos automatizados (DOCTOR e YOUNG, 2013; CHEN et al., 2018).

4. Síntese dos métodos de mapeamento de dolinas

Com a revisão de trabalhos relacionados ao mapeamento de depressões cársticas por meio de modelos digitais, observou-se a recorrência no uso de determinadas técnicas automatizadas, porém sem o abandono de formas tradicionais de identificação visual de dolinas. Numa tentativa de classificação dessas metodologias, arrolou-se abaixo as opções mais utilizadas, conforme fonte de dados. A numeração indicada está expressa na tabela a seguir (Tabela 2), no campo "método", conforme o interpretado para cada artigo analisado. Muitos trabalhos utilizam mais de um método, seja para aferição, seja para comparação metodológica.

Métodos de detecção/delimitação automática (MDE):

1- Delimitação a partir do pixel mais baixo até a bacia topográfica de contribuição hídrica;
2- Preenchimento a partir do pixel mais baixo até o ponto de extravasamento;
3- Contorno ativo, a partir do ponto semente, baseado na mudança de gradiente de fluxo;

Método de detecção/delimitação manual:

4- Análise de mapas topográficos analógicos ou digitais (MDE) para identificação de curva de nível fechada mais externa (A) ou bacia de contribuição (B);
5- Fotointerpretação estereoscópica, análise de imagens de alta resolução (ortofotos, satélite), mapas sombreados (inclusive próprio MDE), com o critério de delimitação por quebra de relevo (A); por bacia de contribuição (B); ou apenas validação de outros métodos (C)
6- A-Topografia em campo (GPS, bússola, clinômetro, trena, teodolito); B- Validação (ponto)

Tabela 2: Trabalhos com levantamento de dolinas/depressões via MDE ordenados por ano, destacando-se as fontes de dados, os métodos de identificação, os filtros utilizados e a acurácia calculada. Métodos automáticos: 1-limite da bacia; 2-extravasamento; 3- contorno ativo. Métodos manuais: 4-mapa topográfico com o critério curva de nível fechada mais externa (A) ou bacia (B); 5- fotointerpretação, análises de imagens e mapas sombreados por critério de quebra de relevo (A), bacia (B) ou apenas validação (C); 6-trabalho de campo para topografia (A) ou validação (B).

Trabalho	Aquisição/resolução espacial	Métodos	Filtros	Acurácia
Cahalan e Milewski (2018)	LIDAR (1-10m); Imagens aéreas (1-2m); Google	2; 5C	Profundidade > 1,55m; excentricidade < 0,96; área > 3m²; buffer recobrindo acima de 50% das feições: 5m drenagem; 15m rodovias; 3m edificações	
Chen et al. (2018)	MDE Mapa topográfico (3m); SRTM (30-90m); ASTER (30m); Foto aérea (2,5m)	1; 5A; 6B	área > 60m²; elipsidade < 0,2; TPI ≤ 0; buffer de 90m dos principais cursos d'água; somente rochas calcárias;	78-95%
Harris et al. (2018)	LIDAR (3,8 pés); Foto aérea (<1m)	5A; 6B	Visual	
Hofierka et al. (2018)	LIDAR (5m); LIDAR sombreado + curvas; Mapa topográfico 1:10.000; ortofoto	2*; 4A; 5A e C; 6B	Suavização MDE; Excesso chuva/infiltração de 50mm/h; 120 minutos de evento (em pastagem); ângulo de inclinação < 15° para grandes depressões; rochas carbonáticas; *chuva simulada determina o limite da depressão, e não necessariamente o ponto de extravasamento (limite ≤ ao método 2)	95%
Theilen-Willige (2018)	ALOS-PALSAR (12,5m); SRTM (30m); ASTER (30m); Imagens: Sentinel; RapidEye; Landsat; Bing; e Google	2*; 5A; 6B	Filtro de imagem (passa alta-passa/baixa) para ressaltar súbita mudança de gradiente (borda dolina); Feições circulares/ovais; maior umidade do solo, e índice de vegetação (mais verde); rochas solúveis; *Extração automática serviu de filtro para análise visual	
Calligaris et al. (2017)	LIDAR (1m); foto aérea	5A; 6B	Visual	
Ceru et al. (2017)	LIDAR sombreado (1m)	5A; 6B	Visual; qualquer tamanho e profundidade	
Wall et al. (2017)	LIDAR (2m); LIDAR sombreado; mapa topográfico (1:24.000); foto aérea	2; 4A; 5C; 6B	Profundidade >0,73 m; área >40m² (local 1) e >119m² (local 2)	85-93%
Jeanpert et al. (2016)	LIDAR (1m); Ortofoto	2; 5C; 6B	Área ≥1m²; perímetro ≥4m; profundidade ≥0,2m;	
Pardo-Igúzquiza et al. (2016)	MDE Foto Aérea (5m)	1	Área >25m² (limite inferior do pixel) e < 0,85km²	
Telbisz et al. (2016)	LIDAR (2,5m); mapa topográfico (1:10.000); MDE mapa topográfico (10m)	2; 4A; 6B	Suavização (filtro radial 5 células- "*focal statistics*"); Profundidade > 1m (MDE Topográfico) e > 0,5 (MDE LIDAR)	
Wu et al. (2016)	LIDAR (1m); LIDAR Sombreado; ortoimagem visível+infravermelho (0,5m)	2; 5C	Suavização (3x3 *median morphological operator*); Filtro preliminar: Profundidade > 0,5m; área > 100m²; perímetro base (contorno semente) > 39m. Filtro posterior: área < 4000m²; profundidade > 0,5m; desvio padrão de elevação > 0,18m; alongamento < 2,54; e CI > 0,31	
Zhu e Pierskalla (2016)	LIDAR (1,5m)	2; 6B	Área >46m²; profundidade >0,3m e < 6m; buffer: 6m drenagens; 3m corpos hídricos; 6m rodovias; separação automática via aprendizagem de máquina (*Random Forest*)	73.96-89.95%
Bauer (2015)	LIDAR (1m); LIDAR Sombreado	1; 2; 4A; 5C; 6B	Retirada manual de feições não cársticas (análise visual); remoção automática de erros de duplicação de pixel mais profundo	
Kakavas et al. (2015)	ASTER (30m); SRTM (90m); Foto aérea (1:40.000); MDE Foto aérea (1m; 5m); mapa topográfico (1:50.000); MDE topográfico (20m)	2; 4A; 5A; 6B	Visual (3d)	ASTER 56,1%; SRTM 64,8%
Kobal et al. (2015)	LIDAR (1m)	2	Profundidade > 2m; diâmetro > 10m	
Carvalho Júnior et al. (2014)	ALOS PRISM (2,5m); SRTM (90m); imagens Google	2; 5A e C; 6B	SRTM: profundidade >2m; área >16.200 m²; e IC > 0.3; ALOS/PRISM: profundidade >2m; área >13.125m²; e IC> 0.3;	0,53
Hiruma e Ferrari (2014)	SRTM (30 e 90m); MDE fotos aéreas (10m); Foto Aérea (<1m); mapas topográficos	1; 4B; 5B; 6B	Sem aplicação de filtros. Dolinas falsas somente fora da área carbonática.	77-80% área/perímetro
Zhu et al. (2014)	LIDAR (1,5m); LIDAR Sombreado; imagens Google; Bing	2; 5A e C; 6B	Área >46m²; profundidade >0,3m e < 6m; relevo sombreado com exagero de 5x	88%
Doctor e Young (2013)	LIDAR (1m); LIDAR Sombreado; ortofotocartas (1m)	2; 5A; 6A e B	Visual Sombreado + TPI; IC < 1,7; elipse ≤0,98; área ≥ 9m²; profundidade > 18cm; buffer de construções e drenagem (2m)	99,50%
Faulkner et al. (2013)	LIDAR (1m)	1	Profundidade > 0,275m; buffer 20m corpos dágua; 5m cursos hídricos por acúmulo de fluxo no raster; 20m rodovias; áreas degradadas ou rocha exposta; somente rochas carbonáticas	
Miao et al. (2013)	LIDAR (1m); Mapa topográfico (1:24.000); Foto aérea	1; 4A; 5C; 6B	Suavização (*Wiener*-AWF) de 10m; profundidade > 0,5; separação automática via aprendizagem de máquina (*random forest*)	87,90%
Obu e Podobnikar (2013)	LIDAR (3m); MDE Mapa topográfico (12,5)	2; 6B	Profundidade > 2m; diâmetro > 10 metros	
Pardo-Igúzquiza et al. (2013)	MDE Foto Aérea (5m); Foto Aérea (2m)	1; 5B; 6B	Área > 250m²	
Rahimi e Alexander (2013)	LIDAR (1m); LIDAR Sombreado; Google; Bing	3; 5A; 6 A e B	Profundidade > 90% da dolina mais rasa mapeada manualmente; Relação profundidade/área > 90% dessa menor relação mapeada manualmente; Buffer de rodovias (não informada metragem)	82-91%
Li et al. (2011)	LIDAR (1m); Foto aérea	2; 5C; 6B	Suavização de 10 a 20 vezes do MDE; área >200m²; profundidade > 0,1m	
Filin e Baruch (2010)	LIDAR (0,5m)	3; 6B	Parâmetros relativos de área e compactação; profundidade >20cm	98%
Siart et al. (2009)	SRTM (90m); ASTER (15m); Quickbird (0,61m)	1; 5A; 6A e B	Suavização prévia do MDE; profundidade > 5m; área >150m²; altitude: 800-1600; declividade até 7%; buffer de 150 metros dos cursos d'água; classificação de uso da terra e unidade petrográfica mais propícia a depressões	50%
Telbisz et al. (2009)	Mapa topográfico 1:25.000; MDE mapa topográfico (10m)	1; 2; 4A; 6B	Sem filtros. Comparação entre métodos	
Seale et al. (2008)	LIDAR (2,13m); Foto aérea	4A; 5A; 6B	Contorno fechado mais externo + visual	
Lyew-Ayee et al. (2007)	MDE mapa topográfico (2m)	5B; 6B	Limpeza manual de artefatos de interpolação; índice topográfico composto (CTI de 1,8) para diferenciar visualmente depressões de topos.	
Guimarães et al. (2005)	ASTER (15m); MDE mapa topográfico (10m)	2	Suavização prévia do MDE; caracterização do espectro fotossintético da vegetação úmida em dolinas; correlação com pontos de cavernas conhecidas	
Antonic et al. (2001)	MDE mapa topográfico (10m)	2	Sem filtros. Dolinas identificadas para análises de ecologia vegetal	

5. Análise dos trabalhos realizados

Entre 2001 e 2011 identificou-se apenas 8 trabalhos de mapeamento de dolinas via MDE, representando 24,2% dos 33 analisados. Os demais trabalhos (75,8%) foram realizados pós 2013, de forma ininterrupta, o que demostra a crescente estratégia do uso de modelos digitais para detecção de depressões e aquisição de demais informações, como dados morfométricos (Figura 10-A). Essa tendência pode ser explicada pela maior disponibilidade e precisão das bases de dados, bem como a disseminação do uso de ferramentas de geoprocessamento. A maioria dos trabalhos analisados (63,6%) utilizou modelos baseados no LiDAR (Figura 10-B), que apesar do alto custo, tem sido usado para imageamento sistemático em alguns países e possui vantagens relacionadas a alta resolução e capacidade de representar mais corretamente o nível do solo. Entretanto, muitos outros tipos de bases foram utilizados para gerar modelos e inclusive realizar análises comparativas. Considerando todos os trabalhos analisados e a quantidade total de MDE's gerados (53), pode-se observar a predominância dos dados LiDAR (37,7% em formato puro e 15,1% sombreado), seguidos por modelos digitais baseados em dados de mapas topográficos (15,1%), SRTM (11,3%), ASTER (9,4%), fotos aéreas (7,6%) e ALOS (3,8%).

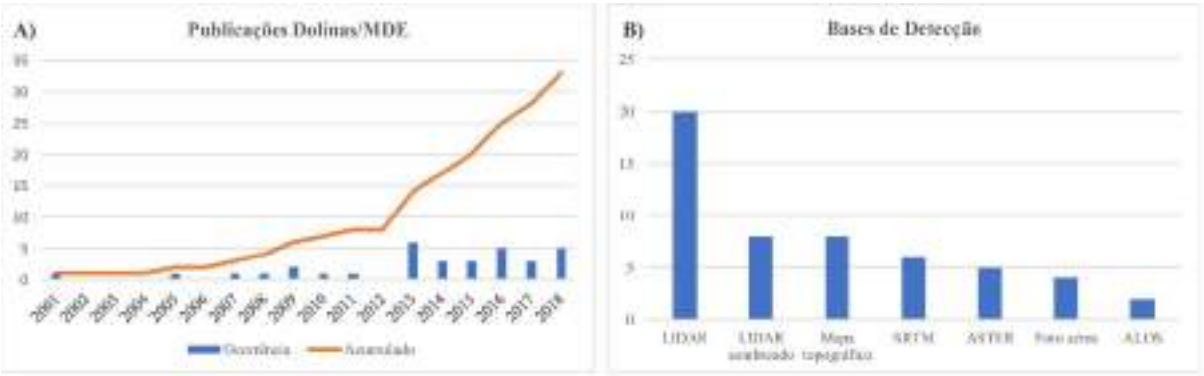


Figura 10: Evolução de estudos sobre detecção de dolinas com MDE (A) e bases de dados mais utilizadas (B).

Essas informações chamam a atenção, obviamente, para uma aparente maior adequação dos dados LiDAR para a detecção e delimitação de dolinas, ao passo que os dados ALOS foram pouco utilizados (em apenas dois trabalhos) e assim mesmo sendo considerado tão ou menos efetivo na tarefa se comparado com a base SRTM. Deve-se ressaltar também a pouca utilização de fotos aéreas para construção de modelos e extração de dolinas, apesar dos avanços recentes com novas possibilidades de aquisição de imagens via Veículos Aéreos Não Tripulados (VANT). A possível causa dessa pouca utilização de fotos aéreas talvez se explique pelo maior custo de aquisição dos equipamentos, operação em campo, e necessidade de correções dos modelos por meio de pontos de controle em solo, o que pode ser dispendioso de tempo e recursos. Essa dificuldade está expressa no trabalho de Hiruma e Ferrari (2014), que mesmo utilizando fotos aéreas disponíveis em bases públicas, necessitaram realizar uma série de procedimentos, incluindo aquisição de pontos de controle em campo, numa área de difícil acesso, para finalmente resultar no modelo digital esperado.

Entretanto, o uso de imagens e fotografias aéreas foi bastante utilizada para a tarefa de validação visual de análises automatizadas via MDE. Os métodos de detecção e delimitação (expressos na Tabela 2) demonstram claramente uma maior tendência para a automação, porém com a quase constante necessidade de verificações, sejam em imagens ou campo (FIGURA 11a). Se 85% dos trabalhos analisados utilizaram alguma forma automatizada para detecção, em

contraposição aos 15% restantes, que utilizaram apenas análises visuais em MDE, é possível observar por outro lado que 70% dos estudos utilizam de imagens/fotos para checagens adicionais e validação em algum momento do processo. A validação em campo chega a 79% dos trabalhos, restando poucos que não realizaram qualquer tipo de validação (campo ou imagens), com 15%, talvez por confiarem em seus métodos automáticos (Figura 11B).

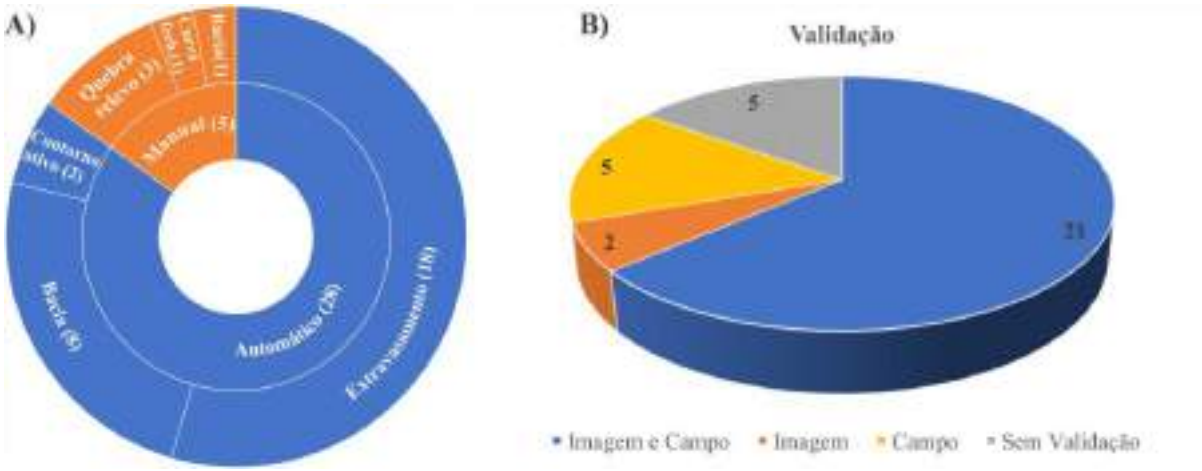


Figura 11: Métodos de detecção entre abordagens automáticos e manuais (A), e tipos de validação nos estudos (B).

Quanto ao uso de métodos automatizados, observou-se 28 estudos no total, porém dois deles, de caráter metodológico, testaram mais de uma técnica (TELBISZ et al., 2009; BAUER, 2015). Para efeito de comparação adotou-se para estes dois trabalhos metodológicos a técnica considerada mais adequada pelos autores para suas respectivas áreas de estudo. Nesse sentido a maior parte dos trabalhos adotou o método de preenchimento até o nível de extravasamento, via ferramentas hidrológicas (64,3%), seguido pelo método de delimitação por bacia topográfica de contribuição hídrica (28,6%). Apenas dois trabalhos (7,1%) adotaram o método baseado em contorno ativo.

Foram poucos os trabalhos que utilizaram de MDE para mapeamento visual/manual de dolinas como única fonte (cinco artigos), a maioria deles a partir da análise de imagens derivadas, no critério de quebra de relevo. Entretanto, é possível observar diversos trabalhos que mesmo utilizando técnicas automatizadas, também realizaram análises visuais para mapeamento de dolinas. Nestes casos o uso de imagens serviu para estabelecimento de bases de referência, para obter parâmetros morfométricos no fito de auxiliar o trabalho de filtragem automática de falsos positivos, e para comparações entre metodologias. Nesse sentido foram contabilizadas 13 ocorrências do uso do critério quebra de relevo contra três por divisor topográfico na análise de fotos aéreas ou imagens (derivadas de MDE). De forma parecida foram identificadas oito ocorrências do uso de contornos fechados mais externos contra uma baseada no divisor de bacias em mapas topográficos (Figura 12A). O uso prioritário das técnicas de quebra de relevo em fotos áreas/imagens e contornos fechados mais externos em mapas topográficos condiz com a prática mais tradicional da geomorfologia cárstica, utilizada a décadas.

Dado todo o exposto até aqui verifica-se que os trabalhos de mapeamento de dolinas via MDE foram se avolumando com o tempo, especialmente pós 2013, com a disponibilidade de bases de dados mais adequadas, especialmente LiDAR, e de maior resolução espacial (0,5m a 10 m). O uso de técnicas automatizadas via MDE é uma forte tendência desde os primeiros trabalhos analisados, dadas as novas possibilidades que o uso de ferramentas SIG proporcionam em

ambiente computacional, principalmente relacionadas a restituição hidrológica. Entretanto, a utilização de bases combinadas e análises tanto automáticas como manuais é o caminho mais seguido pelos autores (85%). Mais recentemente parece haver uma tênue reação, com a volta da utilização dos modelos para análises visuais (ČERU et al., 2017; CALLIGARIS et al., 2017; HARRIS et al., 2018). Há um intervalo significativo desde os primeiros a se utilizarem principalmente desta técnica (LYEW-AYEE et al, 2007; SEALE et al., 2008), que é mais adequada para pequenas áreas. Dadas as especificidades de cada região cárstica dificilmente haverá um método pronto e adequado ou totalmente automático e preciso para mapeamento de dolinas. Apesar das altas taxas de acurácia observadas em alguns trabalhos (acima de 80% na maioria dos que realizaram esta medição), a necessidade de controle de dados falsos ou omissões continua sendo necessária e por vezes requerendo muito trabalho manual, mesmo incluindo filtros prévios baseados em amostras de dolinas reais ou típicas das áreas de estudo.

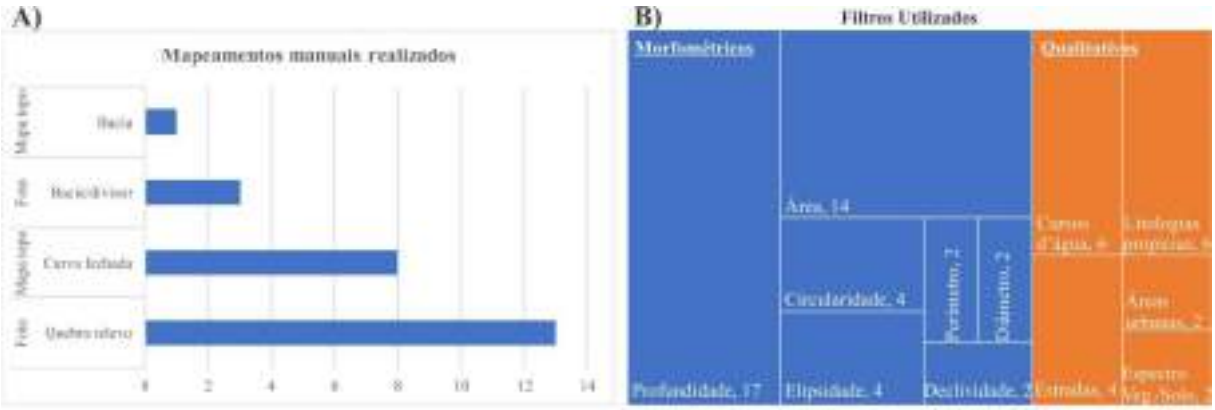


Figura 12: Métodos por mapeamentos manuais realizados (A) e filtros mais utilizados nas abordagens automatizadas (B).

A coluna "filtros" na tabela síntese (Tabela 2) foi destacada justamente visando identificar as estratégias mais utilizadas pelos estudos para aumentar a acurácia na identificação de feições verdadeiras e servir de referência para trabalhos similares, no intuito de diminuir a necessidade de ajustes manuais. Dentre tais filtros os mais utilizados foram os de cunho morfométricos, seja a partir de bases de dados referência ou pela experiência dos autores em suas áreas de estudo (Figura 12B). Os mais utilizados foram: profundidade (em 17 estudos), área (14); elipsidade (4); circularidade (4); perímetro (2); diâmetro (2); declividade (2). Dentre os filtros de cunho qualitativo são muito utilizados os de distância (*buffer*) em relação a fontes de feições artificiais ou espúrias (artefatos), como cursos d'água (6), estradas (4) e áreas urbanizadas (2). Outros relacionam a correspondência de litologias propícias (6) e espectro de vegetação/solo (2) mais relacionado a dolinas. O uso de tais filtros deve ser bem avaliado conforme a realidade de cada área de estudo, pois podem induzir em omissão de feições verdadeiras, como por exemplo dolinas suaves (menor que a profundidade limite) ou de menor tamanho.

O pré-processamento dos MDE's também visa reduzir erros, especialmente relacionados ao aumento irreal de feições detectáveis. Nesse sentido procedimentos de suavização, especialmente para modelos de alta resolução, foram observados em sete trabalhos. Este procedimento visa reduzir a quantidade de artefatos gerados na construção do modelo, geralmente relacionados a cursos de água encaixados, voçorocas ou áreas planas, que criam uma série de *pits* duplicados ou falsos, induzindo a identificação errônea de possíveis dolinas. Outra medida testada em poucos trabalhos (2) foi a reamostragem da resolução dos modelos, porém não tendo sido observadas melhorias na acurácia. Por fim, um procedimento utilizado

em três trabalhos foi a aplicação de índices topográficos, visando ressaltar as áreas deprimidas das áreas de relevo positivo, no intuito de facilitar a identificação e delimitação de dolinas.

6. Discussão

O mapeamento de dolinas é utilizado como ferramenta de interpretação geomorfológica e ambiental há bastante tempo. Os desafios inerentes à tarefa recaem sobre a forma de identificação e delimitação, bem como a fonte de obtenção de dados, cada qual com suas vantagens e desvantagens. Levantamento em campo é extremamente difícil e demorado, especialmente em grandes áreas ou de acesso limitado. A interpretação visual em mapas topográficos ou fotos aéreas pode ser mais ágil, mas depende de boa resolução dessas fontes e pode sofrer com a falta de precisão altimétrica ou dar margem a análises subjetivas. As novas possibilidades surgidas com o desenvolvimento de ferramentas geoespaciais em ambiente computacional, com obtenção de modelos digitais de elevação, permitiram novas incursões ao tema, com testes e aplicações no mapeamento de depressões em diversos estudos ao longo dos últimos anos. Apesar das facilidades criadas no processamento, organização e resolução das bases de dados, o geoprocessamento com o uso de MDE's não elimina por completo os aspectos de tempo, esforço, subjetividade e custo para mapeamento de dolinas. Continua sendo necessário o uso de outras bases cartográficas ou fontes com abordagens visuais/manuais. A utilização de procedimentos automáticos pode resultar em dados não confiáveis, demandando um certo gasto em pós-processamento (Tabela 3).

Tabela 3: Prós e contras da detecção automatizada de dolinas por MDE's

Detecção automatizada MDE	
Prós	**Contras**
Mais rápido	Processamentos relativamente demorados
Direciona a detecção	Grandes quantidade de objetos espúrios
Quanto maior resolução mais dolinas	Maior resolução muito mais objetos falsos
Abrange maiores áreas	Necessidade ajustes MDE's
Não requer uma mapoteca (cabe tudo no pc)	Exige máquinas com boa capacidade
Reproduzível mais facilmente com o tempo	Não elimina análises manuais/visuais
Sem subjetividade	Requer conhecimento das dolinas da região
	Filtros para limpar objetos espúrios
Delimitação objetiva (com critério)	Pode não delimitar corretamente a dolina
	Pode coalescer feições adjacentes

As metodologias antigas e divergentes de delimitação de dolinas, via curvas fechadas mais externas em mapas topográficos (*I*), quebra de relevo em encostas regulares (*II*), ou a identificação dos divisores topográficos de contribuição hídrica (*III*) encontram paralelo com as novas formas de mapeamento, via processos automatizados. Os novos algoritmos identificam de forma objetiva os pontos deprimidos mais profundos (*pits*) nas imagens raster, mas não discernem entre artefatos (erros do sistema), feições artificiais (depressões verdadeiras não cársticas) e potenciais pontos naturais de absorção do carste. Já na delimitação automatizada permanecem os problemas de discrepância, que resultam em diferenças de formato e abrangência nas metodologias por ponto de extravasamento (*i*), ruptura de declive por contorno ativo (*ii*) e por limite da bacia (*iii*). Essas diferenças mostram que a aplicação da técnica de identificação/delimitação de dolinas deve variar conforme os objetivos propostos, as bases de

dados disponíveis e especialmente as características da área cárstica sob investigação (Figura 13).

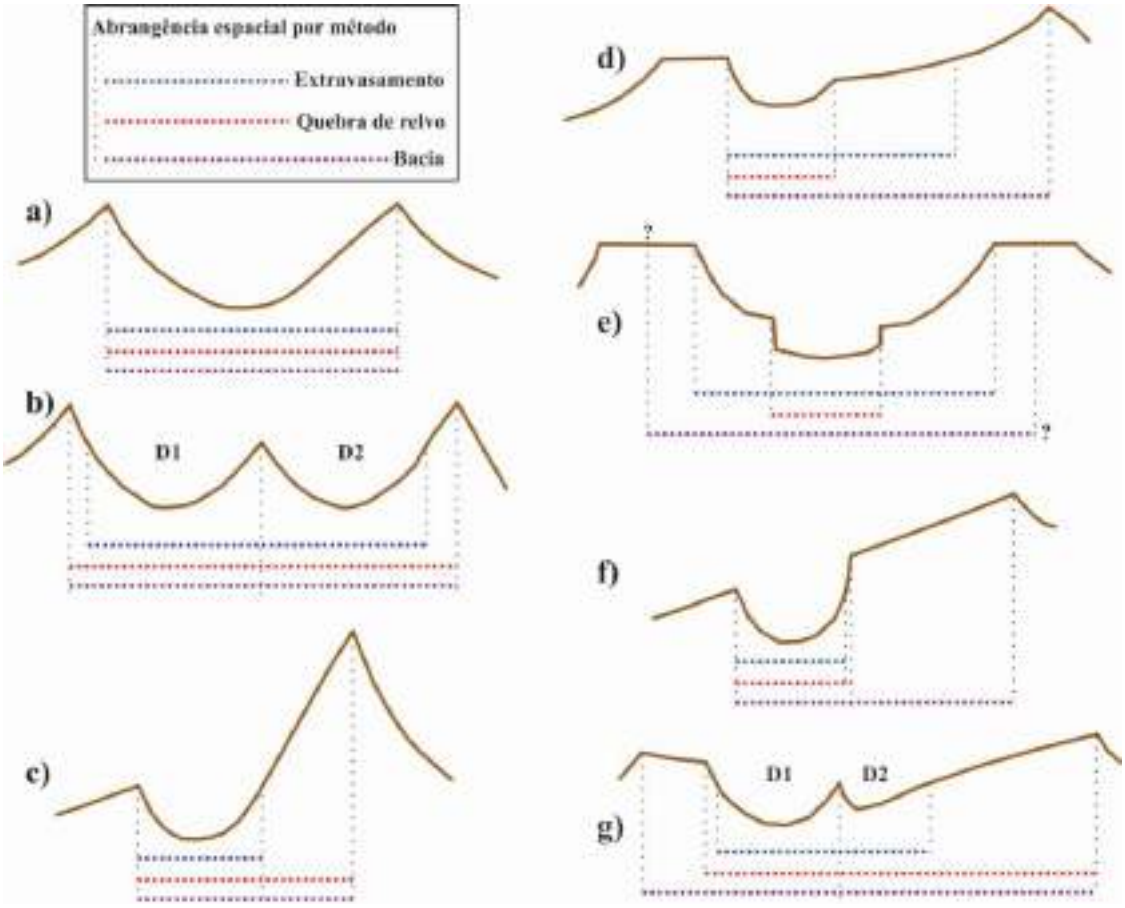


Figura 13: Abrangências de projeção superficial simuladas por método de delimitação em diferentes contextos. A) sem discrepâncias; B) dois sumidouros (pits) definindo duas dolinas com extravasamento inferior aos demais métodos; C) extravasamento bem inferior aos demais; D) quebra de relevo bem inferior que demais; E) depressão composta com dificuldade de determinar limite topográfico no método por bacia (área plana); F) método por bacia bem superior aos demais; G) duas dolinas de formato assimétrico numa situação de depressão composta.

Nesse sentido os métodos baseados nos divisores topográficos podem ser aplicados ao carste poligonal ou para análises ligadas à possíveis contribuições hídricas num evento de contaminação, como em análises de vulnerabilidade. O limite dado pelo ponto de extravasamento também carrega um fator hidrológico que pode ser interessante para análises ligadas a possíveis problemas de inundações. A delimitação baseada na quebra de relevo ressalta os processos gravitacionais de encosta e podem representar com mais exatidão os limites de feições de colapso, e ser utilizada em avaliações de risco potencial. Numa situação heterogênea, comum em áreas cársticas tropicais em que as feições são frequentemente obliteradas por outros fatores, como a erosão superficial, a adoção de mais de um método de delimitação ou a junção de dois pode ser necessária.

Conclusão

O mapeamento de dolinas tem muitas aplicações no campo das geociências, seja para análises de evolução das paisagens cársticas, seja relacionada a aspectos ambientais/risco, e pode representar uma tarefa complexa a depender das estratégias utilizadas e fonte de dados. Após a investigação de uma série de trabalhos relacionados ao tema foram identificadas as principais

metodologias utilizadas para mapeamento de dolinas, seja por meio de técnicas visuais/manuais, como análise de fotografias, mapas topográficos e campo, ou por meio de técnicas automatizadas via MDE. Identificou-se nos trabalhos analisados três tipologias principais de mapeamento automatizado, sendo duas baseadas em ferramentas hidrológicas e uma em identificação de rupturas em imagens. O uso de técnicas tradicionais (interpretação de foto aérea, imagens, mapas topográficos e campo) permanecem necessárias mesmo com os avanços tecnológicos. Também foi possível sistematizar algumas estratégias principais nestes trabalhos para o mapeamento mais adequado das feições, como: o uso combinado de diversas fontes de dados em abordagens manuais e automatizadas; a utilização de filtros morfométricos prévios (principalmente profundidade e área); filtros qualitativos baseados no afastamento ou interseção com fontes de feições artificiais (principalmente cursos d'água, rodovias e rochas não carstificáveis); e a suavização dos modelos para evitar excesso de artefatos.

Com base nos dados sistematizados nesta pesquisa é possível acessar de forma mais imediata as possibilidades de uso e alternativas encontradas na literatura diante problemas reais, o que é útil para eventual aplicação em futuros trabalhos. O mapeamento de dolinas que se pretende realizar em trabalho próximo deverá ser precedido de interpretações quanto à tipologia do carste, da configuração mais usual das depressões e aquisição de dados teste para estabelecer os parâmetros mais adequados para a extração automatizada via MDE. A utilização visual de imagens de maior resolução possível, auxiliará a tarefa de limpeza, ajuste e validação final, em associação com trabalhos de campo.

Referências Bibliográficas

ANASTÁCIO, E. M.; MAGALDI, T. T.; RODRIGUES, L. S.; VASCONCELOS, R. M.; BARCELLOS, R. S.; ANGARTEN, N. B. O.; JESUS, C. M.; TAGLIARI, P. D. Detecção semi-automática de dolinas ao longo da EF 334/FIOL utilizando imagens drone de alta resolução. *In*: ZAMPAULO, R. A. (Org.). **Congresso Brasileiro de Espeleologia, 35**. Campinas: SBE, 2019, p. 300–305.

ANGEL, J. C.; NELSON, D. O.; PANNO, S. V. Comparison of a new GIS-based technique and a manual method for determining sinkhole density: An example from Illinois' sinkhole plain. **Journal of Cave and Karst Studies**, v. 66, n. 1, p. 9–17, 2004.

ANTONIC, O.; HATIC, D.; PERNAR, R. DEM-based depth in sink as an environmental estimator. **Ecological Modelling**, v. 138, p. 247–254, 2001.

BAUER, C. Geomorphology Analysis of dolines using multiple methods applied to airborne laser scanning data. **Geomorphology**, v. 250, p. 78–88, 2015.

BONDESAN, A.; MENEGHEL, M.; SAURO, U. Morphometric analysis of dolines. **International Journal of Speleology**, v. 21, p. 1–55, 1992.

CAHALAN, M. D.; MILEWSKI, A. M. Sinkhole formation mechanisms and geostatistical-based prediction analysis in a mantled karst terrain. **Catena**, v. 165, p. 333–344, 2018.

CALLIGARIS, C.; DEVOTO, S.; ZINI, L. Evaporite sinkholes of the Friuli Venezia Giulia region (NE Italy). **Journal of Maps**, v. 13, n. 2, p. 406–414, 2017.

CARVALHO JÚNIOR, O. A.; GUIMARÃES, R. F.; MONTGOMERY, D. R.; GILLESPIE, A. R.; GOMES, R. A. T.; MARTINS, E. S.; SILVA, N. C. Karst depression detection using

ASTER, ALOS/PRISM and SRTM-derived digital elevation models in the Bambuí Group, Brazil. **Remote Sensing**, v. 6, p. 330–351, 2014.

ČERU, T.; ŠEGINA, E.; GOSAR, A. Geomorphological dating of pleistocene conglomerates in central Slovenia based on spatial analyses of dolines using LiDAR and Ground Penetrating Radar. **Remote Sensing**, v. 9, p. 1213, 2017.

CHEN, H.; OGUCHI, T.; WU, P. Morphometric analysis of sinkholes using a semi-automatic approach in Zhijin County, China. **Arabian Journal of Geosciences**, v. 11, n. 15, 2018.

DENIZMAN, C. Morphometric and spatial distribution parameters of karstic depressions, lower Suwanee River basin, Florida. **Journal of cave and karst studies**, v. 65, n. 1, p. 29–35, 2003.

DOCTOR, D. H.; YOUNG, J. A. An evaluation of automated GIS tools for delineating karst sinkholes and closed depressions from 1-meter LiDAR-derived digital elevation data. *In*: LAND, L.; DOCTOR, D. H.; STEPHENSON, J. B. (Orgs.). **Sinkholes and the engineering and environmental impacts of Karst: proceedings of the thirteenth multidisciplinary conference**. Carlsbad, New Mexico: National Cave and Karst Research Institute, 2013, p. 449–458.

FAULKNER, M. G. S.; STAFFORD, K. W.; BRYANT, A. W. Delineation and classification of karst depressions Using LIDAR: Fort Hood Military Installation, Texas. *In*: LAND, L.; DOCTOR, D. H.; STEPHENSON, J. B. (Orgs.). **Sinkholes and the engineering and environmental impacts of Karst: proceedings of the thirteenth multidisciplinary conference**. Carlsbad, New Mexico: National Cave and Karst Research Institute, 2013, p. 459–467.

FILIN, S.; BARUCH, A. Detection of Sinkhole Hazards using Airborne Laser Scanning Data. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**, v. 76, n. 5, p. 577–587, 2010.

FORD, D.; WILLIAMS, P. **Karst hydrogeology and geomorphology**. Second ed. Chichester: Wiley, 2007. 562p.

GUIMARÃES, R. F.; CARVALHO, O. A.; MARTINS, E. S.; CARVALHO, A. P. F.; GOMES, R. A. T. Detection of karst depression by aster image in the Bambui Group, Brazil. **SPIE**, v. 5983, p. 328–339, 2005.

GUTIÉRREZ, F; PARISE, M; DE WAELE, J; JOURDE, H. A review on natural and human-induced geohazards and impacts in karst. **Earth Science Reviews**, v. 138, p. 61–88, 2014. DOI: 10.1016/j.earscirev.2014.

HARRIS, P. M.; PURKIS, S.; REYES, B. Statistical pattern analysis of surficial karst in the Pleistocene Miami oolite of South Florida. **Sedimentary Geology**, v. 367, p. 84–95, 2018.

HIRUMA, S. T.; FERRARI, J. A. Análise comparativa da extração automatizada de dolinas a partir de modelos digitais de terreno. **Revista do Instituto Geológico**, v. 34, n. 2, p. 1–11, 2014.

HOFIERKA, J.; GALLAY, M.; BANDURA, P.; ŠAŠAK, J. Identification of karst sinkholes in a forested karst landscape using airborne laser scanning data and water flow analysis. **Geomorphology**, v. 308, p. 265–277, 2018.

JEANPERT, J.; GENTHON, P.; MAURIZOT, P.; FOLIO, J.; VENDÉ-LECLERC, M.; SÉRINO, J.; JOIN, J.; ISEPPI, M. Morphology and distribution of dolines on ultramafic rocks from airborne LiDAR data: the case of southern Grande Terre in New Caledonia (SW Pacific). **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 41, p. 1854–1868, 2016.

JENSON, S. K.; DOMINGUE, J. O. Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v. 54, n. 11, p. 1593–1600, 1988.

KARMANN, I. **Evolução e dinâmica atual do sistema cárstico do alto vale do rio Ribeira de Iguape, sudeste do Estado de São Paulo**. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994. 274p. DOI:10.11606/T.44.1994.tde-22042013-163755.

KAKAVAS, M. P.; NIKOLAKOPOULOS, K. G.; ZAGANA, E. Karst features detection and mapping using airphotos, DSMs and GIS techniques. **SPIE**, v. 96440, 2015.

KESKIN, I.; YILMAZ, I. Morphometric and geological features of karstic depressions in gypsum (Sivas, Turkey). **Environmental Earth Science**, v. 75, n. 1040, p. 1–14, 2016.

KLIMCHOUK, A. Karst morphogenesis in the epikarstic zone. **Cave and Karst Science**, v. 21, n. 2, p. 45–50, 1995.

KOBAL, M.; BERTONCELJ, I.; PIROTTI, F.; DAKSKOBLER, I.; KUTNAR, L. Using Lidar Data to Analyse Sinkhole Characteristics Relevant for Understory Vegetation under Forest Cover — Case Study of a High Karst Area in the Dinaric Mountains. **Plos One**, v. 10, n. 3, p. 1–19, 2015.

LI, S.; MACMILLAN, R. A.; LOBB, D. A.; MCCONKEY, B. G.; MOULIN, A.; FRASER, W. R. Geomorphology Lidar DEM error analyses and topographic depression identification in a hummocky landscape in the prairie region of Canada. **Geomorphology**, v. 129, n. 3–4, p. 263–275, 2011.

LYEW-AYEE, P.; VILES, H. A.; TUCKER, G. E. The use of GIS-based digital morphometric techniques in the study of cockpit karst. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 32, p. 165–179, 2007.

MIAO, X.; QIU, X.; WU, S.; LUO, J.; GOUZIE, D. R.; XIE, H. Developing efficient procedures for automated sinkhole extraction from Lidar DEMs. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**, v. 79, n. 6, p. 545–554, 2013.

OBU, J.; PODOBNIKAR, T. Algoritem za prepoznavanje kraških kotanj na podlagi digitalnega modela reliefa. **Geodetski Vestnik**, v. 57, n. 2, p. 260–270, 2013.

PALMER, A.N. **Cave Geology**. Dayton: Cave Books, 2007. 454 p.

PARDO-IGÚZQUIZA, E.; DURÁN, J. J.; DOWD, P. A. Automatic detection and delineation of karst terrain depressions and its application in geomorphological mapping and morphometric analysis. **Acta Carsologica**, v. 42/1, p. 17–24, 2013.

PARDO-IGÚZQUIZA, E.; PULIDO-BOSCH, A.; LÓPEZ-CHICANO, M.; DURÁN, J. J. Morphometric analysis of karst depressions on a Mediterranean karst massif. **Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography**, v. 98, n. 3, p. 247–263, 2016.

RAHIMI, M.; ALEXANDER, E. C. Locating sinkholes in LIDAR coverage of a glacio-fluvial karst, Winona County, MN. *In*: LAND, L.; DOCTOR, D. H.; STEPHENSON, J. B. (Orgs.). **Sinkholes and the engineering and environmental impacts of Karst: proceedings of the thirteenth multidisciplinary conference**. Carlsbad, New Mexico: National Cave and Karst Research Institute, 2013, p. 469–481.

RUBBIOLI, E.; MOURA, V. **Mapeamento de cavernas: guia prático**. São Paulo: Redespeleo Brasil, 2005. 92p.

SALLES, L. Q.; GALVÃO, P.; LEAL, L. R. B.; PEREIRA, R. G. F. A.; PURIFICAÇÃO, C. G. C.; LAUREANO, F. V. Evaluation of susceptibility for terrain collapse and subsidence in karst areas, municipality of Iraquara, Chapada Diamantina (BA), Brazil. **Environmental Earth Sciences**, v. 77, n. 16, p. 593, 2018.

SEALE, L. D.; FLOREA, L. J.; VACHER, H. L.; BRINKMANN, R. Using ALSM to map sinkholes in the urbanized covered karst of Pinellas County, Florida - 1, methodological considerations. **Environmental Geology**, v. 54, n. 5, p. 995–1005, 2008.

ŠEGINA, E.; BENAC, Č.; RUBINIĆ, J.; KNEZ, M. Morphometric analyses of dolines — the problem of delineation and calculation of basic parameters. **Acta Carsologica**, v. 47, n. 1, p. 23–33, 2018.

SIART, C.; BUBENZER, O.; EITEL, B. Geomorphology combining digital elevation data (SRTM/ASTER), high resolution satellite imagery (Quickbird) and GIS for geomorphological mapping : A multi-component case study on Mediterranean karst in Central Crete. **Geomorphology**, v. 112, n. 1–2, p. 106–121, 2009.

SILVA, O. L.; BEZERRA, F. H.R.; MAIA, R. P.; CAZARIN, C. L. Karst landforms revealed at various scales using LiDAR and UAV in semi-arid Brazil: Consideration on karstification processes and methodological constraints. **Geomorphology**, v. 295, p. 611–630, 2017.

ŠUŠTERŠIČ, F. Classic dolines of classical site. **Acta Carsologica**, v. 23, p. 123–154, 1994.

TELBISZ, T.; DRAGUŠICA, H.; NAGY, B. Doline morphometric analysis and karst morphology of Biokovo Mt (Croatia) based on field observations and digital terrain analysis. **Hrvatski geografski glasnik**, v. 71, n. 2, p. 5–22, 2009.

TELBISZ, T.; LÁTOS, T.; DEÁK, M.; SZÉKELY, B.; KOMA, Z.; STANDOVÁR, T. The advantage of lidar digital terrain models in doline morphometry compared to topographic map based datasets – Aggtelek karst (Hungary) as an example. **Acta Carsologica**, v. 45, n. 1, p. 5–48, 2016.

THEILEN-WILLIGE, B. Detection of karst features in the Black Hills area in south Dakota/Wyoming, USA, based on evaluations of remote sensing data. **Geosciences**, v. 8, n. 6, p. 192, 2018.

WALL, J.; BOHNENSTIEHL, D. R.; WEGMANN, K. W.; LEVINE, N. S. Morphometric comparisons between automated and manual karst depression inventories in Apalachicola National Forest, Florida, and Mammoth Cave National Park, Kentucky, USA. **Natural Hazards**, v. 85, n. 2, p. 729–749, 2017.

WILLIAMS, P. W. Morphometric analysis of polygonal karst in New Guinea. **Geological Society of America Bulletin**, v. 83, n. 3, p. 761–796, 1972. DOI: 10.1130/0016-7606(1972)83

WILLIAMS, P. W. The role of the subcutaneous zone in karst hydrology. **Journal of Hydrology**, v. 61, p. 45–67, 1983.

WILLIAMS, P. W. The role of the epikarst in karst and cave hydrogeology: a review. **International Journal of Speleology**, v. 37, n. 1, p. 1–10, 2008.

WU, Q.; DENG, C.; CHEN, Z. Automated delineation of karst sinkholes from LiDAR-derived digital elevation models. **Geomorphology**, v. 266, p. 1–10, 2016.

ZHOU, W.; BECK, B. Roadway construction in karst areas: management of stormwater runoff and sinkhole risk assessment. **Environmental Geology**, v. 47, p. 1138–1149, 2005.

ZHU, J.; TAYLOR, T. P.; CURRENS, J. C.; CRAWFORD, M. M. Improved karst sinkhole mapping in Kentucky using LiDAR techniques: a pilot study in Floyds Fork Watershed. **Journal of Cave and Karst Studies**, v. 76, n. 3, p. 207–216, 2014.

ZHU, J.; PIERSKALLA, W. P. Applying a weighted random forests method to extract karst sinkholes from LiDAR data. **Journal of Hydrology**, v. 533, p. 343–352, 2016.

ZWAHLEN, F. **Vulnerability and risk mapping for the protection of carbonate (karst) aquifers: final report (COST action 620)**. Luxembourg: Office for Official Publications of the European Communities, 2004. 297p.

3 TESTE DE APLICAÇÃO

3.1 O USO DE VEÍCULO AÉREO NÃO TRIPULADO-VANT PARA CONSTRUÇÃO DE MODELOS DIGITAIS DE TERRENO-MDT, E IDENTIFICAÇÃO DE DOLINAS NA ÁREA DA GRUNA DA TARIMBA-GO.

ANAIS do 35º Congresso Brasileiro de Espeleologia
Bonito/MS, 19-22 de junho de 2019 – Sociedade Brasileira de Espeleologia

O USO DE VEÍCULO AÉREO NÃO TRIPULADO - VANT PARA CONSTRUÇÃO DE MODELOS DIGITAIS DE TERRENO – MDT E IDENTIFICAÇÃO DE DOLINAS NA ÁREA DA GRUNA DA TARIMBA-GO

THE USE OF UNMANNED AERIAL VEHICLE - UAV FOR THE CONSTRUCTION OF DIGITAL TERRAIN MODELS - DTM AND IDENTIFICATION OF DOLINES IN THE AREA OF GRUNA DA TARIMBA-GO

Cristiano Fernandes FERREIRA (1,2); Rogério Elias Soares UAGODA (1)

(1) Programa de Pós Graduação em Geografia, Universidade de Brasília.
(2) Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas – CECAV/ICMBio.

Contatos: cristiano.ferreira@icmbio.gov.br; rogeriouagoda@unb.br.

Resumo

A identificação de dolinas é realizada a bastante tempo normalmente através da análise de fotografias aéreas, mapas topográficos ou trabalho de campo, o que pode representar uma tarefa bastante dispendiosa de tempo e recursos. Estudos de identificação e classificação de dolinas são realizados para subsidiar análises ambientais e evolutivas do carste. Mais recentemente observa-se o uso de modelos digitais de elevação para detecção de dolinas, mas poucos trabalhos, entretanto, se dedicaram ao mapeamento dessas feições através de dados coletados por Veículos Aéreos Não Tripulados-VANT. O objetivo deste artigo é apresentar o teste de utilização de tal tecnologia para geração de modelos digitais e comparar sua efetividade em relação a dados ALOS-PALSAR e levantamentos de campo na região da Gruna da Tarimba, uma das maiores cavernas do Brasil. Os resultados gerados mostram grande potencialidade do uso de VANT para o mapeamento de dolinas e especialmente para direcionar a prospecções. O processamento adicional prévio nos modelos digitais e o estabelecimento de pontos de controle no solo podem contribuir para a redução de resultados espúrios que elevam sobremaneira o número prováveis dolinas.

Palavras-Chave: dolina; MDT; VANT.

Abstract

Indentification of dolines has usually been done through the analysis of aerial photographs, topographic map or fieldwork, which may demand a lot of time and financial resources. Studies of identification and classification of dolines are carried out to support environmental and evolutionary analyzes of karst. Recently, dolines have been detected by digital elevation models, but few studies have been devoted to mapping these features through collecting data by Unmanned Aerial Vehicles (UAV). The objective of this paper is assessing the use of such tecnology for digital models production and to compare its effectiveness to ALOS-PALSAR data and field surveys in the region of the Gruna da Tarimba, one of the largest caves in Brazil. The results show a great potentiality of UAV for mapping dolines and especially for guide prospecting. Additionally, preprocessing digital models and establishing ground control points can contribute to the reduction of spurious results that greatly increase the number of likely dolines.

Keywords*: doline; DTM; UAV.*

1. INTRODUÇÃO

As dolinas são feições de estreita relação com o meio subterrâneo, possuindo funções de acúmulo, concentração e transmissão de água superficial para as zonas hidrológicas subjacentes e muitas vezes abrigam as únicas entradas para sistemas de cavernas. As dolinas de dissolução são entendidas como a manifestação topográfica de processos concentrados de fluxo e dissolução no epicarste (WILLIAMS, 1983; 2008) e por isso, o conjunto dolina/epicarste, possui grande importância morfodinâmica e ambiental. Além da dissolução, fator preponderante, outros processos operam em conjunto para a configuração de dolinas, desde colapsos, colmatação e sufusão, bem como demais processos superficiais de remodelamento (FERREIRA; UAGODA, 2019). Em ambientes tropicais a instalação de ramos de drenagem adiciona complexidade às dolinas, com a obliteração de formas originais, normalmente circulares. Essa condição associada a dificuldades de determinação dos limites precisos das feições em campo ou mesmo gabinete (fotos aéreas, imagens, mapas topográficos) torna o mapeamento de dolinas uma

tarefa potencialmente complexa, sobretudo em grandes áreas.

Métodos tradicionais de mapeamento de dolinas, como através de fotointerpretação, identificação de contornos fechados em mapas topográficos e campo são realizados a bastante tempo (WILLIAMS, 1972; DAY, 1976; BONDESAN et al., 1992; ŠUŠTERŠIČ, 1994). Mais recentemente, com o desenvolvimento de ferramentas de geoprocessamento e com a crescente disponibilidade de bases de dados com maior resolução, aumentaram as possibilidades de identificação de depressões cársticas de forma indireta, o que pode significar menos dispêndio de tempo e recursos. Nesse sentido, Siart et al. (2009) utilizaram modelos digitais (ASTER 15m e SRTM 90m) e imagens de alta resolução (Quickbird 0,61m) para o mapeamento de depressões cársticas na ilha de Creta, enquanto Seale et al. (2008) testaram o uso de modelos a laser de alta resolução (LIDAR 2,13m) para a identificação de dolinas na Flórida, em comparação ao uso de fotos aéreas. Outros trabalhos de cunho metodológico compararam diversas técnicas e bases de dados, especialmente modelos digitais de alta resolução (LIDAR), visando o incremento e eficiência no mapeamento de dolinas (DOCTOR; YOUNG, 2013; HOFIERKA et al., 2018). No Brasil um estudo comparativo entre bases de dados tradicionais e modelos digitais de alta resolução baseados em fotos aéreas antigas (1:25.000) foi realizado por Hiruma; Ferrari (2014), no qual buscou-se identificar as depressões poligonais na região do Vale do Ribeira-SP.

Entretanto, até o momento não se observam muitos trabalhos relacionados a identificação de feições cársticas com o apoio de veículos aéreos não tripulados (VANT), sendo mais comum, especialmente no Brasil, o uso de fotointerpretação tradicional, geralmente com fotos antigas. Dentre os trabalhos em ambientes cársticos com o uso dessa tecnologia destacam-se Ramsey et al. (2014), que realizaram a identificação visual com imagens aéreas de baixa elevação (120m) na Colúmbia Britânica visando o monitoramento de distúrbios em ambientes cársticos, através do mapeamento de dolinas e epicarste em áreas de extração madeireira. No Brasil Silva et al. (2017) utilizaram ortofotos geradas por VANT em associação a modelo digital LIDAR (geradas por levantamento aéreo tradicional) para a identificação e caracterização de feições cársticas e estruturas geológicas na região dos lajedos carbonáticos do Rio Grande do Norte. Em artigo recente de Oliveira et al. (2019) observa-se a aplicação de VANT para levantamento morfométrico de dolinas, buscando identificar padrões e orientar o planejamento costeiro na região de Algarve, Portugal, onde processos erosivos podem acentuar mecanismos de subsidência e representar risco em áreas ocupadas.

As possibilidades trazidas para as geociências com o desenvolvimento dos VANTs nos últimos anos são inúmeras, desde a viabilidade de levantamentos aerofotogramétricos de alta resolução temporal, espacial (centimétrica) e mesmo espectral (câmeras termais, NDVI, etc.), como também a possibilidade de recobrimento de áreas inacessíveis ou de alto risco. O conjunto de imagens adquiridas em sobreposição permitem a montagem de ortofotomosaicos e modelos digitais de elevação (MDE) de alta resolução por aplicativos especializados. Apesar dos problemas de autonomia (baterias) e elevação máxima de sobrevoo permitida, com consequente menor abrangência espacial para os modelos de VANT mais acessíveis e de fácil operação (multi-rotor, p.ex.), as imagens obtidas por essa tecnologia podem suplantar a costumeira falta de dados públicos e institucionais de áreas mais remotas do Brasil, tudo isso a custos relativamente pequenos se comparados a levantamentos aéreos tradicionais. Nesse sentido, o objetivo deste trabalho é justamente testar o uso dessa nova ferramenta para a identificação de dolinas numa pequena porção da Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho (APA-NRV) nordeste de Goiás (Figura 1). Essa região carece de bases de dados compatíveis com a identificação de dolinas por meio remoto, e considerando que a APA-NRV possui uma área muito extensa (176 mil ha), boa parte carstificada, a realização de teste dessa tecnologia para possível uso auxiliar na caracterização do carste local se mostra como uma estratégia oportuna.

A área escolhida para realização do teste é uma depressão composta, poligonal, de 51,5 hectares, com a sub inclusão de diversas dolinas de ordem inferior, muitas das quais dando acesso à parte montante do sistema Gruna da Tarimba (CNC GO_394), umas das maiores cavernas do país, com 11.250m de desenvolvimento (MARTINELLI et. al, 2015). O local é caracterizado por cerrado antropizado de aspecto arbustivo nas partes mais altas do relevo, onde ocorrem sedimentos inconsolidados do Grupo Urucuia (siliciclástos). Nas partes mais baixas a vegetação se apresenta mais densa, onde afloram os calcários da formação Lagoa do Jacaré e curtos trechos subaéros da drenagem, com surgências e sumidouros. Essa configuração permite avaliar a aplicação do uso do

ANAIS do 35º Congresso Brasileiro de Espeleologia
Bonito/MS, 19-22 de junho de 2019 – Sociedade Brasileira de Espeleologia

VANT para detectar feições nas mais diferentes situações do restante da APA-NRV, seja com cobertura vegetal densa ou esparsa, áreas alteradas e dolinas com tamanhos variados.



Figura 1: Localização da Gruna da Tarimba, na parte central da APAN-NRV (polígono em vermelho), nas proximidades de Mambaí-GO.

2. METODOLOGIA

O levantamento aerofotogramétrico foi realizado em 17 de setembro de 2018, no final do período de seca, logo após as primeiras chuvas. Para tal foi utilizado o equipamento Phantom-4 PRO, DJI e o sobrevoo foi planejado através do aplicativo Drone Deploy, ajustado para uma altura de 120 metros do solo, posição nadir, em sobreposição de 75% frontal e 65% lateral, velocidade máxima em 15m/s, e resolução máxima do sensor da câmera nativa (20 megapixel) com capacidade de atingir até 3,6cm de resolução por pixel nessa configuração. Após o levantamento, em gabinete, observou-se a aquisição total de 248 imagens que foram processadas pelo aplicativo Pix4Dmapper, com adensamento de nuvem de pontos em padrão otimizado, resultando em um ortomosaico com 5,49cm GSD (ground sample distance), equivalente à resolução espacial final (Figura 2). Por se tratar de um teste para aplicação posterior em áreas mais abrangentes na APA-NRV, nessa etapa não foram utilizados pontos controle em solo, para ajustar de forma mais precisa os produtos gerados. A partir da nuvem de pontos foi possível construir o modelo digital de superfície (MDS), que considera as elevações da vegetação e construções (Figura 3). Entretanto, como o foco deste trabalho é a identificação de feições geomorfológicas, especificamente as dolinas, também foi gerado um modelo digital de terreno (MDT) e curvas de nível (um metro), optando-se pelas configurações padrões do aplicativo para correção e ajuste ao nível do solo (Figura 4).

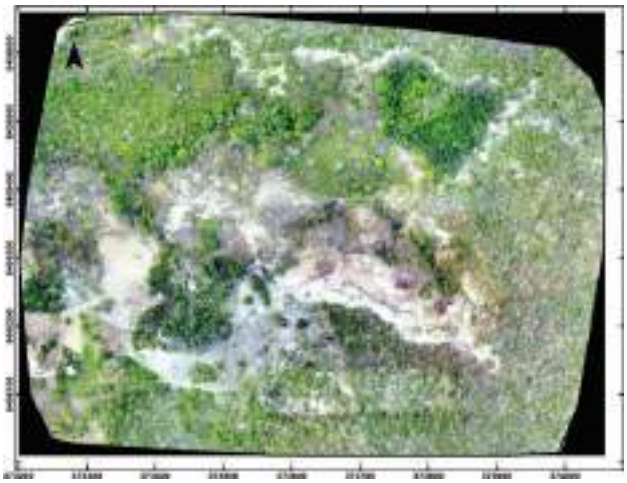


Figura 2: Ortofotomosaico.

ANAIS do 35º Congresso Brasileiro de Espeleologia
Bonito/MS, 19-22 de junho de 2019 – Sociedade Brasileira de Espeleologia

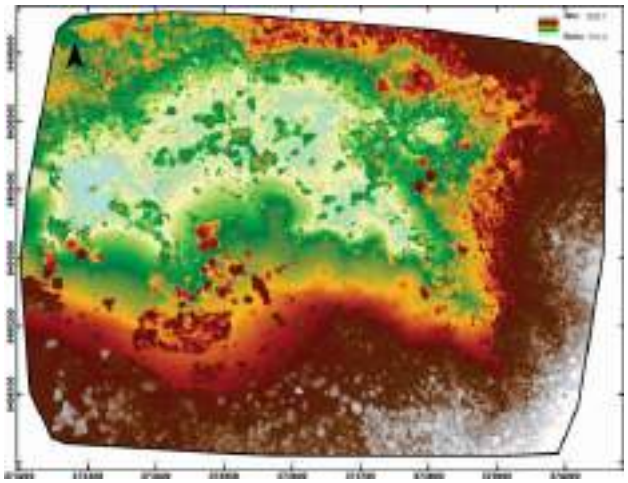


Figura 3: MDS.

Para efeito comparativo utilizou-se também de um MDT com dados ALOS-PALSAR (12,5m) obtido no serviço Vertex, ASF, NASA (Figura 5). As análises visuais dos modelos gerados foram confrontadas com imagens Google Earth, através da ferramenta superposição de imagens, o que permitiu adicionalmente a comparação com dados coletados em campo por GPS (Figuras 6 e 7) bem como a projeção da Gruna da Tarimba em superfície (Figura 8). A atividade de campo ocorreu em duas etapas, uma antes do sobrevoo e geração dos modelos (junho 2018) e outra após, já com os modelos processados (outubro 2018). Dadas as condições do terreno, ora com trechos íngremes e de difícil deslocamento, ora com mata fechada, dificultando a visualização de feições maiores ou de aspecto suave, notou-se significativa discrepância entre a identificação de dolinas no campo com e sem o auxílio dos modelos digitais. Após a elaboração dos modelos e especialmente com a ajuda das curvas de nível geradas (um metro) contabilizaram-se visualmente os polígonos fechados mais externos (possíveis depressões) para confrontar com os dados de campo.

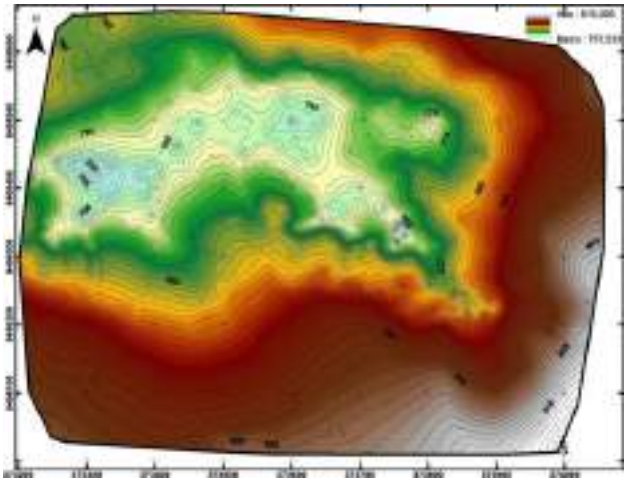


Figura 4: MDT VANT.

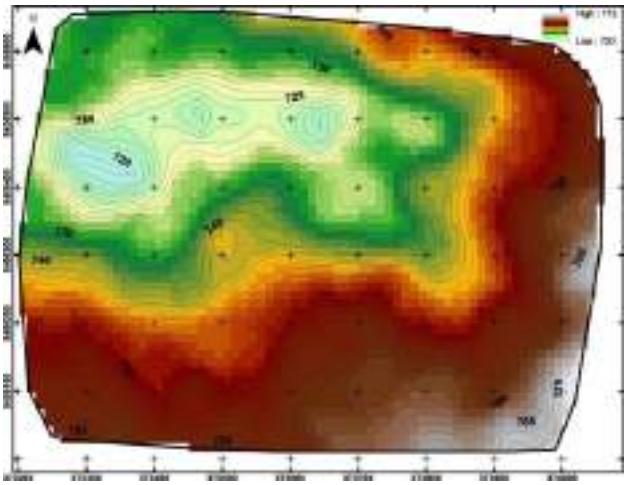


Figura 5: MDT ALOS-PALSAR.

ANAIS do 35º Congresso Brasileiro de Espeleologia
Bonito/MS, 19-22 de junho de 2019 – Sociedade Brasileira de Espeleologia

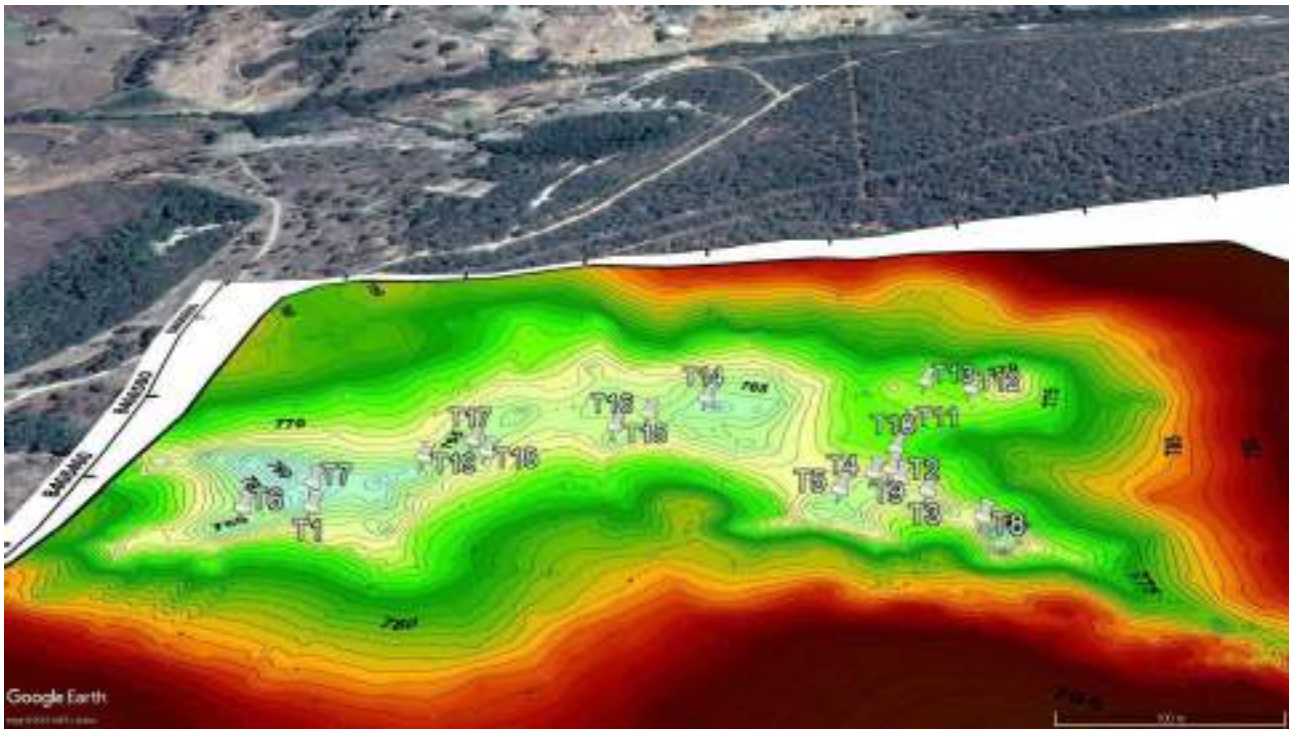


Figura 6: Dolinas identificadas em campo na sobreposição de imagens em perspectiva do Google Earth e MDT VANT.

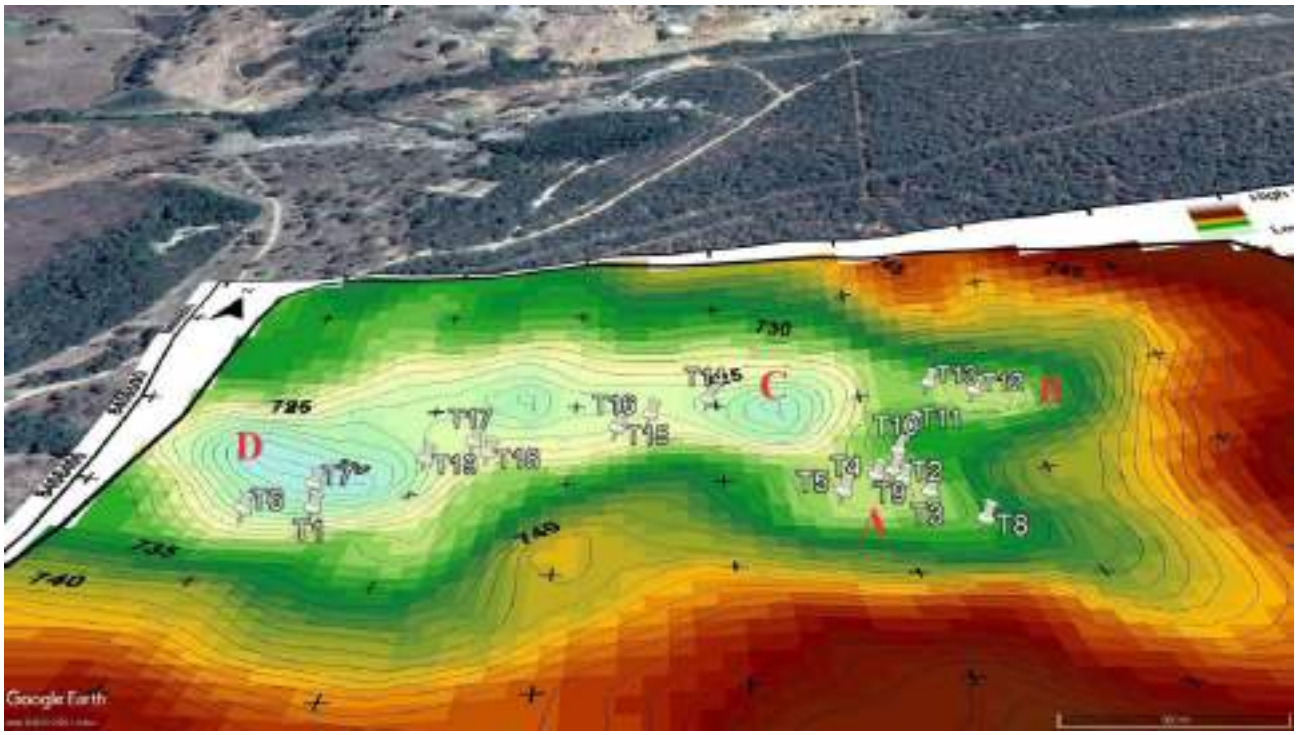


Figura 7: Dolinas identificadas em campo na sobreposição de imagens em perspectiva do Google Earth e MDT ALOS-PALSAR. Letras A-D em vermelho destacam as depressões compostas identificadas por este MDT, englobando dolinas de ordem inferior.

ANAIS do 35º Congresso Brasileiro de Espeleologia
Bonito/MS, 19-22 de junho de 2019 – Sociedade Brasileira de Espeleologia

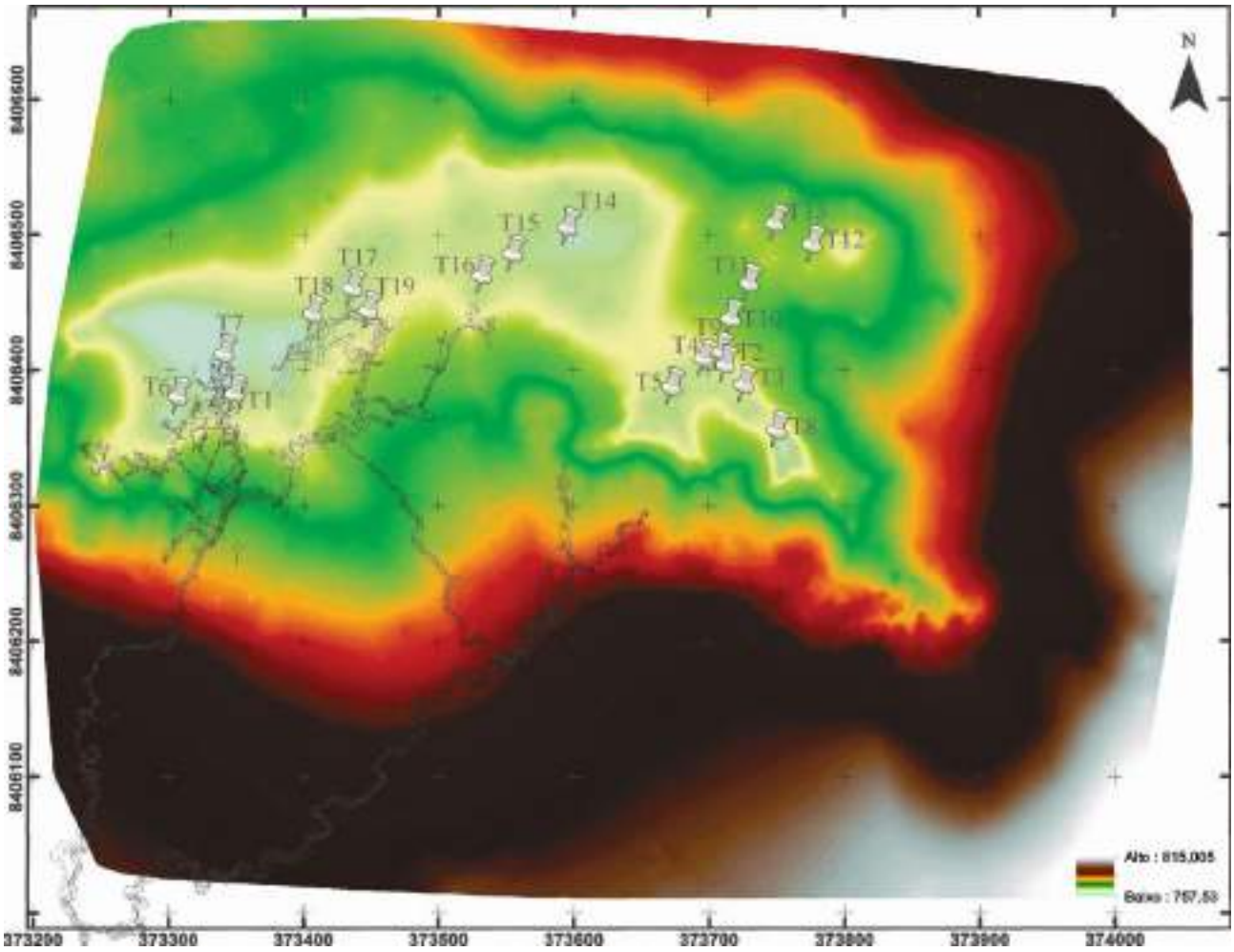


Figura 8: Localização das dolinas em relação a projeção da Gruna da Tarimba em superfície no MDT VANT. Topografia da caverna cedida gentilmente pela União Paulista de Espeleologia.

3. RESULTADOS

Os resultados obtidos após análise visual dos modelos gerados (especialmente em busca de curvas fechadas) e a execução das duas etapas de campo de checagem foram sistematizados para melhor compreensão (Tabela 1). No total foram identificadas 19 dolinas internas à depressão poligonal da Gruna da Tarimba, representando para esta pequena fração do carste da APA-NRV uma densidade equivalente a 37/km², índice provavelmente bastante superior ao restante da região. Na primeira etapa de campo apenas sete feições foram identificadas, sobretudo devido à dificuldade de deslocamento, visualização em áreas de mata fechada e real determinação dos limites da depressão poligonal. Após a elaboração do modelo VANT e a indicação visual de outras prováveis dolinas, procedeu-se o segundo trabalho de campo, onde buscou-se verificar pontos de checagem previamente carregados no GPS. Nesse segundo campo confirmou-se mais 12 dolinas, o que denota grande potencialidade do uso de modelos de alta resolução VANT no planejamento de atividades de prospecção.

Tabela 1: Relação das dolinas identificadas nos dois trabalhos de campo. Coluna VANT mostra em "x" as convergências entre os dados coletados em campo e MDT, as distâncias em metros das identificadas com deslocamento até 8 metros e as não detectadas (ND). Coluna ALOS mostra as dolinas identificadas em campo convergente com as depressões compostas de maior envergadura apontadas no respectivo MDT, representadas pelas letras A, B, C e D, conforme figura 7. Na última coluna a interpretação tipológica das dolinas conforme observação de campo.

Dolina	Campo	VANT	ALOS	Tipologia
T1	jun/18	ND	D	colmatada
T2		6m	A	sufusão
T3		x	A	colapso
T4		7,3m	A	sufusão
T5		x	A	sufusão
T6		x	D	sufusão
T7		x	D	sufusão
T8	out/18	x		sufusão
T9		5,3m	A	sufusão/colapso

ANAIS do 35º Congresso Brasileiro de Espeleologia
Bonito/MS, 19-22 de junho de 2019 – Sociedade Brasileira de Espeleologia

Dolina	Campo	VANT	ALOS	Tipologia
T10		ND		sufusão/colapso
T11		7m		sufusão/colapso
T12		5,5m	B	sufusão
T13		5,7m	B	sufusão
T14		x	C	sufusão
T15		4m		colapso/colmatada
T16		x		sufusão
T17		x		sufusão
T18		5,4m		sufusão/colapso
T19		8m		sufusão

Coluna VANT mostra em "x" as convergências entre os dados coletados em campo e MDT, as distâncias em metros das identificadas com deslocamento até 8 metros e as não detectadas (ND). Coluna ALOS mostra as dolinas identificadas em campo convergente com as depressões compostas de maior envergadura apontadas no respectivo MDT, representadas pelas letras A, B, C e D, conforme figura 7. Na última coluna a interpretação tipológica das dolinas conforme observação de campo.

A análise mais detalhada dos contornos gerados no MDT VANT permitiu identificar o nível de precisão para ressaltar dolinas, conforme observado na tabela (Tabela 2). Através do modelo foi possível identificar 17 positivos verdadeiros, sendo oito espacialmente convergentes e nove com deslocamentos de até oito metros, com formatos e dimensões compatíveis. Esses deslocamentos se devem provavelmente ao erro do GPS de campo (Garmin 60Csx) somados ao erro do GPS do aparelho VANT utilizado para sobrevoo, visto que não houve retificação via pontos controle (com RTK, p.ex.). Ressalta-se também que os pontos coletados em campo sempre foram anotados referentes ao nível mais profundo das dolinas (ponto de absorção) conforme recomendado na literatura (BONDESAN et al., 1992; FORD; WILLIAMS, 2007). Esses pontos frequentemente estão posicionados nas bordas das dolinas e não nos centroides apontados no modelo, implicando em possíveis maiores afastamentos. Apenas duas dolinas não foram destacadas no MDT VANT (falso negativo), tendo sido observadas cada uma num dos campos realizados. Entretanto, ao analisar detalhadamente todo o MDT gerado, identificou-se 128 polígonos fechados depressivos (curvas de nível) em tamanhos variados, não associados a dolinas (Figura 9). Essas indicações errôneas são artefatos gerados no processo de interpolação das curvas de nível e geralmente ocorrem em áreas planas ou em fundos de vale, sendo esse alto valor compatível com outros trabalhos que utilizaram MDEs de alta resolução (CARVALHO JUNIOR et al., 2014; JEANPERT et al., 2016; HOFIERKA et al., 2018). A correção mais acurada do nível do solo ou a adoção de filtros prévios pode reduzir consideravelmente tais ruídos, que poderiam ser equivocadamente confundidos com dolinas verdadeiras.

Tabela 2: Acurácia dos modelos VANT e ALOS-PALSAR para identificar dolinas verdadeiras, falsos positivos e negativos. * São 17 dolinas sendo oito exatas e nove deslocadas até oito metros; ** São 11 dolinas internas às quatro depressões compostas identificadas no MDT (A, B, C, D).

Total de dolinas existentes	19	100%
MDT VANT		
positivos verdadeiros*	17	89,50%
falso positivo	128	675%
falso negativo	2	10,50%
MDT ALOS		
positivos verdadeiros**	11	57,90%
falso positivo	1	5,30%
falso negativo	8	42%

ANAIS do 35º Congresso Brasileiro de Espeleologia
Bonito/MS, 19-22 de junho de 2019 – Sociedade Brasileira de Espeleologia

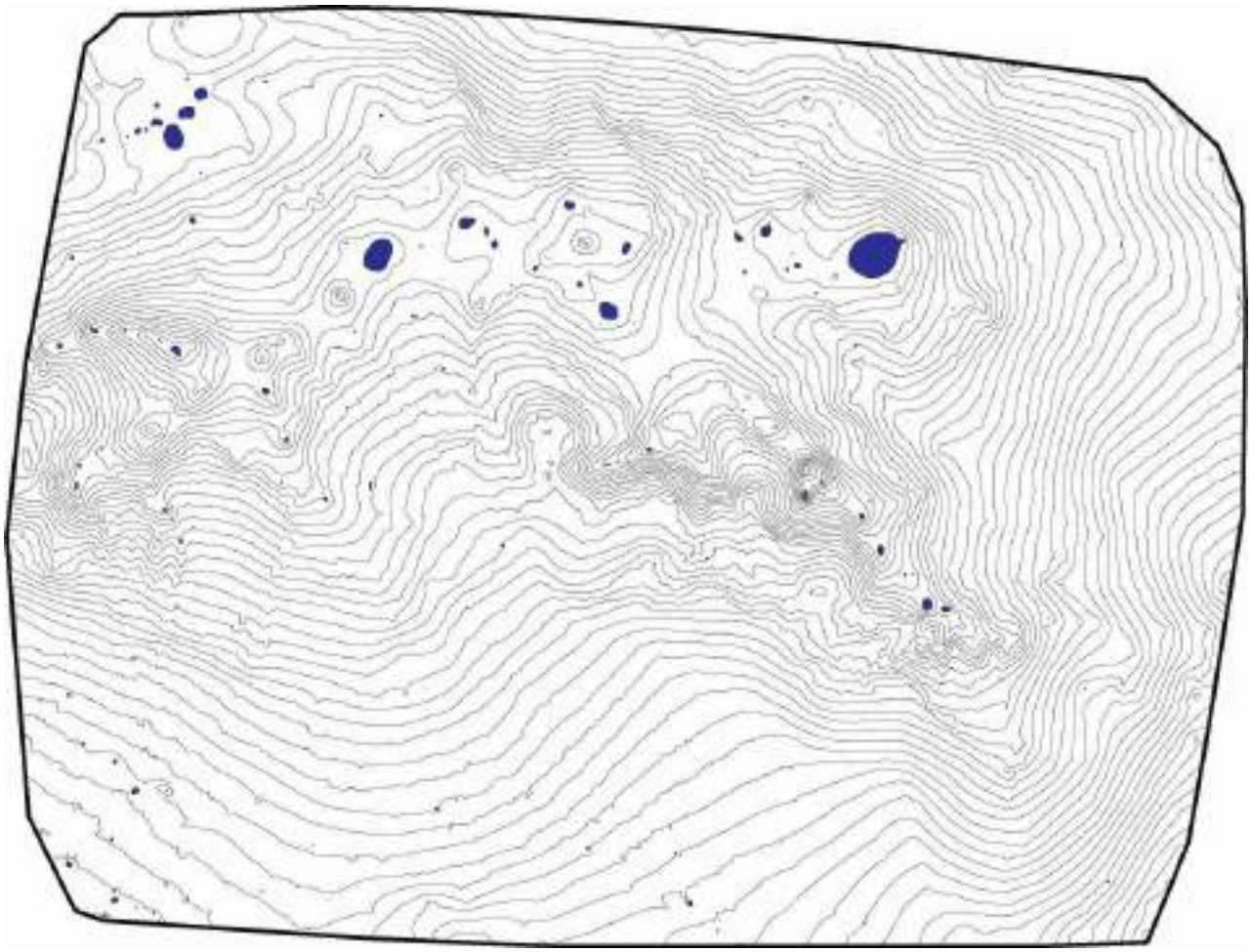


Figura 9: Círculos fechados em azul e pontos escuros de menor tamanho representam artefatos gerados no MDT VANT (128), muitos dos quais imperceptíveis nesta imagem.

A análise do MDT ALOS mostrou que esse modelo não é aplicável à detecção de pequenas dolinas, tendo identificado de forma mais abrangente apenas 4 depressões de ordem superior, que englobam pequenos grupos de dolinas (diferenciadas na Tabela 1 pelas letras A-D). Apesar de ter criado apenas um falso positivo, tal artefato é de tamanho significativo, em uma área de vale seco, sem dolinas. Esse vale seco também induziu a criação de artefatos no MDT VANT, mas de tamanhos reduzidos. No MDT ALOS Foram oito dolinas não detectadas, ou seja, não incluídas numa das quatro depressões compostas observadas. Além disso, não foi destacada uma das maiores feições isoladas da área (T8), de profundidade e diâmetro consideráveis.

Uma das propostas do mapeamento das dolinas na APA-NRV, além da importância enquanto ferramenta de gestão ambiental nessa área protegida, é a identificação das tipologias mais recorrentes e uma possível associação com processos evolutivos. Apesar da expectativa de interpretação remota da tipologia de dolinas através de modelos ou mesmo ortofotomosaicos de precisão, observou-se que para tal classificação ainda é necessária a checagem em campo. Apenas feições de grande envergadura, como a própria depressão composta da Gruna da Tarimba como um todo (aproximadamente 700m x 500m) podem ser classificadas remotamente, no caso, como uma feição poligonal com a inserção ramos de drenagens superficiais. Das 19 dolinas internas identificadas, a maior parte remete a processos de sufusão (12), que convergem lentamente materiais clásticos para os pontos de absorção (Figura 10). Outras quatro dolinas apresentam processos de sufusão e traços remanescentes de antigos colapsos, com a exposição de bordas rochosas e alguns blocos esparsos. Por fim observou-se apenas uma dolina de colapso, em rocha exposta, uma de formato suave e fundo chato categorizada como colmatada e uma apresentando um misto das duas anteriores. Diante do exposto, verifica-se, portanto, o papel predominante dos materiais inconsolidados associados a processos de modelamento superficiais na configuração das dolinas, obviamente obliterando formatos e

ANAIS do 35º Congresso Brasileiro de Espeleologia
Bonito/MS, 19-22 de junho de 2019 – Sociedade Brasileira de Espeleologia

mecanismos iniciais ligados a dissolução e colapso. Essa situação é convergente à grande disponibilidade de materiais inconsolidados na região (sedimentos Urucuia), disponibilidade de energia (declividade) e pluviosidade (1100mm de média anual).



Figura 10: Dolina de sufusão (T16) bastante representativa das feições que ocorrem no interior da depressão poligonal da Gruna da Tarimba. Apesar das pequenas dimensões desta dolina, ela foi identificada de forma precisa no MDT VANT, fruto da alta resolução e pouca cobertura vegetal neste ponto.

No último campo de checagem aproveitou-se também para executar um teste de topografia de duas dolinas com metodologias diferentes a fim de avaliar a possibilidade de execução da tarefa por meios tradicionais (manuais), em campo, sem o uso de ferramentas de sensoriamentos remoto. O primeiro método, com o apoio de um colaborador, se baseou no uso de balizas, trena, clinômetro e bússola (Leica Disto X) para realização de visadas, devidamente ancoradas num ponto de coordenadas conhecidas. Foi selecionada uma pequena dolina (6m diâmetro), onde foram executados oito vértices, que demandou 25 minutos de trabalho, entre visadas, anotação e croqui. A segunda dolina, bem maior e de extrema dificuldade de acesso, com paredes escarpadas em solo, foi mapeada com o uso de pontos coletados por GPS. Foram 10 vértices e um tempo total menor, de 12 minutos, apesar da maior extensão da feição (≈30 x 40m). A despeito da maior ou menor precisão desses métodos, mais sujeitos a erros humanos ou da precisão dos instrumentos (maior erro sob dossel no GPS, p.ex.), o dispêndio de tempo para cada mapeamento de dolina, demostra a inviabilidade dessas técnicas, especialmente em grandes populações de feições ou extensões de áreas. Além disso deve-se considerar os deslocamentos custosos pelas áreas (escarpas, morros, carrascais, etc.) ou a possibilidade de locais inacessíveis (por risco ou proibição de proprietários).

4. CONCLUSÕES

O mapeamento de dolinas é uma estratégia importante tanto para entendimento da evolução de regiões cársticas como para conservação ambiental, visto que juntamente com o epicarste, possuem destacada função na recarga e moderação de aportes hídricos ao meio subterrâneo. O desafio reside normalmente na disponibilidade de bases de dados de alta resolução que permitam a identificação de feições que por vezes se apresentam de tamanhos diminutos na paisagem. Tendo em vista a inexistência de fotos aéreas de detalhe e atualizadas para a região da APA-NRV, bem como de outras bases mais apropriadas, o presente trabalho apresenta um teste de utilização de VANT para mapeamento de uma depressão poligonal ligada ao sistema Gruna da Tarimba. Foram gerados alguns produtos de suporte, como um ortofotomosaico, MDS e MDT com os dados do VANT e também um MDT ALSO-PALSAR. Observou-se que os dados ALOS-PALSAR não são adequados para detecção de pequenas feições, tendo permitido identificar apenas quatro depressões compostas. Já os dados do VANT, numa resolução bem superior, permitiram identificar 17 das 19 dolinas da área, numa taxa de 89,5% de acerto, dentre dolinas totalmente convergentes e até oito metros de deslocamento. Entretanto, as duas dolinas restantes, omitidas pelo modelo (falso negativo) e as 128 curvas fechadas adicionais relacionadas a depressões espúrias (falso positivo) indicam que trabalhos suplementares de pré-processamento, filtragem e checagens serão necessários para a utilização dessa metodologia em larga escala.

De uma forma geral o teste permitiu compreender que para identificação das dolinas da APA-NRV será necessário a análise de bases distintas, a depender da escala de interesse do estudo, e que trabalhos de campo para checagem e melhor descrição tipológica das feições serão imprescindíveis. Uma vez que a utilização de sensores mais apropriados para a tarefa, baseados na formação de nuvem de pontos a laser, capazes de ultrapassar o dossel e representar de forma mais adequada o nível do solo (LIDAR) não estão disponíveis a custos acessíveis, pretende-se utilizar dados gerados por VANT de baixo custo, com câmera nativa (visível) para viabilizar o projeto. Uma das possibilidades para diminuir a taxa de erros é a retificação espacial dos modelos baseados

em pontos de controle no solo e o pré-processamento buscando suavizar e filtrar os objetos falsos (dossel), aproveitando-se da disponibilidade de pontos esparsos da vegetação no cerrado local. Em próximos trabalhos poderão ser testadas metodologias, amplamente discutidas na literatura, de extração automatizada de dolinas sob supervisão e filtros pré-estabelecidos, buscando dinamizar a tarefa.

REFERÊNCIAS

BONDESAN, A.; MENEGHEL, M.; SAURO, U. Morphometric analysis of dolines. **International Journal of Speleology**, v. 21, p. 1–55, 1992.

CARVALHO JÚNIOR, O. A.; GUIMARÃES, R. F.; MONTGOMERY, D. R.; GILLESPIE, A. R.; GOMES, R. A. T.; MARTINS, E. S.; SILVA, N. C. Karst depression detection using ASTER, ALOS/PRISM and SRTM-derived digital elevation models in the Bambuí Group, Brazil. **Remote Sensing**, v. 6, p. 330–351, 2014.

DAY, M. The morphology and hydrology of some Jamaican karst depressions. **Earth Surface Processes**, v. 1, p. 111–129, 1976.

DOCTOR, D. H.; YOUNG, J. A. An evaluation of automated GIS tools for delineating karst sinkholes and closed depressions from 1-meter LiDAR-derived digital elevation data. *In*: LAND, L.; DOCTOR, D. H.; STEPHENSON, J. B. (Orgs.). **Sinkholes and the engineering and environmental impacts of Karst: proceedings of the thirteenth multidisciplinary conference**. Carlsbad, New Mexico: National Cave and Karst Research Institute, 2013, p. 449–458.

FERREIRA, C. F.; UAGODA, R. E. Tipologias do carste e classificações de dolinas: uma revisão. **Revista Caminhos de Geografia**. 2019. “No prelo”

FORD, D.; WILLIAMS, P. **Karst hydrogeology and geomorphology**. Second ed. Chichester: Wiley, 2007. 562p.

HIRUMA, S. T.; FERRARI, J. A. Análise comparativa da extração automatizada de dolinas a partir de modelos digitais de terreno. **Revista do Instituto Geológico**, v. 34, n. 2, p. 1–11, 2014.

HOFIERKA, J.; GALLAY, M.; BANDURA, P.; ŠAŠAK, J. Identification of karst sinkholes in a forested karst landscape using airborne laser scanning data and water flow analysis. **Geomorphology**, v. 308, p. 265–277, 2018.

JEANPERT, J.; GENTHON, P.; MAURIZOT, P.; FOLIO, J.; VENDÉ-LECLERC, M.; SÉRINO, J.; JOIN, J.; ISEPPI, M. Morphology and distribution of dolines on ultramafic rocks from airborne LiDAR data: the case of southern Grande Terre in New Caledonia (SW Pacific). **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 41, p. 1854–1868, 2016.

MARTINELLI, R. S.; CALVO, E. M.; LOBO, H. A. S.; GERIBELLO, R. K.; DOURADO, R. S. Exploração e mapeamento do sistema Dores - Tarimba – Pasto de Vacas (Mambaí, Goiás, Brasil). *In*: RASTEIRO, M.A.; SALLUN FILHO, W. (Orgs.). **Congresso Brasileiro de Espeleologia**. Campinas: SBE, 2015, v. 33, p. 349–354. Disponível em: http://www.cavernas.org.br/anais33cbe/33cbe_349-354.pdf.

OLIVEIRA, S.; MOURA, D.; BOSKI, T.; HORTA, J. Coastal paleokarst landforms: A morphometric approach via UAV for coastal management (Algarve, Portugal case study). **Ocean and Coastal Management**, v. 167, p. 245–261, 2019.

RAMSEY, C. L.; GRIFFITHS, P. A.; STOKES, T. R. Multi-rotor unmanned aerial vehicles (UAVS) and high-resolution compact digital cameras: A promising new method for monitoring changes to surface karst resources. **Acta Carsologica**, v. 43, n. 2–3, p. 269–286, 2014.Seale et al. (2008)

SIART, C.; BUBENZER, O.; EITEL, B. Geomorphology combining digital elevation data (SRTM/ASTER), high resolution satellite imagery (Quickbird) and GIS for geomorphological mapping : A multi-component case study on Mediterranean karst in Central Crete. **Geomorphology**, v. 112, n. 1–2, p. 106–121, 2009.

SILVA, O. L.; BEZERRA, F. H.R.; MAIA, R. P.; CAZARIN, C. L. Karst landforms revealed at various scales using LiDAR and UAV in semi-arid Brazil: Consideration on karstification processes and methodological constraints. **Geomorphology**, v. 295, p. 611–630, 2017.

ŠUŠTERŠIČ, F. Classic dolines of classical site. **Acta Carsologica**, v. 23, p. 123–154, 1994.

WILLIAMS, P.W. Morphometric analysis of polygonal karst in New Guinea. **Geological Society of America Bulletin**, v. 83, n. 3, p. 761–796, 1972. DOI: 10.1130/0016-7606(1972)83

WILLIAMS, P. W. The role of the subcutaneous zone in karst hydrology. **Journal of Hydrology**, v. 61, p. 45–67, 1983.

WILLIAMS, P. W. The role of the epikarst in karst and cave hydrogeology: a review. **International Journal of Speleology**, v. 37, n. 1, p. 1–10, 2008.

4 RESULTADOS

4.1 DETECÇÃO DE DOLINAS COM MODELOS DIGITAIS DE ELEVAÇÃO - MDE'S E IMAGENS DE SATÉLITE NA REGIÃO DA APA DAS NASCENTES DO RIO VERMELHO E BACIA DO RIO CORRENTE-GO

Resumo

O mapeamento de dolinas é uma atividade corriqueira na geomorfologia cárstica, serve como primeiro parâmetro da evolução dessas paisagens, para análises ambientais e de risco. Entretanto, quando realizada por métodos tradicionais, como fotointerpretação, demanda tempo e carrega significativa carga de subjetividade. Técnicas mais modernas utilizam diversas bases conjugadas, como Modelos Digitais de Elevação e imagens de satélite. Em função da escala abrangente, este trabalho teve como objetivo detectar grandes e médias depressões cársticas na Área de Proteção Ambiental das Nascentes do Rio Vermelho e no alto vale do Rio Corrente-GO. Para tanto foram utilizados dados ALOS-PALSAR (12,5m) e SRTM (30m) para detecção automatizada por diferença de preenchimento até o nível de extravasamento. As validações foram realizadas principalmente por meio de imagens Google Earth, disponibilizadas gratuitamente com séries históricas. Apesar das diferenças de resolução espacial entre os modelos digitais utilizados, ambos resultaram em quantitativos de objetos equivalentes, com uma complementariedade de detecções próprias considerada benéfica. Os resultados mostram áreas de maior adensamento de grandes depressões dentro e nos limites externos da unidade de conservação, onde ainda não foram identificadas cavernas, demonstrando áreas sensíveis à conservação dos sistemas cársticos.

Palavras chave: Dolinas, Detecção, MDE

Introdução

As dolinas são depressões naturais que se apresentam na superfície em tamanhos e formatos variados, mas normalmente em aspectos circulares a sub-circulares, desde poucos metros até quilômetros de diâmetro (FORD e WILLIAMS, 2007). Essas feições são características dos ambientes cársticos e denotam o predomínio dos processos de dissolução em subsuperfície, que ocorrem na interação de águas levemente ácidas com rochas solúveis, em geral carbonáticas. Do ponto de vista ambiental as dolinas possuem grande importância por concentrarem fluxos hídricos superficiais e operarem, em conjunto com o epicarste, na moderação e armazenamento de água para o meio subterrâneo, necessária à manutenção da fauna cavernícola e espeleotemas, por exemplo (WILLIAMS, 2008). Em artigo recente Ferreira e Uagoda (2019a) fazem uma revisão sobre as tipologias de carste e especialmente de dolinas e seu desenvolvimento genético.

A identificação e o mapeamento de dolinas são atividades realizadas há bastante tempo, em geral feito com a finalidade de obter dados morfométricos para estimar a taxa de carstificação e realizar considerações sobre a evolução deste tipo de paisagem (WILLIAMS, 1972; DAY, 1976). Também é realizada com propósitos ambientais, visando estabelecer áreas de conservação ou de risco para colapsos (HOFIERKA et al., 2018; SALLES et al., 2018). A tarefa, entretanto, é considerada custosa do ponto de vista de tempo e recursos, sobretudo quando realizada por meio de fotointerpretação clássica, ou mapeamento em campo, especialmente em grandes áreas. Visando reduzir tais custos, diversos trabalhos ao longo dos

anos se dedicaram à detecção e mapeamento de dolinas por meio de ferramentas de geoprocessamento, com o uso de imagens de satélite, Modelos Digitais de Elevação-MDE's, ou outras fontes cartográficas, muitos com abordagens automatizadas no processo (GUIMARÃES et al., 2005; SIART et al., 2009; CARVALHO JÚNIOR et al., 2014; WU et al., 2016; CAHALAM e MILEWSKI, 2018).

O objetivo deste estudo é elaborar um mapeamento semi-automatizado com base em geoprocessamento, em uma escala abrangente, das dolinas presentes na Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho (APA-NRV) e bacia do alto Rio Corrente, no nordeste do estado de Goiás (Figura 1). Juntas estas duas áreas alcançam um total de 3.923,14km², exigindo, portanto, bases de dados adequadas para investigação em grande extensão territorial. Nesse sentido pretende-se avaliar a utilização de MDE's em abordagens automatizadas e imagens de satélite para verificações visuais. O resultado deste mapeamento visa subsidiar o plano de manejo da APA-NRV, e, portanto, o alvo são as feições significativas do ponto de vista hidrodinâmico (grandes e médias depressões).

Área de estudo

A área estudada, na parte alta da bacia do Rio Corrente, junto a Serra Geral de Goiás, engloba rochas sedimentares, especialmente clásticas, correspondentes aos divisores Serra da Saudade, formação Três Marias, aos grupos Urucuia e Areado, bem como materiais residuais inconsolidados associados (SGM/SIC e CPRM, 2008). Nas porções intermediárias e baixas da área de estudo ocorrem sedimentos clasto-químicos da formação Lagoa do Jacaré, especialmente rochas carbonáticas, potencialmente mais propícias à carstificação. Ao Sul, fora da APA-NRV, ocorrem coberturas detrítico lateríticas ferruginosas correspondentes às superfícies mais altas da região (Figura 2).

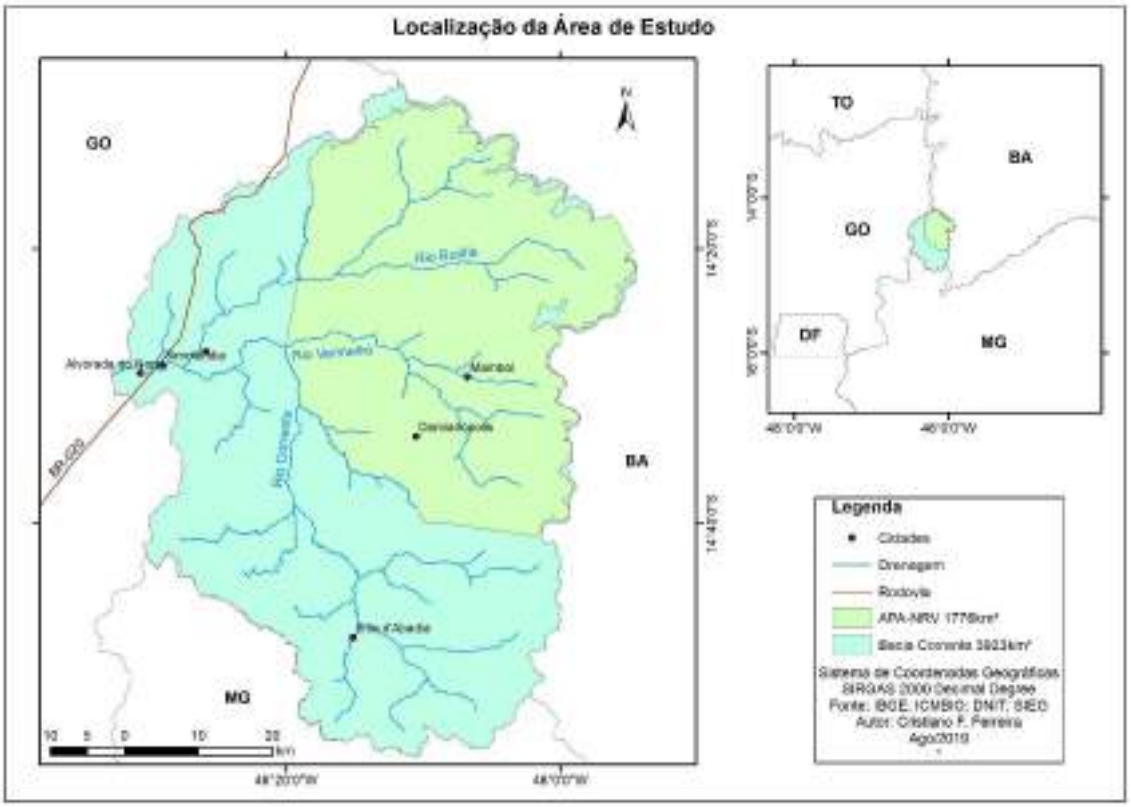


Figura 1: Localização da área de estudo.

Quanto ao relevo destaca-se a presença da cuesta da Serra Geral, que impõe um escalonamento altimétrico gradual descendente de leste para oeste, sendo acompanhado pela mudança nos materiais e litotipos (CHEREM e VARAJÃO, 2014). Basicamente o reverso e front é caracterizado pelas rochas do grupo Urucuia (patamar mais elevado), seguidos pelos sedimentos residuais colúvio-eluvionares do desmonte da cuesta (patamar intermediário) e por fim, nos setores mais rebaixados a oeste-noroeste, afloram rochas da formação Lagoa do Jacaré. Além disso, morros residuais, associados ao grupo Urucuia, despontam em meio aos sedimentos do patamar intermediário. Cabe ressaltar que sotoposto aos sedimentos do grupo Urucuia, estão mapeadas rochas pelítico-carbonáticas do grupo Bambuí (GASPAR e CAMPOS, 2007).

Esse importante divisor topográfico entre o oeste da Bahia e nordeste de Goiás, caracterizada por espessa camada de sedimentos siliciclásticos, armazena grandes volumes de água subterrânea. O sistema aquífero Urucuia, que abrange parte significativa da área de estudo, alimenta tributários da margem direita do Rio Tocantins (GASPAR e CAMPOS, 2007), representado na região pelo Rio Corrente e seus afluentes, Rio Vermelho e Buritis. Conforme se observa nas figuras apresentadas (Figura 2) a presença dos carbonatos (Lagoa do Jacaré), altamente solúveis, na parte centro-norte da área, onde se inserem os rios Vermelho e Buritis, parece ter dinamizado a dissecação regional se comparado com o setor sul, onde superfícies lateríticas suportaram o relevo frente a erosão regressiva promovida pelo Rio Corrente. A área da APA-NRV, com a ocorrência de inúmeros sistemas de cavernas, demonstra a interconectividade da superfície com os sistemas subterrâneos, facilitando e criando um aparato dual para a maior dissecação regional, exemplificado pela instalação de grandes *canyons* (Rio Vermelho, p.ex), onde ocorrem ressurgências cársticas.

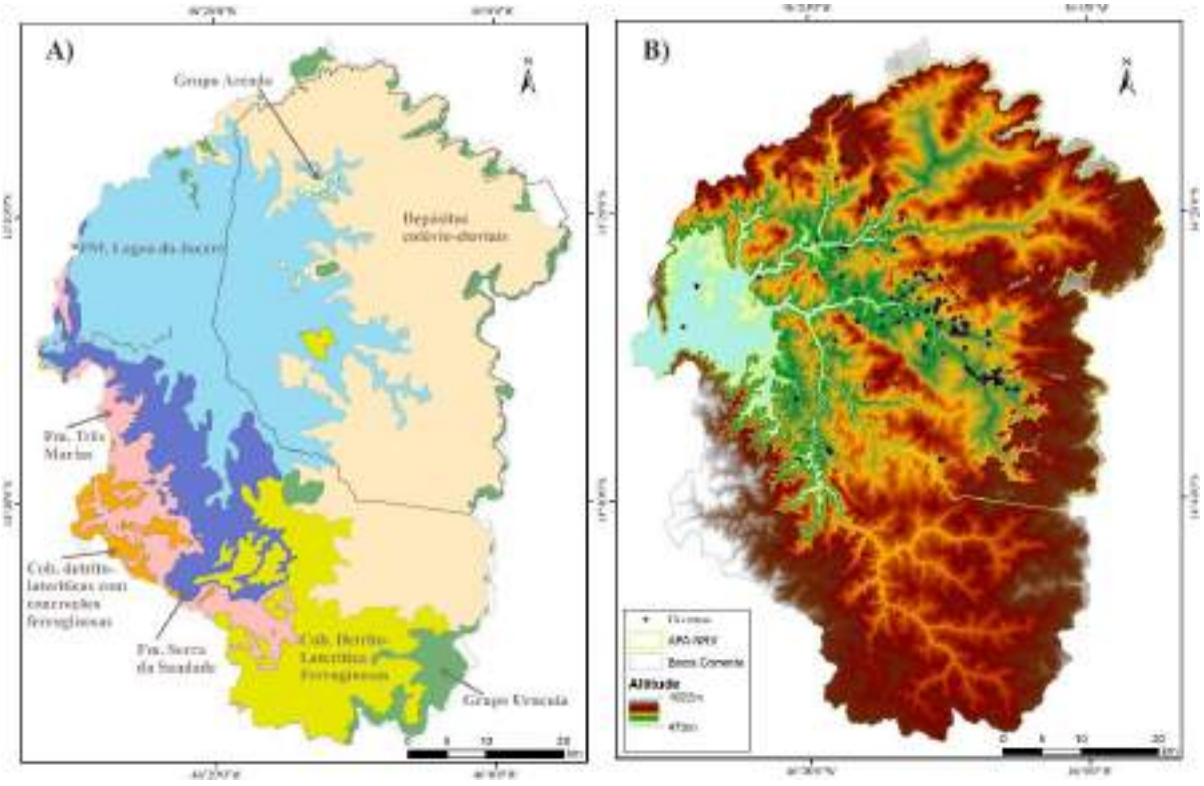


Figura 2: Comparação entre as unidades geológicas (A) e a configuração do relevo (B) com a inserção das cavernas conhecidas na região e o limite da APA-NRV. Fonte: geologia CPRM (http://geosgb.cprm.gov.br/downloads/#); altimetria ALOS-PALSAR; Cavernas CANIE/CECAV-ICMBio (http://www.icmbio.gov.br/cecav/canie.html). Sistema de projeção UTM 23S, sistema de referência SIRGAS 2000.

Concepção teórica

Uma das formas de identificação de dolinas por MDE se dá com o uso de ferramentas de restituição hidrológica, utilizadas normalmente para eliminar depressões relativas a erros de processamento (artefatos) e permitir a delimitação das drenagens. Tais ferramentas identificam os pixels depressivos (*sinks*) e permitem o seu preenchimento conforme valores adjacentes, possibilitando que o fluxo virtual retome o curso a jusante. Jenson e Domingue (1988) são pioneiros no desenvolvimento do algoritmo baseado nesse conceito e já anteviam a possibilidade de sua utilização para identificação de depressões naturais, como dolinas, e não apenas para a eliminação de depressões espúrias. Posteriormente vários trabalhos criaram e testaram algoritmos para detecção de depressões em áreas cársticas baseadas nos procedimentos de restituição hidrológica (DOCTOR e YOUNG, 2013; BAUER, 2015; KOBAL et al., 2015; ZHU e PIERSKALLA, 2016). Em revisão bibliográfica sobre o tema, Ferreira e Uagoda (2019b) identificaram as principais estratégias para detecção e delimitação de dolinas com o uso de MDE e outras bases de dados em análises combinadas, como fotos aéreas, imagens de satélite e campo.

Dentre as metodologias mais utilizadas se destaca a baseada no procedimento de preenchimento das depressões a partir do *sink* (Figura 3) até o nível de extravasamento, ou seja, o ponto a partir do qual a água passa a fluir a jusante ou para outra depressão (*pour point*). Deste modo, o limite da provável dolina é dado pela cota altimétrica, ou seja, todos os pontos da sua borda possuem o mesmo valor, relativo ao pixel mais baixo que permita a continuidade do fluxo. Apesar deste método não representar corretamente determinados tipos de dolinas, como as depressões poligonais ou aquelas remodeladas por processos de superfície (de encosta ou fluviais), é possível identificar de forma muito mais precisa e acelerada as depressões do que por métodos manuais/visuais, que requerem grande dispêndio de tempo. Isso é válido especialmente para grandes regiões cársticas, como na área sob investigação, onde localizar as dolinas apenas visualmente, mesmo de tamanhos médios ou grandes, pode representar uma tarefa árdua, subjetiva e demorada.

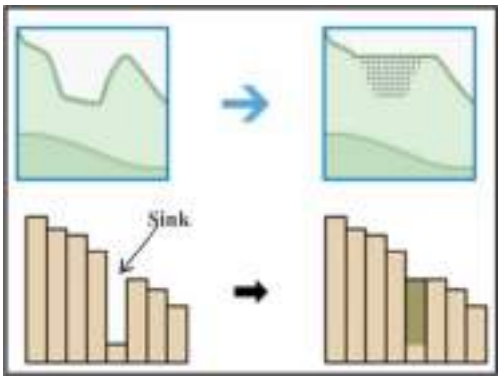


Figura 3: Processo de preenchimento dos pontos depressivos (sink) em um raster, até possibilitar a retomada da drenagem a jusante (extravasamento). Fonte: adaptado de https://pro.arcgis.com/en/pro-app/

O primeiro passo para este método é o preenchimento do MDE original para criar uma superfície sem depressões. Em seguida realiza-se a subtração do MDE preenchido pelo MDE original, resultando em uma nova base, apenas de depressões (dolinas, artefatos, depressões artificiais). Este procedimento, aqui chamado de "diferença por preenchimento" (ferramenta *Fill*-ArcMap), ressalta as depressões delimitadas no critério nível de extravasamento (ponto de fluidez). Equivale a um contra-molde das depressões do MDE original (Figura 4). Esta nova

base de dados contém na maioria dos casos artefatos ou depressões não cársticas (artificiais normalmente) que precisam ser filtradas para restar apenas dolinas.

A maior parte dos problemas de processamento no MDE geram "*sinks*" ou "*pits*" (buracos) de baixa amplitude altimétrica, mas que poluem a identificação de depressões verdadeiras. Isso ocorre geralmente do processo iterativo em áreas mais aplainadas (planícies fluviais, topo de planaltos). Assim, um dos parâmetros mais utilizados de filtragem é o de profundidade, que implica em estabelecer um recorte a partir do qual as depressões serão consideradas possíveis dolinas (Figura 4). Ou seja, as depressões abaixo do valor estipulado de profundidade são preenchidas, eliminando geralmente pequenas feições (ruídos). Outros filtros morfométricos podem ser utilizados, como área, circularidade, faixa altimétrica de ocorrência, entre outros, conforme o conhecimento prévio do pesquisador sobre a área de estudo. Uma outra forma muito eficaz de eliminar o ruído é com o auxílio de recortes por interseção ou por proximidade (*buffer*), especialmente de drenagens, rodovias ou áreas urbanas. Tais elementos podem induzir a criação de artefatos, ou seja, depressões artificiais, não cársticas.

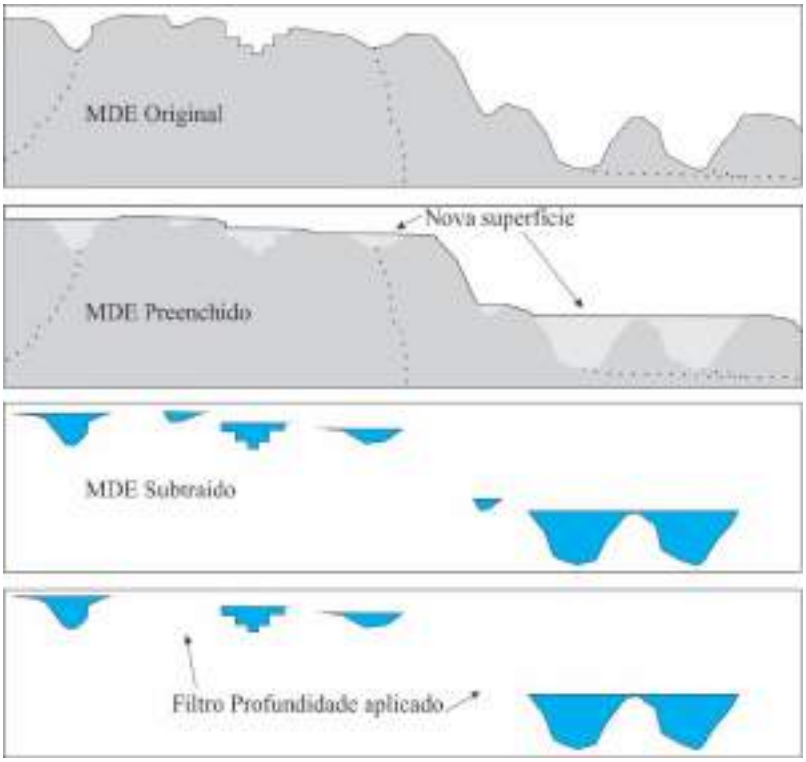


Figura 4: Corte representando o procedimento de preenchimento e subtração do MDE original e filtragem por profundidade.

Metodologia

O principal produto utilizado para detecção prévia das dolinas na área de estudo foi o MDE ALOS-PALSAR (12,5m). O sensor PALSAR (*Phased Arrayed type L-Band SAR*) é capaz de obter dados da superfície terrestre em qualquer condição atmosférica, tanto de dia como a noite. Tal produto é disponibilizado gratuitamente, já com os devidos ajustes, por meio do serviço Vertex, ASF, NASA (https://search.asf.alaska.edu/#/). Em teste comparativo com MDE produzido via imagens de Veículo Aéreo Não Tripulado – VANT (5,5cm) em uma pequena porção checada em campo da APA-NRV, observou-se que a base ALOS-PALSAR se mostra adequada à análise de grandes a médias dolinas, tendo um baixo retorno de falsos positivos

(FERREIRA e UAGODA, 2019c). Além disso o recobrimento de tamanha área de estudo é inviável com a utilização de VANT, o qual, além disso, poderia gerar uma quantidade de informações inexequível para processamento.

De forma acessória também foi utilizado o MDE SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), com 30 metros de resolução espacial, adquirido gratuitamente junto ao site do serviço geológico norte-americano (https://earthexplorer.usgs.gov/). Apesar da menor resolução espacial, este MDE foi utilizado no sentido de se comparar os resultados obtidos com os dados ALOS-PALSAR e avaliar possíveis diferenças e desempenho. Por fim, para checagens de alvos específicos, foram utilizadas imagens de satélite de alta resolução disponibilizadas pelo programa Google Earth Pro, inclusive em séries históricas.

De início, após a aquisição das bases, foi realizado o procedimento de diferença por preenchimento no MDE ALOS-PALSAR, sem filtragens, como artifício exploratório para identificar visualmente os principais problemas e traçar as estratégias de solução. Numa primeira etapa sem a adoção de qualquer filtro, foi observada a criação de muitas feições junto aos cursos de água e em alguns casos a formação de grandes "represas virtuais". Tais represas, não verdadeiras, se devem ao caráter encaixado de alguns rios na região que formam *canyons* com mais de 80 metros de escarpa, com a presença de desfiladeiros estreitos, causando a identificação errônea de depressão no MDE. Para evitar que estes grandes acúmulos virtuais de água eclipsassem possíveis dolinas verdadeiras nas margens da drenagem, foram realizadas algumas retificações prévias no MDE, conforme recomendam Doctor e Young (2013). Com a ferramenta *Serval Plugin* do Qgis, foi possível alterar os valores de pixel nos "barramentos", nivelando para baixo os pontos de estrangulamento artificial (checados por imagem). Esse procedimento permitiu que o preenchimento diferencial do MDE não gerasse depressões tão grandes associadas a rios encaixados (Figura 5). Tal procedimento foi utilizado com moderação, apenas em pontos de acúmulo exagerado no raster.

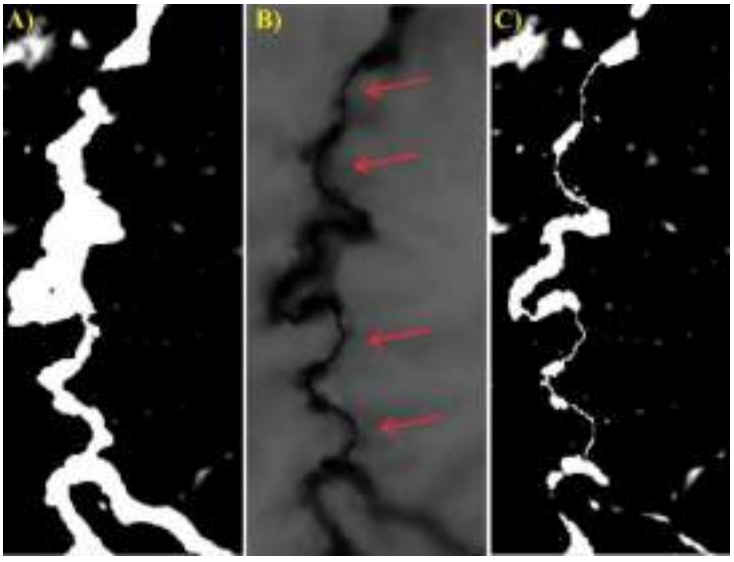


Figura 5: processo de retificação do MDE nos pontos de estrangulamento da drenagem por meio da ferramenta Serval (Qgis). Em "A" grandes represamentos de mais de 500 metros de largura. Em "B" as setas apontam para a retificação linear realizada no raster original. Em "C" o MDE retificado, com larguras abaixo de 150 metros nas drenagens representadas.

A partir do MDE retificado foi realizado o procedimento de preenchimento diferencial com a aplicação de um filtro altimétrico de três metros (*Z limit*, ferramenta *Fill*, ArcGis). O valor de

três metros foi arbitrado conforme a experiência dos autores na área de estudo, visto que as dolinas de tamanho médio ou grande (depressões compostas), alvo deste trabalho, dificilmente apresentam profundidades mais baixas que esse valor. Como teste também foram gerados preenchimentos diferenciais com o valor de Z-0 (26.410 objetos) e Z-10 (393 objetos) para a base ALOS-PALSAR. O filtro de três metros (Z-3) resultou em 3.377 objetos, valor compatível com o esperado para o tamanho da área de estudo, mas ainda elevado para eventual checagem visual (Figura 6).

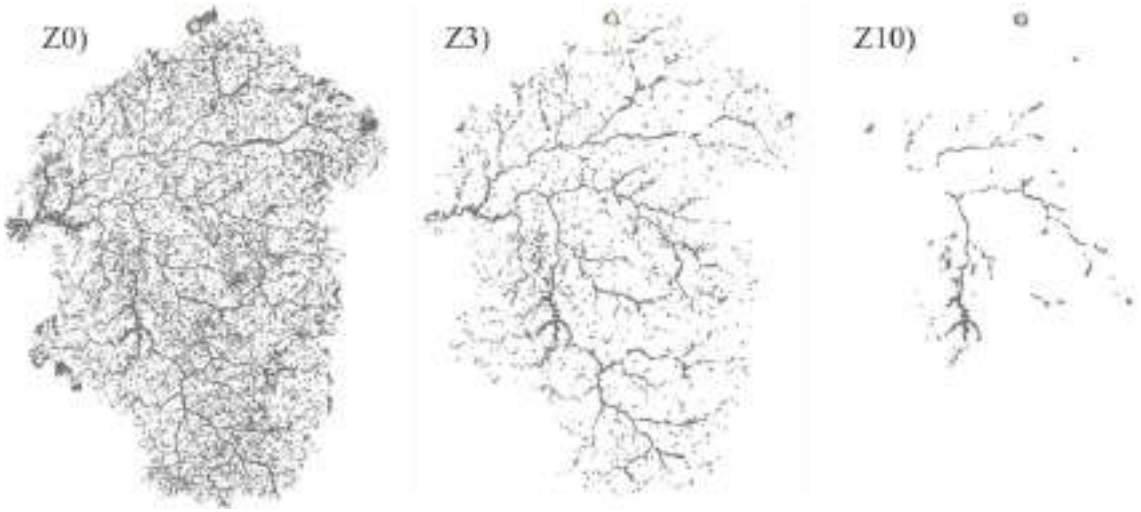


Figura 6: Decréscimo de objetos com a aplicação do limite de profundidade zero (Z0) para dez (Z10) com os dados ALOS-PALSAR. O limite estabelecido para análise foi Z-3.

O raster de depressões com mais de três metros de profundidade foi vetorizado (*raster to polygon*) e uma coluna com os dados de área foi criada (*calculator geometry*). Considerando também a experiencia prévia, atribuiu-se um valor mínimo de área para as possíveis dolinas da região, estabelecido em 625m², ou seja, quatro pixels do MDE ALOS-PALSAR (cada pixel de 12,5m=156,25m²). Com isso utilizou-se das ferramentas de seleção por atributo e eliminou-se as feições com valores inferiores ao estabelecido, restando 3.032 objetos.

A etapa de limpeza subsequente foi estabelecida pelo cruzamento da drenagem com os objetos previamente identificados. Como não existem na área de estudo bases de dados de hidrografia em escala e precisão compatíveis com a tarefa, optou-se pela criação desta camada a partir do próprio MDE ALOS-PALSAR, conforme realizado por Faulkner et al. (2013). Com ferramentas de restituição hidrológica no ArcGis é possível construir uma camada de drenagem a partir do raster e posteriormente vetorizar (*hidrology: fill>flow direction> flow accumulation*). A intersecção desta nova camada com a base de objetos filtradas até então resultaria em apenas 351 objetos, que não possuem qualquer sobreposição com a drenagem (*select by location*). Considerando que na área ocorrem grandes depressões cársticas com drenagens internas, optou-se por armazenar esta base sem conexão com drenagens somente para inspeção visual em etapa posterior. Foi decidido então pela utilização apenas dos rios de maior ordem, conforme o método de Strahler. Realizou-se a eliminação dos objetos na interseção com rios de 6ª até 8ª ordem (máximo), resultando em 2.686 feições a serem conferidas na próxima etapa. A utilização de rios de 5ª ordem resultaria na eliminação de algumas das grandes depressões referidas anteriormente, como a associada ao sumidouro da Lapa do Penhasco, já conhecida. Uma redução maior desta quantidade de objetos, apesar de desejável, demandaria a existência de uma base de dados detalhada e validada da drenagem superficial aberta, para refinar a filtragem.

A etapa final de limpeza foi realizada visualmente por meio do Google Earth Pro, em cada um dos 2.686 objetos remanescentes para a base ALOS-PALSAR. A utilização de mais filtros ou com parâmetro mais agressivos poderia eliminar feições verdadeiras, ação não aconselhável tendo em vista o objetivo primordial de detectar depressões cársticas na região. O *shapefile* das possíveis depressões foi convertido em KML por meio do Qgis. As imagens em boa resolução do Google Earth, com a opção de visualização de imagens históricas e em três dimensões, permitiram a classificação dos objetos em dolinas prováveis (verde), suspeitas (amarelo) e não dolinas (vermelho), conforme Zhu et al., (2014) e Cahalan e Milewski (2018).

Nesta inspeção visual utilizou-se como critério para eliminação as feições próximas ou intersectadas por drenagens abertas evidentes, assim como aquelas notadamente atreladas a áreas urbanas, estradas ou demais alterações antrópicas (como barramentos). A mudança de aspecto da vegetação ou a existência de cavernas internas (base CANIE/CECAV-ICMBio, http://www.icmbio.gov.br/cecav/canie.html), por outro lado, colaborou para identificação positiva de depressões. Depressões formadas por veredas também foram excluídas da análise, por não serem formadas por processo de carstificação. Os critérios utilizados para esta análise visual (Tabela 1) e um exemplo do processo de classificação no Google Earth (Figura 7) podem ser vistos adiante. Quando a existência de parâmetros negativos e positivos para confirmação dos objetos se somavam ao ponto de não permitir uma decisão inequívoca, tais feições foram enquadradas em dolinas suspeitas, um intermédio entre prováveis e não dolinas. Doravante as dolinas prováveis e suspeitas são referidas no texto como “possíveis dolinas”.

Tabela 1: Critérios para classificação visual dos objetos nas imagens do Google Earth.

Dolinas prováveis		Não dolinas
Drenagem centrípeta	**S**	Drenagens abertas
Drenagem com sumidouro aparente	**u**	Barragem
Mudança na vegetação	**s**	Vegetação homogênea
Rocha solúvel	**p**	Rocha pouco solúvel
Padrão circular	**e**	Formatos atípicos
Ocorrência em planalto	**i**	Fundo de grandes canyons
Depressão grande e profunda	**t**	Veredas (depressões rasas)
Presença de caverna	**a**	Estrada
Dolinas conhecidas	**s**	Área antropizada



Figura 7: Identificação manual de feições no Google Earth entre dolinas prováveis (verde), suspeitas (amarelo) e não dolinas (vermelho). Objetos em branco ainda não avaliados. Imagem Google Earth.

Todos os passos descritos anteriormente para o MDE ALOS-PALSAR também foram realizados para o MDE SRTM, à exceção do filtro de área mínima, visto que o pixel deste último modelo já possui tamanho superior aos 625m² estipulados. De 25.479 objetos iniciais, a análise visual pós filtragens avaliou 3.020 remanescentes. Após a classificação dos objetos no Google Earth, tanto ALOS-PALSAR como SRTM, o arquivo KML consolidado das possíveis dolinas foi novamente convertido para *shapefile*, sendo então realizadas operações morfométricas no ArcGis. Para todas as feições consideradas possíveis dolinas (prováveis ou suspeitas) foram obtidas as medidas de área, perímetro, profundidade e altitude mínima, ou seja, cota do provável sumidouro. Para o cálculo de profundidade foi utilizado o MDE ALOS-PALSAR original, sem preenchimento, para que se obtivesse o ponto verdadeiramente mais profundo em comparação ao ponto de extravasamento (borda).

Com base nos centroides das possíveis dolinas foi estabelecido um mapa de densidade de feições para a área (*point density*). Para comparação, também foi criado um mapa de densidade de cavernas, com base nos dados do Cadastro Nacional de Informações Espeleológicas – CANIE/CECAV. Os passos de todo o processo de extração de dolinas deste trabalho estão sumarizados no fluxograma a seguir (Figura 8).

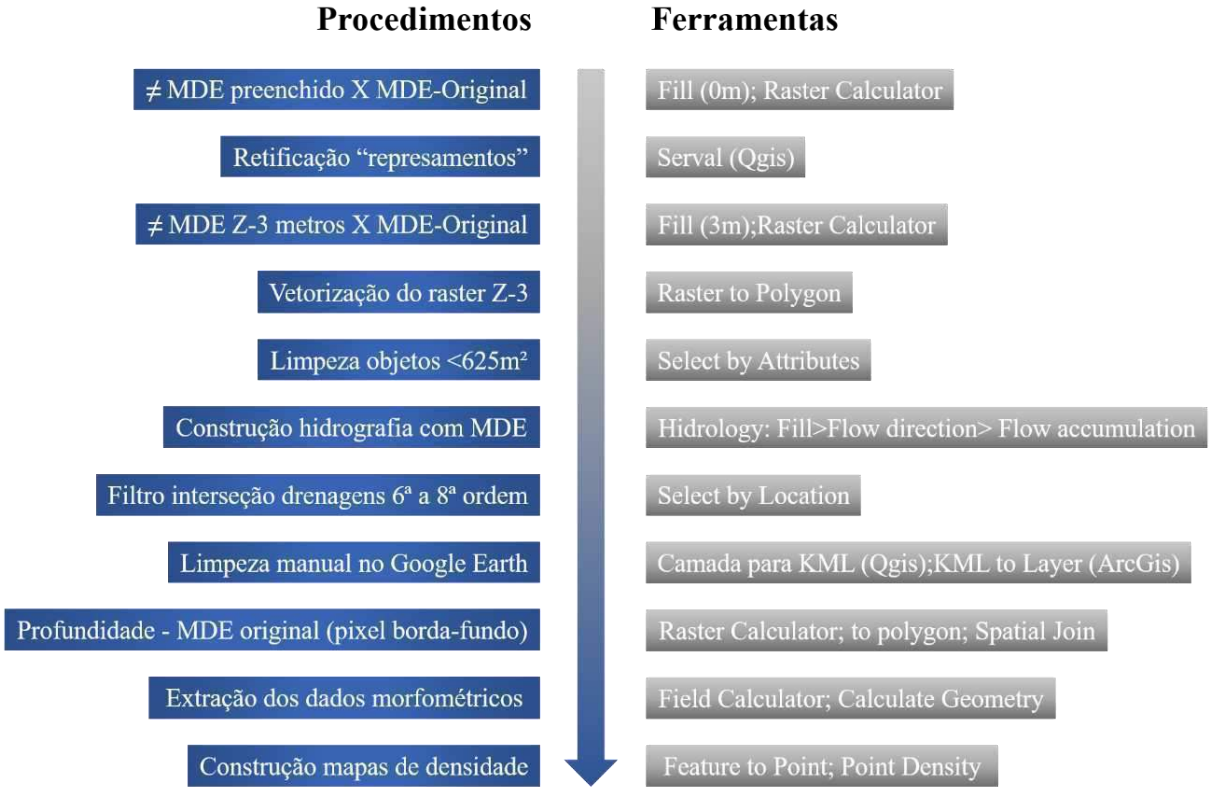


Figura 8: Fluxograma da metodologia.

Resultados e discussão

Após a avaliação visual dos objetos ALOS-PALSAR e SRTM, considerando os critérios de classificação estabelecidos, obteve-se o resultado total de 232 possíveis dolinas, entre 102 dolinas prováveis e 130 suspeitas. Os quantitativos de objetos por MDE na sequência de procedimentos metodológicos adotados estão expressos na tabela a seguir (Tabela 2).

Tabela 2: quantidade de objetos conforme procedimentos de filtragem e classificação.

	ALOS	%	SRTM	%
Z-0	26.410	100	25.479	100
Z-3	3.377	12,79	3.430	13,46
Área< 625m²	3.032	11,48	3.430	13,46
Drenagens 6ª-8ª ordem	2.686	10,17	3.020	11,85
Limpeza visual Google	218	0,83	213	0,84
Objetos prováveis	99	0,37	97	0,38
Objetos suspeitos	119	0,45	116	0,46
Não dolinas	2.510	9,50	2.807	11,02
Total ALOS/SRTM	232 possíveis dolinas			

Considerando que muitos objetos têm correspondência espacial, mas que eventualmente poderia haver diferenças nos resultados dos MDE's avaliados, realizou-se uma análise comparativa para identificar a complementariedade. Em relação com a base ALOS-PALSAR, foram identificadas três dolinas prováveis a mais com a análise da base SRTM. Já em relação as dolinas suspeitas, observou-se oito acréscimos da base SRTM que se referem a objetos totalmente próprios. Entretanto, notou-se um conflito em uma área onde um grande objeto ALOS-PALSAR se referia na verdade a quatro dolinas suspeitas, demonstrando que a

delimitação SRTM neste caso foi mais precisa. Os objetos complementares de ambas as bases foram incorporados na base final de feições consideradas possíveis dolinas (232). As quantidades de objetos classificados nas duas bases analisadas, tanto prováveis como suspeitas (Tabela 2), indica uma grande equivalência, tendo sido identificados, como relatado acima, poucos objetos próprios em cada MDE. Isso indica que ao menos para detecção, a base SRTM com uma resolução espacial bem inferior, foi capaz de indicar praticamente os mesmos objetos que a base ALOS-PALSAR.

De uma forma geral os objetos encontrados na base SRTM têm grande correspondência posicional, com algumas discrepâncias no formato devido ao tamanho do pixel se comparado aos objetos ALOS-PALSAR. A maior quantidade total de objetos gerados para análise visual no SRTM (3.020) se deve à maior fragmentação no processo de transformação de raster para polígono, gerando uma grande quantidade de objetos menores, normalmente um pixel, associados a objetos maiores por interseção no vértice do pixel. Tal problema deveria ter sido identificado para filtragem prévia. Em virtude desses aspectos, optou-se pela delimitação dos objetos preferencialmente a partir da base ALOS-PALSAR, considerada mais refinada. Apesar do maior volume de trabalho para inspeção manual de tantos objetos (5.706 ao todo), a análise combinada das duas bases garantiu redundância e maior confiança na classificação visual.

O total de possíveis dolinas, em 232 feições (102 prováveis + 130 suspeitas), resultou naturalmente em uma baixa densidade geral (0,059/km²) considerando a grande extensão da área de estudo (3.923,14km²). Deve-se considerar, entretanto, o propósito de se identificar as grandes dolinas da região (depressões compostas), ou seja, sem considerar neste momento as dolinas internas de menor ordem, somente identificáveis em escala de detalhe. Além disso há uma concentração de feições em determinadas áreas, certamente associadas aos carbonatos, em oposição a grandes extensões vazias onde ocorrem poucas dolinas, por predominarem rochas menos solúveis (siliciclásticas, pelíticas, lateritas). Ao se considerar apenas as possíveis depressões que ocorrem na área da formação Lagoa do Jacaré (162 feições), onde predominam rochas carbonáticas, a densidade, mesmo que ainda baixa, é superior ao dobro, em 0,155/km².

Entre as dolinas identificadas, uma em especial apresenta dimensões muito superiores às demais (*outlier*), tendo sido descartada nas análises morfométricas realizadas, descritas a seguir (Tabela 3). Essa depressão, considerada "provável", possui 3,47km² com 20 metros de profundidade e encontra-se no topo da Serra Geral de Goiás, ao norte da área de estudo, junto aos sedimentos do grupo Urucuia. Trata-se provavelmente de uma depressão de acomodamento gerada por carste subjacente ("*sagging dolines*", GUTIERREZ et al., 2008; FERREIRA e UAGODA, 2019a) cuja ocorrência e significância deve ser investigada em próximas pesquisas.

Tabela 3: Parâmetros morfométricos das depressões identificadas. *Do total de 102, foi retirado um outlier da análise morfométrica, sendo considerados dados de 101 feições portanto.

Morfometria	Dolinas Prováveis (102)			Dolinas Suspeitas (130)		
	max	min	média	max	min	média
Área (m²)	851.875	3.750	76.807	404.063	2.812	22.126
Perímetro (Km)	10,6	0,275	1,63	9,025	0,225	0,795
Profundidade (m)	31	3	7,89	19	3	4,55
Altitude mínima (m)	956	535	683,56	959	521	702,5
Densidade total (nº/km²)	0,059					

Considerando os parâmetros de área, perímetro e profundidade na tabela acima (Tabela 3) observa-se claramente uma maior envergadura nos dados das dolinas prováveis se comparado ao caso das dolinas suspeitas. Os dados médios mostram valores próximos ao dobro para perímetro e mais que o triplo para área. Essa discrepância mostra a dificuldade para discernimento das feições de menor envergadura com os MDE's utilizados, mesmo quando checados por meio do Google Earth, tendo sido consideradas conservadoramente como suspeitas. Quanto aos dados de altimetria mínima, ou seja, ponto mais profundo das depressões analisadas, observa-se uma variação média entre as cotas de 680 a 700, mas com ocorrência nas mais variadas altitudes, o que é compatível com uma situação de carste coberto em processo de exumação. Apesar da adoção de um filtro conservador de área (625m²), a menor depressão suspeita identificada foi de 2.812m², o que indica que para esta análise, com os MDEs utilizados e suas respectivas resoluções, dolinas médias a grandes partiriam desse valor.

Quanto à distribuição espacial, foi elaborado um mapa de densidade a partir dos pontos centroides de todas as feições identificadas, tanto prováveis como suspeitas (Figura 9). Apesar da utilização dos pontos mais profundos das dolinas ser o mais recomendado para este tipo de análise (FORD e WILLIAMS, 2007), a escala de representação abrangente tende a eliminar possíveis distorções posicionais. A identificação dos pontos mais profundos demandaria base de dados de maior detalhe ou atividade de campo, ao passo que a utilização dos centroides dinamiza o processo. De forma similar, também foi produzido um mapa de densidade baseado nos pontos de cavernas conhecidas na área de estudo (164 cavernas), a partir dos dados do Cadastro Nacional de Informações Espeleológicas (CANIE, CECAV/ICMBio).

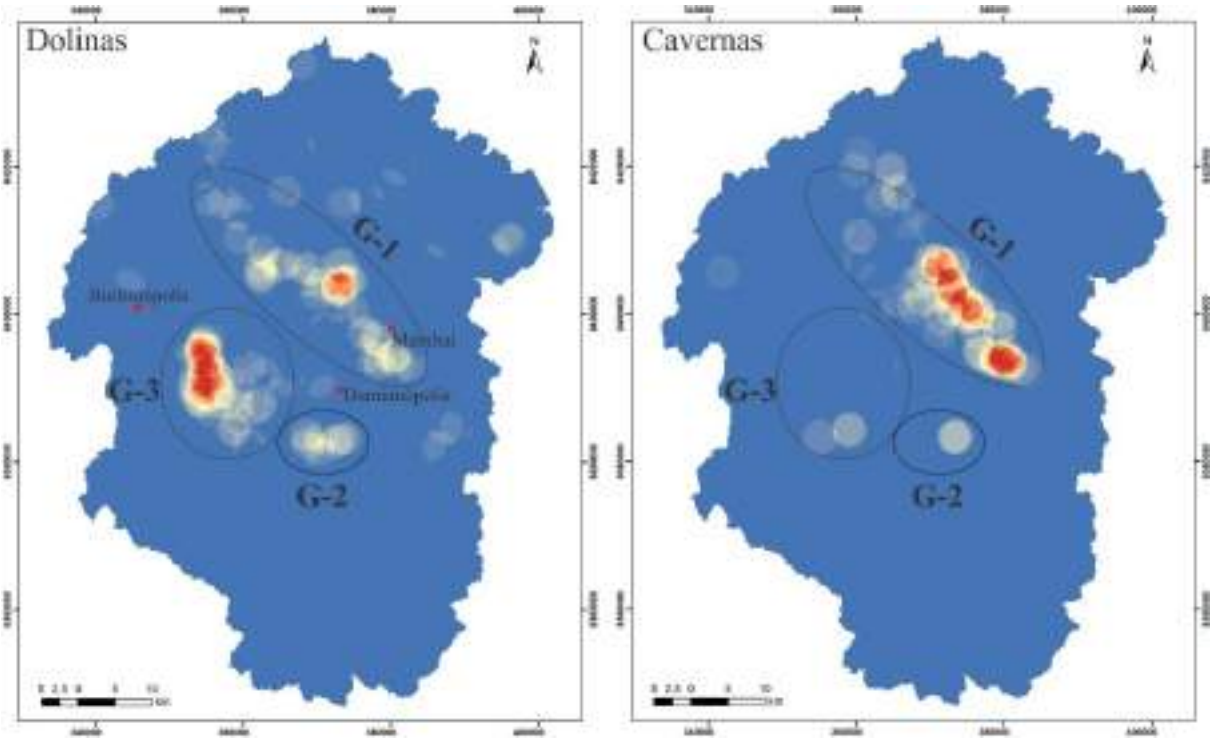


Figura 9: Densidade de dolinas versus densidade de cavernas. Grupos de possíveis dolinas identificados pelas siglas G-1, G-2 e G-3. Sistema de projeção UTM 23S, sistema de referência SIRGAS 2000.

A análise dos mapas de densidades citados (Figura 9) permitem a realização de algumas considerações. As dolinas possíveis estão concentradas principalmente em três grupos: o primeiro caracterizado por uma extensa faixa na direção noroeste a partir da cidade de Mambaí

(Grupo-1); o segundo, de menor destaque, ao sul de Damianópolis (Grupo-2); e o terceiro a sudeste de Buritinópolis, se destacando pela maior densidade de todos. Na comparação com o mapa de densidade de cavernas, observa-se clara convergência no adensamento dessas feições com o Grupo-1 de dolinas da figura anterior, ambas marcadas pela direção SE-NO. Há também uma suave relação entre cavernas e dolinas do Grupo-2. O Grupo-3 praticamente não apresenta adensamentos de cavernas.

É importante ressaltar que o mapa de densidade de dolinas apresenta o resultado de uma investigação baseada em sensoriamento remoto, sem a confirmação em campo de todas as feições. Isso pode explicar a ocorrência de setores dispersos no mapa com certo adensamento, não incluídas em qualquer grupo citado, que podem ou não conter dolinas de fato. Por outro lado, o adensamento notório no Grupo-3 e a convergência com a densidade de cavernas dos Grupos 1 e 2 permitem concluir pela maior possibilidade de serem feições verdadeiras nesses setores. Os três grupos identificados convergem em maior ou menor grau com a área de ocorrência dos carbonatos da formação Lagoa do Jacaré, como se observa na sobreposição com o mapa geológico da área (Figura 10). As ocorrências dispersas estão mais associadas aos depósitos clásticos colúvio-eluviais do desmonte da Serra Geral. Há que se considerar também a ocorrência de carstificação subjacente aos sedimentos clásticos da região, demonstrado especialmente na intersecção dos grupos um e dois com tais materiais (G-1 e G-2).

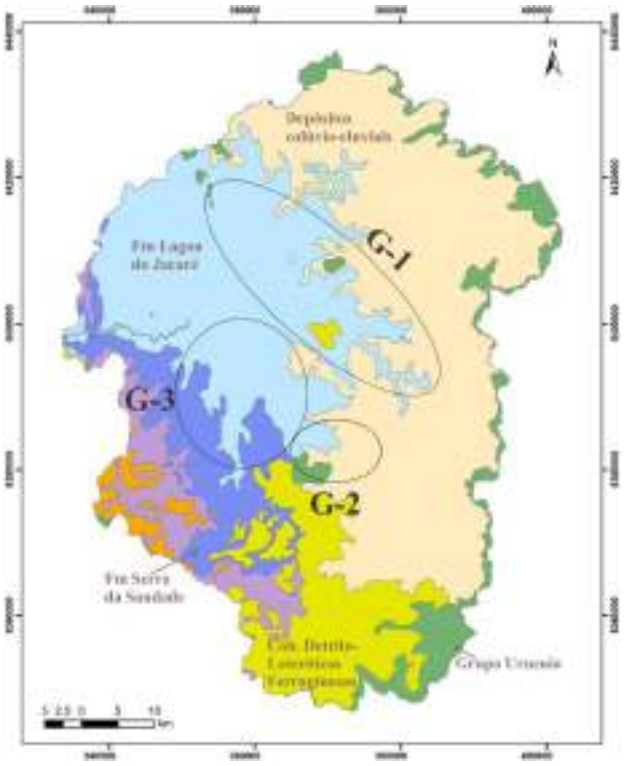


Figura 10: Grupos adensados de possíveis dolinas em relação às unidades geológicas da área. Fonte dados geologia CPRM (http://geosgb.cprm.gov.br/downloads/#). Sistema de projeção UTM 23S, sistema de referência SIRGAS 2000.

O maior destaque na densidade do Grupo-3 sem a correspondência de cavernas nessa região pode decorrer do fato de que a área ainda não foi alvo de uma prospecção espeleológica sistemática. Ou se foi, tais dados não foram alimentados no cadastro oficial (CANIE/CECAV-ICMBio). De toda forma, tendo em vista o maior destaque da área, procedeu-se uma análise interpretativa mais acurada por meio do Google Earth, utilizando-se o método de delimitação

visual de dolinas por bacia de contribuição e não apenas por nível de extravasamento. O resultado, que pode ser visto a seguir (Figura 11), mostra uma tipologia poligonal para o carste local, algo inesperado se considerado o padrão recorrente de áreas cársticas adjacentes com dolinas isoladas na paisagem. A inspeção visual permitiu ainda a identificação de outras dolinas não apontadas no processo automatizado, bem como a subdivisão de depressões, que haviam sido coalescidas no processo de filtragem (Z-3 metros). Essas questões demonstram que a metodologia semi-automatizada aplicada é útil para a detecção inicial de dolinas, porém requer um refinamento visual posterior para checagem e redelimitação, assim como observado por Hiruma e Ferrari (2014).



Figura 11: Padrão de carste poligonal (em azul) delimitadas visualmente na região equivalente ao G-3. Objetos em verde (dolinas prováveis), em amarelo (dolinas suspeitas) e em vermelho (não dolinas) foram delimitados por ponto de extravasamento, automaticamente. Imagem Google Earth.

A contextualização dos resultados frente a localização da APA-NRV mostra que grandes estruturas cársticas se encontram fora da unidade de conservação (Grupo-3, p.ex.) ou em situação limítrofe (Grupo-2), representando uma situação de alerta (Figura 12). Feições isoladas de grandes dimensões, algumas caracterizadas como depressões poligonais ou de acomodamento (*sagging*) também se encontram além dos limites da APA-NRV, mas inseridas na bacia do Rio Corrente. A envergadura morfométrica dessas feições indica uma alta capacidade de condução de águas superficiais para o meio subterrâneo, o que eleva a vulnerabilidade destas áreas para a contaminação dos aquíferos cársticos.

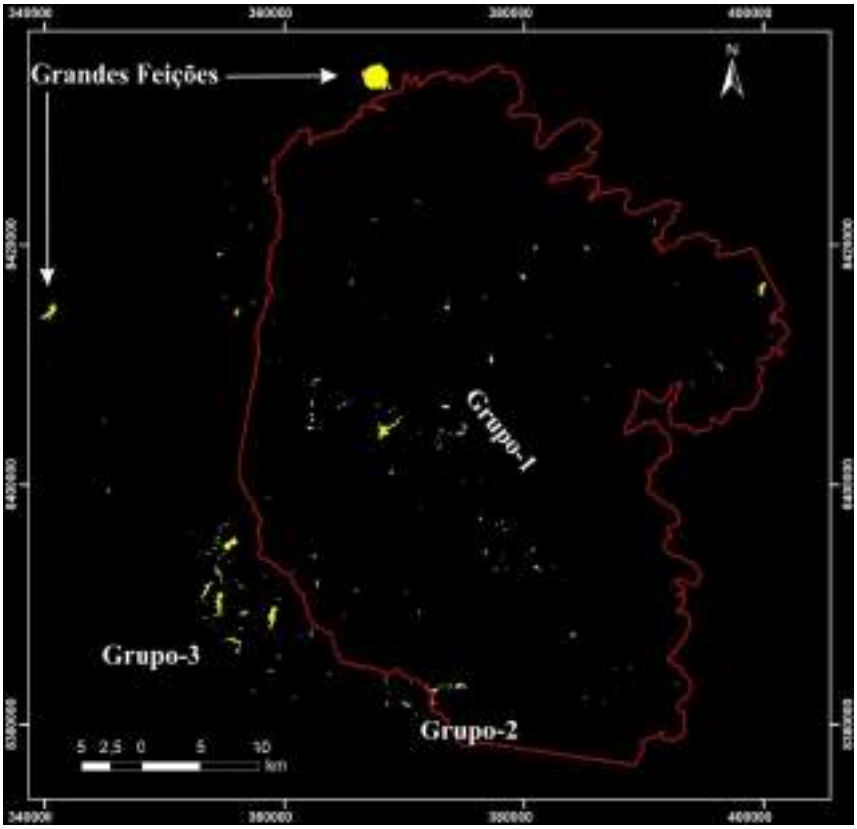


Figura 12: Localização das possíveis dolinas identificadas no levantamento e a APA Nascentes do Rio Vermelho (sem o limite da Bacia do rio Corrente), mostrando que diversas feições importantes se encontram fora ou nos limites da unidade de conservação. Sistema de projeção UTM 23S, sistema de referência SIRGAS 2000.

Confirmações de campo

Em trabalhos paralelos na região, especialmente referente à área do Grupo-1 e em menor parte no Grupo-3, indicados nas figuras anteriores, foi possível identificar em campo diversas dolinas menores (que não geraram objetos) e algumas de tamanhos médios a grandes que de fato confirmaram objetos identificados como possíveis. Do total de 152 dolinas mapeadas em campo nestas duas áreas, 69 estão associadas a 23 objetos criados na detecção semi-automática das bases utilizadas (possíveis) e o restante não gerou objetos, por serem feições de menor envergadura. Alguns dos 23 objetos apresentam apenas uma dolina de campo e outros, diferentemente, muitas dolinas por objeto (dolinas compostas). O mapeamento realizado neste trabalho, focando feições de maiores dimensões, nem sempre é de fácil confirmação em campo devido à dificuldade de visualização clara das bordas das depressões de maior ordem, como as compostas. Mas de toda forma foi possível atestar a ocorrência de dolinamentos nas duas áreas de grande adensamento de objetos, conforme tabela a seguir (Tabela 4), demonstrando a eficácia do método como indicador de áreas mais carstificadas, onde também ocorrem dolinas menores isoladas. Neste caso, apesar de 83 dolinas não terem polígonos associados, tais feições estão justamente nas áreas de maior adensamento de grandes objetos.

As tipologias predominantes de dolinas mais encontradas em campo nessas duas áreas foram de sufusão, seguidas por cockpits e colapsos. Tipos como colmatada, dissolução e colapsos de cobertura tiveram pouca recorrência. O Grupo-1 apresentem mais dolinas porque vem sendo percorrido a mais tempo que o Grupo-3, que justamente chamou a atenção após os mapeamentos realizados nessa pesquisa. Ambas as áreas e todos os demais objetos gerados

neste trabalho ainda requerem maiores confirmações. A expectativa é que o número total de dolinas seja bastante superior para toda a área, após as confirmações de campo e possivelmente em convergência ao mapa de densidade apresentado (Figura 9).

Tabela 4: Quantitativos de dolinas mapeadas em campo por área e tipologia predominante identificada.

Tipo/área	Grupo-1	Grupo-3	Parciais
Sufusão	54	16	70
Cockpit	37	2	39
Colapso	26	1	27
Colmatada	7	0	7
Dissolução	5	0	5
Colapso cobertura	4	0	4
Totais	**133**	**19**	**152**

Considerações finais

O mapeamento de dolinas se apresenta como uma tarefa complexa, especialmente por meio de técnicas manuais, não automatizadas, em áreas de grande extensão territorial. O uso de modelos digitais de elevação representa uma fonte a mais de informação passível de ser explorada com recursos geotecnológicos na detecção de dolinas, especialmente se realizado em análises combinadas com imagens de alta resolução. Nesse sentido foram utilizados neste trabalho os MDE's ALOS-PALSAR e SRTM, nos quais se adotou uma série de procedimentos automatizados, direcionados à identificação prévia de médias a grandes depressões cársticas. Os resultados mostram que apesar dos modelos digitais utilizados não apresentarem resoluções compatíveis à detecção de pequenas dolinas, são muito úteis para sinalizar áreas de possível maior carstificação, em que ocorrem grandes e médias depressões, mas também feições diminutas. A análise dos dois modelos em paralelo garantiu redundância, complementariedade e maior confiança na classificação dos objetos. Surpreendentemente a base SRTM, de menor resolução espacial, apresentou resultados equivalentes ao ALOS-PALSAR, demonstrando sua ampla versatilidade.

Assim, a partir desta pesquisa foi possível identificar as áreas de maior adensamento de dolinas possíveis, presença de grandes feições isoladas, bem como de estruturas de alto significado hidrológico, como zonas de carste poligonal. Tais dados serão utilizados para a fase de planejamento da APA-NRV, direcionando confirmações detalhadas em campo. Os resultados também mostram áreas de alto potencial espeleológico, indicando que a metodologia pode ser replicada para regiões sob investigação a respeito da ocorrência de cavernas, comuns em processo de licenciamento ambiental. Vale ressaltar que cavernas e dolinas possuem significativa importância evolutiva e ambiental, testemunhando os processos de carstificação regional e indicando pontos de maior concentração hídrica e vulnerabilidade dos aquíferos.

Referências

BAUER, C. Geomorphology Analysis of dolines using multiple methods applied to airborne laser scanning data. **Geomorphology**, v. 250, p. 78–88, 2015.

CAHALAN, M. D.; MILEWSKI, A. M. Sinkhole formation mechanisms and geostatistical-based prediction analysis in a mantled karst terrain. **Catena**, v. 165, p. 333–344, 2018.

CARVALHO JÚNIOR, O. A.; GUIMARÃES, R. F.; MONTGOMERY, D. R.; GILLESPIE, A. R.; GOMES, R. A. T.; MARTINS, E. S.; SILVA, N. C. Karst depression detection using ASTER, ALOS/PRISM and SRTM-derived digital elevation models in the Bambuí Group, Brazil. **Remote Sensing**, v. 6, p. 330–351, 2014.

CHEREM, L. F. S.; VARAJÃO, C. A. C. O papel da lito-estrutura do carste na morfodinâmica cenozóica da Serra Geral de Goiás (GO/TO/BA): aproximações iniciais. **Revista Geonorte**, v. 10, n. 6, p. 180–184, 2014.

SUPERINTENDÊNCIA DE GEOLOGIA E MINERAÇÃO DA SECRETARIA DE INDÚSTRIA E COMÉRCIO DO ESTADO DE GOIÁS, SGM/SIC; SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL, CPRM. Mapa Geológico do Estado de Goiás: corte cartográfico 1:250.000. Folha SD23YB-Posse, 2008. Disponível em: <http://www2.sieg.go.gov.br/post/ver/171324>. Acesso em: 22 jan. 2018.

DAY, M. The morphology and hydrology of some Jamaican karst depressions. **Earth Surface Processes**, v. 1, p. 111–129, 1976.

DOCTOR, D. H.; YOUNG, J. A. An evaluation of automated GIS tools for delineating karst sinkholes and closed depressions from 1-meter LiDAR-derived digital elevation data. *In*: LAND, L.; DOCTOR, D. H.; STEPHENSON, J. B. (Orgs.). **Sinkholes and the engineering and environmental impacts of Karst: proceedings of the thirteenth multidisciplinary conference**. Carlsbad, New Mexico: National Cave and Karst Research Institute, 2013, p. 449–458.

FAULKNER, M. G. S.; STAFFORD, K. W.; BRYANT, A. W. Delineation and classification of karst depressions Using LIDAR: Fort Hood Military Installation, Texas. *In*: LAND, L.; DOCTOR, D. H.; STEPHENSON, J. B. (Orgs.). **Sinkholes and the engineering and environmental impacts of Karst: proceedings of the thirteenth multidisciplinary conference**. Carlsbad, New Mexico: National Cave and Karst Research Institute, 2013, p. 459–467.

FERREIRA, C. F.; UAGODA, R. E. S. Tipologias do carste e classificações de dolinas: uma revisão. **Revista Caminhos de Geografia**, v. 20, n. 70, p. 519-537, 2019a. DOI: https://doi.org/10.14393/RCG207044169

FERREIRA, C. F.; UAGODA, R. E. S. Desafios no mapeamento de dolinas e as possibilidades do uso de modelos digitais de elevação – MDE´s: uma revisão metodológica. Revista Brasileira de Geomorfologia, 2019b. “No prelo”

FERREIRA, C. F.; UAGODA, R. E. S. O uso de Veículo Aéreo Não Tripulado - VANT para construção de Modelos Digitais de Terreno – MDT e identificação de dolinas na área da Gruna da Tarimba-GO. In: 35º Congresso Brasileiro de Espeleologia (CBE), 35., 2019, Bonito. **Anais**... Campinas: SBE, 2019c.

FORD, D.; WILLIAMS, P. **Karst hydrogeology and geomorphology**. Second ed. Chichester: Wiley, 2007. 562p.

GASPAR, M. T. P.; CAMPOS, J. E. G. O sistema aqüífero Urucuia. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37(4), p. 1068–1078, 2007.

GUIMARÃES, R. F.; CARVALHO, O. A.; MARTINS, E. S.; CARVALHO, A. P. F.; GOMES, R. A. T. Detection of karst depression by aster image in the Bambui Group, Brazil. **SPIE**, v. 5983, p. 328–339, 2005.

GUTIÉRREZ, F.; GUERRERO, J.; LUCHA, P. A genetic classification of sinkholes illustrated from evaporite paleokarst exposures in Spain. **Environmental Geology**, v. 53, p. 993–1006, 2008.

HIRUMA, S. T.; FERRARI, J. A. Análise comparativa da extração automatizada de dolinas a partir de modelos digitais de terreno. **Revista do Instituto Geológico**, v. 34, n. 2, p. 1–11, 2014.

HOFIERKA, J.; GALLAY, M.; BANDURA, P.; ŠAŠAK, J. Identification of karst sinkholes in a forested karst landscape using airborne laser scanning data and water flow analysis. **Geomorphology**, v. 308, p. 265–277, 2018.

JENSON, S. K.; DOMINGUE, J. O. Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v. 54, n. 11, p. 1593–1600, 1988.

KOBAL, M.; BERTONCELJ, I.; PIROTTI, F.; DAKSKOBLER, I.; KUTNAR, L. Using Lidar Data to Analyse Sinkhole Characteristics Relevant for Understory Vegetation under Forest Cover — Case Study of a High Karst Area in the Dinaric Mountains. **Plos One**, v. 10, n. 3, p. 1–19, 2015.

SALLES, L. Q.; GALVÃO, P.; LEAL, L. R. B.; PEREIRA, R. G. F. A.; PURIFICAÇÃO, C. G. C.; LAUREANO, F. V. Evaluation of susceptibility for terrain collapse and subsidence in karst areas, municipality of Iraquara, Chapada Diamantina (BA), Brazil. **Environmental Earth Sciences**, v. 77, n. 16, p. 593, 2018.

SIART, C.; BUBENZER, O.; EITEL, B. Geomorphology combining digital elevation data (SRTM/ASTER), high resolution satellite imagery (Quickbird) and GIS for geomorphological mapping: A multi-component case study on Mediterranean karst in Central Crete. **Geomorphology**, v. 112, n. 1–2, p. 106–121, 2009.

WILLIAMS, P. W. Morphometric analysis of polygonal karst in New Guinea. **Geological Society of America Bulletin**, v. 83, n. 3, p. 761–796, 1972. DOI: 10.1130/0016-7606(1972)83

WILLIAMS, P. W. The role of the epikarst in karst and cave hydrogeology: a review. **International Journal of Speleology**, v. 37, n. 1, p. 1–10, 2008.

WU, Q.; DENG, C.; CHEN, Z. Automated delineation of karst sinkholes from LiDAR-derived digital elevation models. **Geomorphology**, v. 266, p. 1–10, 2016.

ZHU, J.; TAYLOR, T. P.; CURRENS, J. C.; CRAWFORD, M. M. Improved karst sinkhole mapping in Kentucky using LiDAR techniques: a pilot study in Floyds Fork Watershed. **Journal of Cave and Karst Studies**, v. 76, n. 3, p. 207–216, 2014.

ZHU, J.; PIERSKALLA, W. P. Applying a weighted random forests method to extract karst sinkholes from LiDAR data. **Journal of Hydrology**, v. 533, p. 343–352, 2016.

4.2 APLICAÇÃO DE DADOS OBTIDOS POR VEÍCULO AÉREO NÃO TRIPULADO-VANT COM SENSOR VISÍVEL PARA DETECÇÃO DE DOLINAS NA ÁREA CÁRSTICA DA ÁREA DE PROTEÇÃO AMBIENTAL DAS NASCENTES DO RIO VERMELHO-GO

Resumo

As dolinas são depressões que possuem forte relação com o desenvolvimento e evolução das paisagens cársticas além de serem indicadoras de aspectos ambientais dado o seu papel de concentração e transmissão hídrica e risco para colapsos. O mapeamento dessas feições é um desafio há tempos, sobretudo em abordagens visuais, por meio de trabalhos campo ou análise de imagens. Mais recentemente o uso de Modelos Digitais de Elevação-MDE e técnicas automatizadas de detecção vêm sendo empregadas, visando dinamizar o trabalho e reduzir a subjetividade. O objetivo deste trabalho é desenvolver uma metodologia de detecção de dolinas a partir de MDE's gerados de imagens adquiridas por VANT, de baixo custo, em uma porção da Área de Proteção Ambiental das Nascentes do Rio Vermelho-GO e avaliar os resultados frente a outros trabalhos realizados no mundo. Os resultados mostram que a alta resolução espacial das imagens RGB permitiram delinear e categorizar os tipos de dolinas, bem como reduzir os erros de omissão e comissão normalmente observados nas técnicas de detecção automática empregadas.

Introdução

Dolinas são feições características de regiões cársticas, consideradas indicadoras destes sistemas, embora a carstificação possa ocorrer em subsuperfície, mesmo sem qualquer manifestação superficial (FORD e WILLIAMS, 2007). Também possuem intrínseca relação com a evolução dos geo-ecossistemas onde se inserem, podendo indicar o nível de conectividade e carstificação desses ambientes (BONDEZAN et al., 1992). Possuem forte relação com aspectos ambientais, denotando maior fragilidade e vulnerabilidade nas áreas onde ocorrem, em função dos riscos de colapsos e da sua funcionalidade hidrológica entre os meios superficiais e subterrâneos (FERREIRA, 2019).

Seu mapeamento é feito desde os primórdios da geomorfologia cárstica, como no trabalho pioneiro de Cvijić (1893, Apud FORD, 2007), e teve grande impulso com a retomada do tema, em abordagens morfométricas, no final do século passado (WILLIAMS, 1972; DAY, 1976; BONDEZAN et al., 1992). No Brasil, importantes trabalhos de detecção foram realizados por meio de fotointerpretação, especialmente na região do Vale do Ribeira em São Paulo (KARMANN, 1994) e Lagoa Santa em Minas Gerais (PILÓ, 1998; AULER, 2020), conforme pode ser observado em recente revisão sobre mapeamento de dolinas no país (FERREIRA e UAGODA, 2020-A). A detecção por métodos visuais com imagens ou mapas topográficos foi realizada em diversos trabalhos pelo mundo (HYATT e JACOBS, 1996; DENIZMAN, 2003; FLOREA, 2005; GAO et al., 2005; PLAN e DECKER, 2006; KOVAČIČ e RAVBAR, 2013; PEPE e PARISE , 2014; AGUILAR et al., 2016; GESSERT, 2016 KESKIN e YILMAZ, 2016; YECHIELI et al., 2016; ČERU et al., 2017; HARRIS et al., 2018).

O grande desafio em mapear dolinas reside na dificuldade de sua identificação em campo em grandes áreas, inexistência de bases cartográficas em escala adequada, grande dispêndio de tempo e subjetividade na fotointerpretação. Mais recentemente vários trabalhos apresentaram

técnicas automatizadas para detecção e mapeamento de dolinas por meio de Modelos Digitais de Elevação-MDE's (SIART et al., 2009; TELBISZ et al., 2009; DOCTOR e YOUNG, 2013; FAULKNER et al., 2013; MIAO et al., 2013; OBU e PODOBINIKAR, 2013; PARDO-IGÚZQUIZA et al., 2013; ZHU et al., 2014; KOBAL et al., 2015; JEANPERT et al., 2016; PARDO-IGÚZQUIZA et al., 2016; TELBISZ et al., 2016; WU et al., 2016; ZHU e PIERSKALLA, 2016; WALL et al., 2017; CAHALAN e MILEWSKI, 2018; CHEN et al., 2018; HOFIERKA et al.,2018). Porém foi observado que nem sempre essas técnicas reduzem tempo, diminui subjetividade, ou prescinde fortemente de análises visuais (FERREIRA e UAGODA, 2020-B). O uso de técnicas automatizadas pode incorrer em erros de omissão (não detecção de dolinas verdadeiras) ou, em especial, na interpretação generalizada de feições nem sempre verdadeiras como dolinas de fato (comissão). Para Seale et al. (2008), o julgamento do operador é, no final, que decide se uma feição topográfica deprimida, detectada por técnicas de sensoriamento remoto, será ou não definida como dolina, de origem natural, só comprovável de forma definitiva por trabalho de campo.

No Brasil, um país continental e que ainda carece de boas bases cartográficas, o desafio do mapeamento de dolinas é ainda mais acentuado, sendo muitas vezes realizado com fotografias aéreas da década de 1960 (USAF-Exército), com baixa resolução espacial para esse propósito (escalas de 1:60.000, p.ex.). Nesse contexto inclui-se a região do presente estudo, situada na Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho em Goiás (APA-NRV), uma porção do território carente de estudos e bases cartográficas de detalhe, onde a melhor alternativa atualmente é o uso de MDE's de acesso gratuito, em escala abrangente, como ALOS PALSAR e SRTM.

O uso de Veículos Aéreos Não Tripulados -VANT é uma das novas possibilidades para geração de MDE's, apesar do alcance limitar o uso para escalas de detalhe. Tal alternativa foi avaliada em alguns trabalhos em pequenas áreas, sendo considerada satisfatória para diversas aplicações, sobretudo se levado em conta os baixos custos e facilidade de manuseio para geração de produtos cartográficos de alta resolução. Nesse sentido Sopchaki et al. (2018) realizaram testes com VANT (*Phanton* 3 Pro) e avaliaram o Modelo Digital de Terreno-MDT derivado, construído sem utilização de pontos de apoio em solo e com rotinas automatizadas no software utilizado (Agisoft Photoscan). Os autores obtiveram resultados muito próximos à base de dados de referência, desviando 0,06% a 1,69% da verdade de campo, para uma área de 0,43km². Hung et al. (2018) também obtiveram resultados similares com o mesmo tipo de VANT, alcançando diferenças entre 0,53m e 0,01m na comparação do MDT e os dados de topografia, gerando produtos compatíveis com a escala de 1:5.000 (área de 0,18km²). Oliveira et al. (2017) também estimaram as diferenças entre pontos de verificação no campo e seus homólogos no MDT, construído com VANT (asa fixa, área teste de 0,54km²). Concluíram que os produtos eram compatíveis com a escala de até 1:1.000 (diferença média de 5cm), desde que realizadas duas etapas da classificação da nuvem densa de pontos (automática e manual). Marotta et al. (2015) compararam a precisão de Modelos Digitais de Superfície-MDS produzidos por LiDAR e VANT (asa fixa, câmera pequeno formato), concluindo pela compatibilidade e boa qualidade entre os dois métodos (ativo e passivo) de aquisição de dados (1km²).

Tais pesquisas mostram alta viabilidade do uso de VANT para construção de MDS e MDT, porém pouco se sabe se esses produtos serviriam para a detecção de dolinas em uma área maior (50km², p.ex.), com grande variabilidade de ambientes e tipologia vegetal? Em revisão sobre trabalhos que mapearam dolinas por MDE em várias partes do mundo, Ferreira e Uagoda (2020-

A) identificaram que a maior parte dos estudos utilizou bases de alta resolução, pincipalmente a partir de dados LiDAR (63,3%), nenhum realizado com dados VANT (com sensor passivo). Recentemente Anastácio et al. (2019) utilizaram dados obtidos por VANT (sensor visível) para detecção semiautomática de dolinas, tendo resultados considerados satisfatórios (acerto de 95%), apesar de notarem discrepâncias entre os dados obtidos pelo MDS e MDT (depressões sobre árvores) e a falta de confirmação em campo. Em um levantamento teste em pequena área, por análise visual em mapa topográfico (1m) construído a partir de dados VANT, Ferreira e Uagoda (2019-B) obtiveram bons resultados para detectar dolinas verdadeiras (89,5%) mas com uma quantidade bem elevada de falsos positivos (675%).

Assim sendo, o objetivo deste trabalho é avaliar os produtos gerados a partir do levantamento de imagens por VANT na detecção automática de dolinas em uma área cárstica com grandes sistemas de cavernas, na parte central da APA-NRV. Pretende-se detectar as depressões de forma automatizada a partir do método de diferença por preenchimento de MDE até o nível de extravasamento, para posterior avaliação visual com imagens. Decidiu-se usar o VANT para pequenas escalas mesmo cientes das possíveis limitações que os produtos derivados podem gerar, como a incapacidade de detectar através do dossel, geração de artefatos, problemas de alinhamento e retificação de imagens, falhas de recobrimento e alta demanda de trabalho/tempo em grandes áreas. O objetivo principal do trabalho é avaliar o conjunto de estratégias e base de dados para uma detecção prévia e remota de dolinas, em substituição à fotointerpretação estereoscópica tradicional. Como resultado, espera-se um banco de dados predominantemente indicativo da presença de dolinas (e não artefatos), base a ser checada em campo por amostragem.

Área de estudo

A área de estudo abrange uma porção de 49,47km² no centro da APA-NRV (1.760km²), localizada na região nordeste de Goiás, junto a divisa com Bahia (Figura 1). Predominam rochas sedimentares, especialmente siliciclásticas, associadas ao Grupo Urucuia, bem como resíduos eluviais do desmonte da Serra Geral de Goiás, próxima à área. Ocorrem de forma sotoposta rochas carbonáticas mais antigas, do Grupo Bambuí (Neoprotrozóico), formação Lagoa do Jacaré, caracterizadas pela intercalação de finas camadas pelíticas e presença de cherts. Os carbonatos afloram somente nas partes médias a baixas do relevo, com a remoção dos materiais siliciclásticos inconsolidados, o que caracteriza a região, conforme Klimchouk e Ford (2000), como de carste coberto ou subjacente, em transição para exposição (desnudo/exumado), a depender ou não de uma fase paleocárstica. Essa exposição aparentemente foi acelerada pela redefinição do nível de base regional, que impôs forte gradiente hidráulico, bem ilustrado pela profunda calha do Rio Vermelho, localizado ao sul da área de estudo, com cerca de 80 metros de paredes verticais (*canyon*). Essa nova condição parece ter dinamizado o sistema cárstico local com a interconexão de cavernas, esvaziamento de galerias antes preenchidas (paragênese), formação de passagens subterrâneas vadosas bastante verticais, capturas de drenagens superficiais para o meio subsuperficial, intensificação de processos erosivos superficiais junto as calhas e principalmente dolinas.

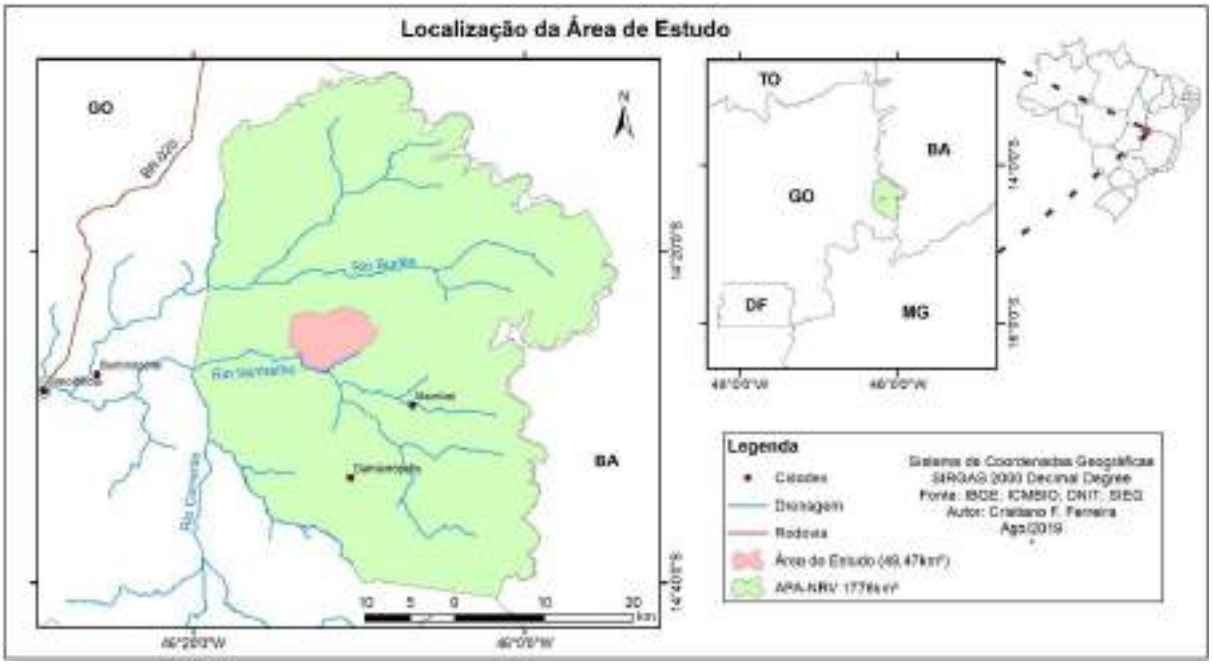


Figura 1: Localização da área de estudo

A área de sobrevoo do VANT engloba duas sub-bacias "superficiais" associadas ao Rio Vermelho, principal drenagem da região. O córrego Serragem divide a área de estudo aproximadamente ao meio, tendo toda sua bacia inserida na análise. O córrego Extrema delimita a área a sudeste, junto com o trecho do Rio Vermelho a sul, possuindo, portanto, apenas parte de sua bacia sob análise. Uma questão que se impõe na região é sobre a possível captura da drenagem do córrego Serragem pelo córrego Extrema por meio da principal caverna da região, a Gruna da Tarimba, com 11.250m de extensão (LOBO et al., 2015). Essa condição poderia indicar um reordenamento das bacias superficiais/subterrâneas em função do reposicionamento do nível de base regional. Existem ainda 23 cavernas mapeadas e outras 17 com pontos conhecidos na área (Figura 2-A). Outros importantes sistemas espeleológicos da área são a Lapa do Penhasco (1.436m de projeção horizontal), Dores (1.240m), Pasto de Vacas (933m), Extrema (600m) e Serragem (500m).

As cotas altimétricas variam de 533 a 822 metros. Da área cárstica total sob análise (49,47km²), somente pouco menos de 8km² estariam sob domínio dos materiais inconsolidados associados ao Grupo Urucuia, onde não são esperadas a ocorrência de dolinas de forma significativa. Esse setor corresponde às maiores cotas altimétricas na região, na porção norte-nordeste. Corresponde também às áreas de vegetação mais preservada, do tipo cerrado (campo aberto). Nas porções mais baixas, onde há maior disponibilidade de água, ocorrem matas galerias e poucas áreas de cerrado, em franca substituição por pastagens e culturas associadas a práticas rudimentares.

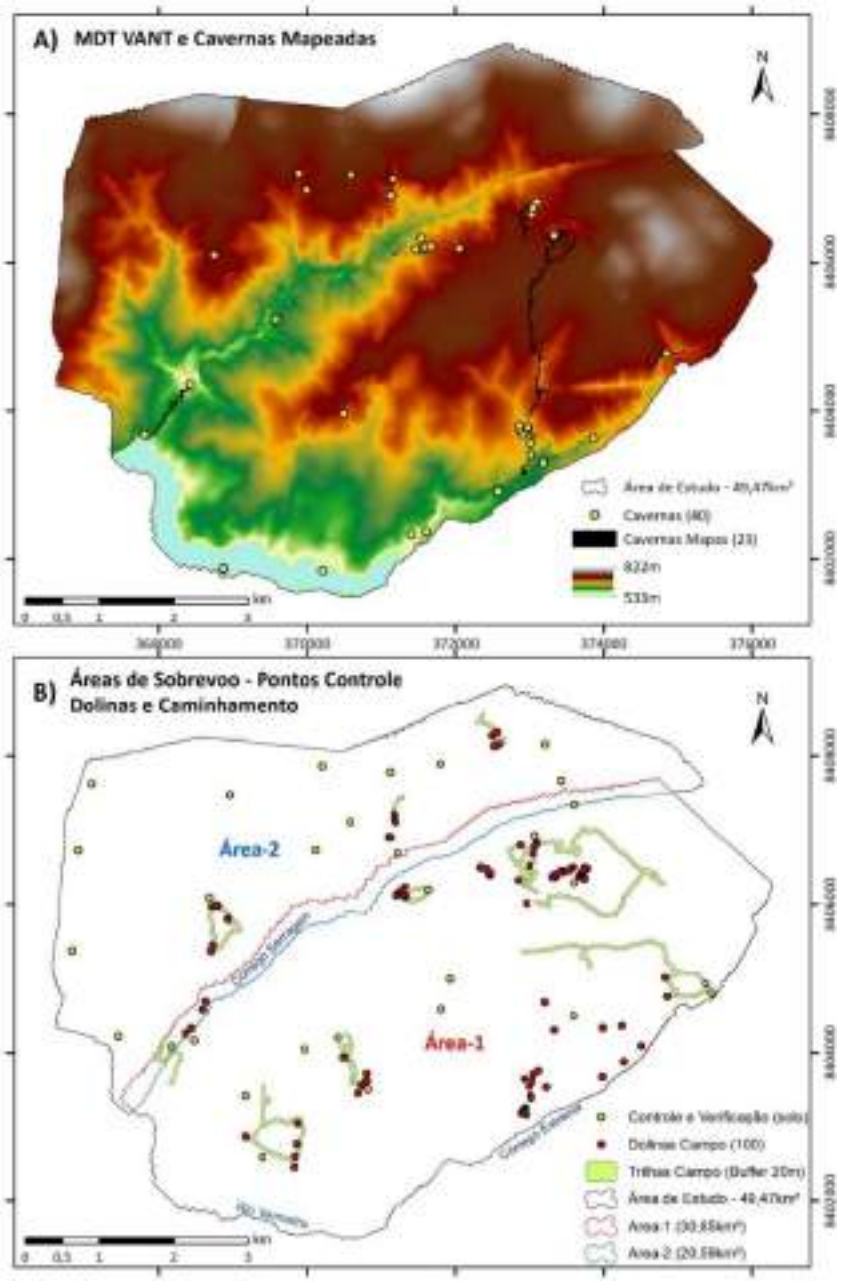


Figura 2: Em A observa-se o MDT construído a partir de imagens VANT, permitindo uma avaliação geral do relevo e a inserção de sistemas de caverna. Em B observa-se as áreas sobrevoadas (1 e 2) com suas respectivas sobreposições, bem como os pontos de controle, caminhamentos realizados e dolinas mapeadas em campo. Sistema de projeção UTM 23S, sistema de referência SIRGAS 2000.

Materiais e Métodos

- Aquisição de imagens aéreas e tratamento de dados

Para a aquisição das imagens foi utilizado um único VANT, modelo *Phanton* 4 Pro, marca DJI, com as configurações de sobrevoo expressas abaixo (Tabela 1). Os levantamentos foram realizados em duas etapas (Área-1 e Área-2, Figura 2-B) e cada área foi repartida em subáreas menores para a construção dos planos de voo. Utilizou-se softwares de sistemas de informação geográfica (Arcmap; Google Earth; Drone Deploy) para amparar as tomadas de decisão na definição dos planos de voo. Foram consideradas as vias de melhor acesso, como estradas pavimentadas e vicinais, para o início dos levantamentos (decolagens). Assim, as linhas de voo

criadas não foram muito extensas (<1,5km da base), de modo que não prejudicassem a visualização e telemetria em relação ao VANT. Isso também visou a compatibilidade com a quantidade de baterias disponíveis (não mais que 10 ao total). Foram consideradas sobreposições espaciais de 10% entre cada um dos planos de voo.

Tabela 1: Dados do planejamento de voo.

Planejamento de Voo	
VANT	Phanton 4 Pro DJI
Câmera	Visível, 20 MP, CMOS 1'
Posição	Nadir
Baterias disponíveis	10
Aplicativo	Drone Deploy
Altura do solo	120m
Recobrimento frontal	75%
Recobrimento lateral	65%
Sobreposição Planos Voos	10%
Operadores	2

Paralelamente foi traçada uma estratégia de coleta de pontos de controle e verificação para ajuste dos produtos cartográficos. Utilizou-se um receptor GNSS de dupla frequência Hiper X (RTK) para coletar os dados em pontos previamente estabelecidos, visando maior distribuição espacial e altimétrica (Figura 2B). De posse das imagens aéreas e pontos de controle iniciou-se a fase de processamento dos dados com o programa Agisoft Photoscan, conforme fluxograma a seguir (Figura 3). Uma síntese dos números alcançados nesse projeto pode ser visualizada a seguir (Tabela 2).

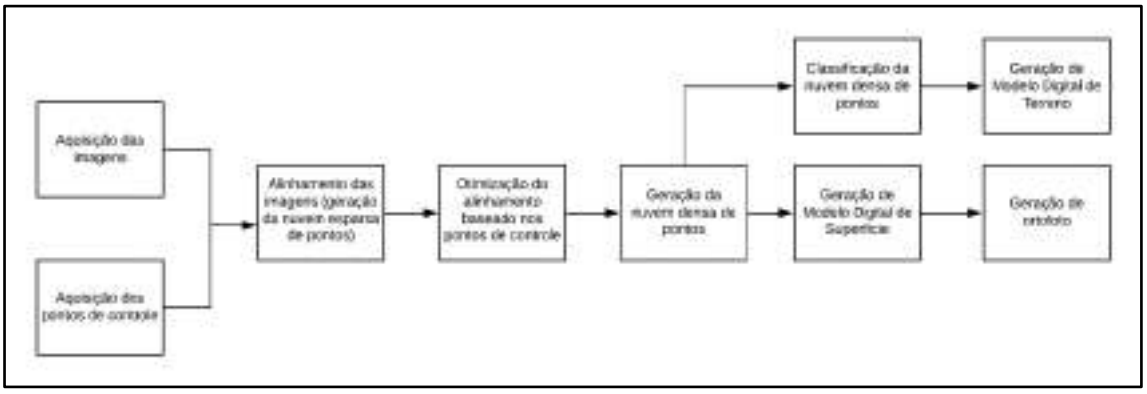


Figura 3: Fluxograma do processamento dos dados com o programa Agisoft Photoscan.

Tabela 2: Síntese de dados do levantamento aéreo realizado e pontos de controle.

Dados Gerais	Área-1	Área-2
Km²	30,85	20,59
Planos de voo	8	6
Baterias usadas	52	37
Período	23-26/11/18	22-23/03/19
	08-09/12/18	12-14/04/19
Fotos	16.594	10.621
GSD (cm)	3,98	3,74
Pixel MDE's (cm)	31,83	14,95
Pontos Nuvem	14.885.898	12.768.678
Pontos Controle	12	12
Erro X	0,0526547	0,000192606
Erro Y	0,0879643	0,000349652
Erro Z	0,915858	0,000744357
Erro total	0,921578	0,000844643
Imagem (pix)	0,655	0,297
Pontos Verificação	4	2
Erro X	0,722299	1,55095
Erro Y	0,764216	0,285871
Erro Z	1,3493	1,20615
Erro total	1,71066	1,98543
Imagem (pix)	0,68	0,217

A resolução do pixel final para os ortofotomosaicos das duas áreas foi bastante semelhante (GSD), porém houve certa discrepância nas resoluções dos MDE's resultantes. A Área-2 apresentou resultados significativamente melhores para a resolução dos MDE's e de erro total para os pontos de controle. Esse comportamento se deve possivelmente ao fato de a área ser 33% menor, apresentar menor gradiente altimétrico e terem sido alocados uma quantidade relativamente maior de pontos de verificação do solo (pontos por área). Considerando o propósito de detecção de dolinas os produtos foram considerados satisfatórios. A busca por depressões foi realizada em cada área e respectivos modelos de forma independente.

- Amostra de dolinas em campo

Ao passo que os dados do VANT foram sendo obtidos, realizou-se também a verificação de dolinas em campo por amostragem. Buscou-se abranger diversas partes da área de estudo, visando uma melhor distribuição espacial. Nos percursos realizados a pé, após geração de objetos para análise, utilizou-se de um GPS com o modo de registro de caminhamento ligado para identificar dolinas verdadeiras e caracterizar possíveis erros de comissão (Figura 2-B). Ao todo foram localizadas e caracterizadas em campo 100 dolinas, o que para a área de estudo equivale a uma densidade mínima de 2,02/km². Ao se considerar os dados da revisão realizada por Ferreira e Uagoda (2020-A) esse resultado prévio já seria superior a 62% dos mapeamentos de dolinas no Brasil.

- Procedimentos de preenchimento MDT

O primeiro passo adotado foi o preenchimento do MDT com a ferramenta "*Fill*" (Arcmap, *Hidrology*), sem especificação de limite "Z", o que impõe um preenchimento total de todas as depressões ou artefatos do modelo (aqui chamado de Z-0). Em seguida a essa operação foi realizada uma subtração com o MDT original, sem preenchimento, resultando em um novo MDT somente de depressões, verdadeiras ou não. Procedimentos similares, chamados de diferença por preenchimento (FERREIRA; UAGODA, 2020-C), foram realizados em diversos trabalhos (DOCTOR e YOUNG, 2013; BAUER, 2015; KOBAL et al., 2015; ZHU e PIERSKALLA, 2016)

Ao converter o raster de depressões para polígono observou-se uma grande quantidade de objetos, a maior parte deles espúrios. Isso ocorre especialmente em MDT's de maior resolução, conforme relatos na literatura (FAULKNER et al., 2013). Para reduzir a quantidade de objetos falsos, um dos procedimentos mais adotados é a inclusão de um limite mínimo de Z para preenchimento, ou seja, preencher depressões menos profundas antes de novamente realizar a operação de subtração com o MDT totalmente preenchido (Z-0). A maior parte dos artefatos são de baixa profundidade e considerando a realidade das dolinas amostradas na área de estudo, o valor mínimo de um metro foi considerado adequado. A operação assim realizada resultou em uma nova base de polígono (Z-1), sem qualquer depressão abaixo de um metro de profundidade (Tabela 3). Apesar da expressiva redução de objetos, o volume de itens para análise ainda permaneceu elevado. Além da supressão das sobreposições, foram eliminados polígonos de um pixel junto às bordas de objetos maiores, frutos da fragmentação do processo de transformação de raster para polígono.

Tabela 3: Quantitativos de objetos resultantes da diferença por preenchimento do MDT após cada procedimento realizado. A Área-2, apesar de menor, apresentou uma quantidade de objetos maior, possivelmente em função da melhor resolução do MDT.

Objetos/áreas	**Área 1**	**Área 2**	**Parcial**
Z-0	949.635	2.637.549	3.587.184
Z-1	8.142	10.185	18.327
Z-1 Sem Pixels Isolados	5.644	6.049	11.693
Sobreposições		101	-101
Total			**11.592**

O resultado foi confrontado com o ortofotomosaico e com relevo sombreado (*hillshade*, MDT) para avaliação visual da efetividade do método em detectar dolinas autênticas. Foi observada uma grande quantidade de objetos que aparentavam ser típicas dolinas no mapa sombreado, mas ao avaliar a imagem, coincidiam com copas de árvores (Figura 4). Problema semelhante foi observado por Anastácio et al. (2019) ao realizarem o procedimento de preenchimento para identificação de dolinas com dados VANT, tendo sido sanado com limpeza manual e adoção do MDS como base principal de análise.

O problema possivelmente foi causado na classificação da nuvem densa de pontos pelo programa utilizado para construção do MDT, no modo padrão (*default)*, que aparentemente colocou as copas no nível do solo juntamente com os pixels mais profundos internos, causando a falsa criação de depressões. A limpeza correta parece ter ocorrido apenas nas bordas das árvores e não no centro. Oliveira et al. (2017) já haviam percebido incongruências na classificação automática do MDT (Agisoft Photoscam) em que a imprecisão da limpeza ocorreu

de forma marginal às áreas classificadas como não solo. A classificação supervisionada para o MDT em toda a área seria inexequível. Uma alternativa para detectar padrões e diferenciar artefatos de dolinas é compreender o comportamento dos pixels internos a cada objeto gerado da diferença de preenchimento. Como teste foi utilizado os dados do MDS da Área-1 (e não MDT) visando compreender a variabilidade altimétrica dos pixels sem a interferência realizada pelo aplicativo de correção para o nível do solo.

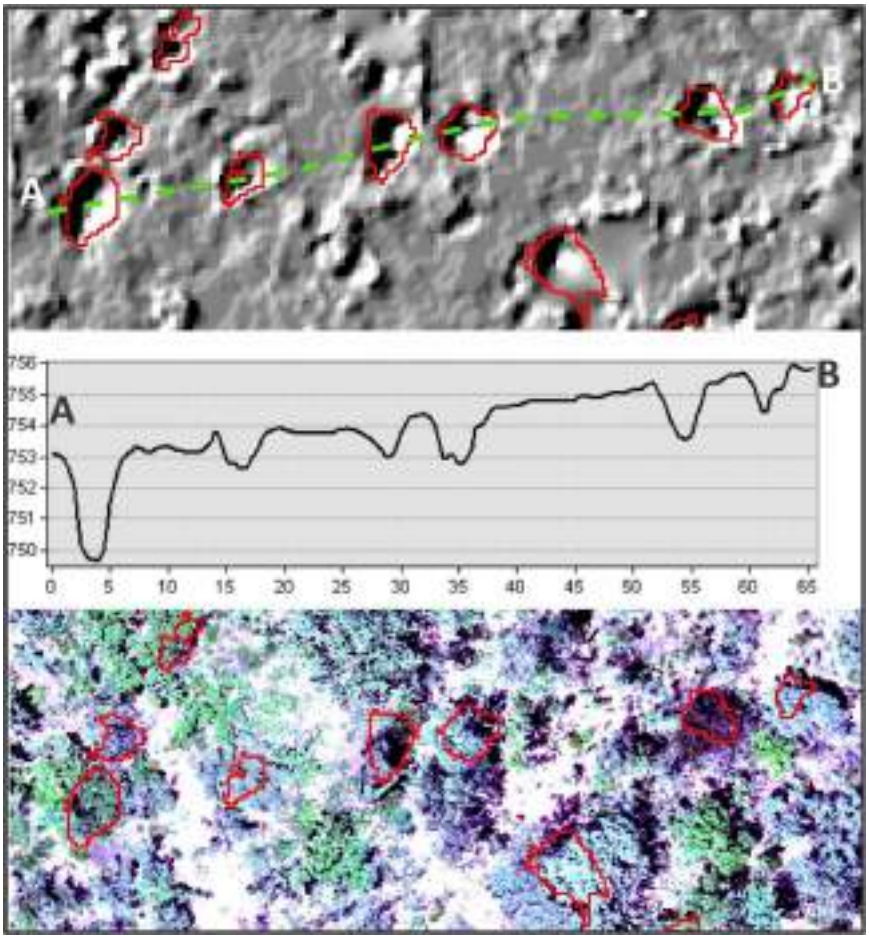


Figura 4: No topo da figura é possível observar o que aparentam ser pequenas dolinas de colapso no mapa sombreado, delimitadas em vermelho no processo de diferença por preenchimento. Ao centro realizou-se o perfil topográfico da linha verde tracejada na imagem acima (A-B). Por fim, abaixo, verifica-se a mesma cena no ortofotomosaico, em que os objetos em vermelho estão sobre as copas das árvores.

Com a ferramenta de estatísticas zonais do Qgis foram gerados diversos parâmetros para cada objeto (altimetria média, desvio padrão, amplitude etc.). A análise destes dados brutos, por parâmetro, em comparação com dolinas verdadeiras ou artefatos identificados em campo não permitiu notar um padrão claro de comportamento. Entretanto, com tais dados atrelados aos objetos é possível também realizar uma análise de agrupamento no Qgis (ferramenta "*Attribute Based Clustering*", 3 a 6 classes, k-means, peso 1). Foram utilizados os pontos centroides dos objetos e realizada, inicialmente, a análise com os parâmetros altimetria mínima (fundo das depressões), altimetria média, área, amplitude e desvio padrão (Figura 5).

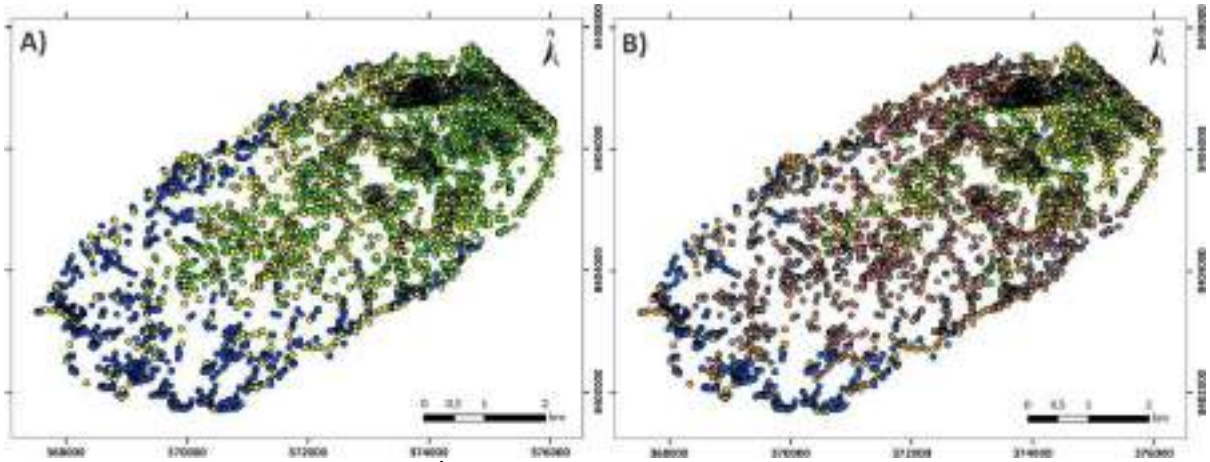


Figura 5: Centroides dos objetos da Área-1 agrupados em três classes (A) e seis classes (B) considerando altimetria mínima, altimetria média, área, amplitude e desvio padrão. A variação das classes aproxima-se da variação do relevo com os parâmetros utilizados. Sistema de projeção UTM 23S, sistema de referência SIRGAS 2000.

Conforme as figuras acima, é possível perceber alguns padrões de distribuição espacial, com uma grande densidade a nordeste, junto aos sedimentos associados ao Grupo Urucuia, concentrações de determinadas classes na alta e média vertente, bem como outras classes nas calhas dos tributários e junto ao *canyon* do Rio Vermelho. Confrontando esses padrões com dados de campo e objetos sobre árvores nas imagens percebeu-se que este resultado também não explicaria corretamente a ocorrência de dolinas ou artefatos, visto que tais feições podem ocorrer por toda a área. Atribuiu-se esses padrões à utilização dos dados de altimetria mínima e média, que induziram à uma classificação prioritária conforme altitude.

Encadeamento de filtros simples (*model builder*), usados em outros trabalhos a partir de áreas mínimas, drenagens, estradas ou litologias (JEANPERT et al., 2016; CAHALAN e MILEWSKI, 2018) não foram eficazes, restando ainda muitos objetos. A análise estatística de pixel por objeto a partir do MDS permitiu, entretanto, verificar um comportamento peculiar das depressões sobre copas de árvore. Elas tendiam ser mais profundas e com maior perímetro se comparadas à sua área. Testes com valores arbitrários dessas razões (amplitude/área e perímetro/área) se mostraram promissores para eliminar objetos espúrios e afunilar melhor o universo para checagem posterior. Normalmente dolinas têm uma relação proporcional entre profundidade e tamanho, em geral mais circulares que de formatos irregulares (SAURO, 2012). Estudos importantes em morfometria cárstica também usam taxas de profundidade/diâmetro para caracterizar dolinas em suas áreas estudo, dada sua relação com origem e evolução da feição (DAY, 1976; BONDESAN et al., 1992). Os objetos espúrios amostrados se apresentavam desproporcionais quanto a essas métricas.

Adotou-se limites de corte baseados em dados de campo, assim como Rahimi e Alexander (2013) que também utilizaram a relação entre profundidade e área. Dessa forma, foram identificados os objetos associados a dolinas verdadeiras e encontrado o maior valor das relações profundidade e perímetro por área conforme observa-se a seguir (Tabela 4), permitindo a eliminação de considerável quantidade de objetos de formatos mais abruptos. Ressalta-se que a identificação de menos objetos no MDT (44 polígonos) como sendo relativos a dolinas verdadeiras em campo (100 feições) se deve principalmente à tendência de coalescência em depressões compostas. O preenchimento ocorre até o nível de extravasamento, o que pode implicar na junção de depressões suaves adjacentes.

Tabela 4: Os pontos de dolinas de campo permitiram associar 44 polígonos Z-1 MDT como reais. A razão máxima de amplitude e área variou significativamente de MDT para MDS, demostrando o efeito da correção para nível do solo no Agisoft Photoscam. A razão de perímetro por área não depende de dados de pixel.

Objetos Dolinas	Origem Formato	Razão	Dados Pixels	Corte para análise	Objetos remanescentes
44	Z-1 MDT	Amplitude/Área	MDT	< 0,02	1.590
			MDS	< 0,07	1.744
		Perímetro/Área	-	< 0,52	578

Buscando redundância para não eliminar objetos verdadeiros optou-se por realizar nova análise de agrupamento com parâmetros não altimétricos. Foram realizados quatro testes, chamados de "K4x4-MDS", "K4x4-MDT", "K3x5-MDS" e "K3x5-MDT". Os objetos são oriundos do processamento Z1-MDT, considerado mais representativo em formato, mas a base de dados de pixel para a nova análise de agrupamento variou conforme o MDS ou MDT. A abreviação K4x4 se refere à adoção dos parâmetros área, perímetro, amplitude e desvio padrão (4) e a distribuição em quatro classes obrigatórias. A abreviação K3x5 se refere à adoção dos parâmetros área, perímetro e amplitude (3) e a distribuição em cinco classes obrigatórias.

O *K-means clustering* utilizado na ferramenta *Attribute Based Clustering* (Qgis) é um método de agrupamento não hierárquico que requer um número de grupos (clusters) definido previamente. Ele minimiza a soma dos quadrados das distâncias de cada objeto em relação ao centroide do grupo a que pertence (GOTELLI e ELLISON, 2013). Para determinar o número ideal grupos foi utilizado o pacote factoextra (KASSAMBARA e MUNDT, 2019) do programa estatístico R (R Core Team 2019). O método escolhido foi a soma dos quadrados *intra-cluster* ("*within cluster sums of squares*") com número de grupos variando de 1 a 10 (Figura 6). Diante do resultado, decidiu-se continuar as análises com 4 e 5 clusters, por ser o número de grupos localizados na inflexão do gráfico. Aumentar o número de grupos além de 5 minimiza pouco a soma dos quadrados *intra-cluster*.

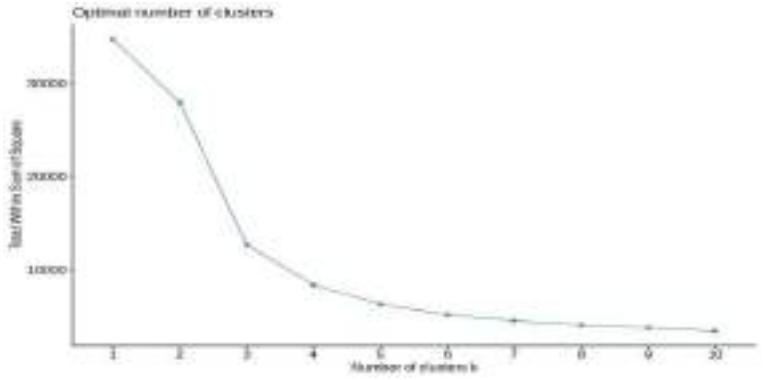


Figura 6: Número ótimo de agrupamentos elaborado no pacote "factoextra" do programa R, indicando uma quebra na curva entre 4 e 5 grupos.

Os testes realizados com a nova análise de agrupamento foram sintetizados na tabela a seguir (tabela 5) onde é possível observar em cores a variação dos arranjos de parâmetros/grupos escolhidos para comparação. A coluna dolinas são polígonos relacionados a dolinas autênticas validadas em campo (44 ao total), distribuídos conforme o resultado do agrupamento. A coluna não dolinas também está relacionada a objetos validados em campo como espúrios, por estarem no buffer de 20 metros dos caminhamentos realizados em dupla (duas pessoas em trajetos paralelos), que contabilizou 403 objetos no total. Por fim, a coluna objetos se relaciona à

distribuição dos 11.592 polígonos por classes (agrupamentos), demonstrando o volume de material conforme a classe. Em negrito observa-se uma primeira estimativa dos resultados mais significativos de acertos para dolinas e possíveis erros para não dolinas, indicando uma aparente melhor relação para K3x5-MDS, ainda mais se considerado o menor volume de objetos para posterior análise.

Tabela 5: Distribuição dos objetos por classes (grupos) conforme testes com três ou quatro parâmetros e quatro ou cinco classes, com respectivos quantitativos de objetos (no total 11.592). As colunas Dolinas (44) e Não Dolinas (403) representam as amostras de campo.

	K4x4-MDS			K4x4-MDT			K3x5-MDS			K3x5-MDT		
Classes	Dolinas	Não Dolinas	Objetos	Dolinas	Não Dolinas	Objetos	Dolinas	Não Dolinas	Objetos	Dolinas	Não Dolinas	Objetos
0	1	110	4.140	12	154	3.283	2	103	2.856	0	165	5.946
1	**31**	**37**	1.118	0	44	1.388	5	158	3.044	0	44	1.393
2	4	84	3.021	2	182	6.473	**36**	**16**	731	4	125	3.075
3	8	172	3.313	**30**	**23**	448	1	46	2.178	19	0	78
4	-	-	-	-	-	-	0	80	2.783	**21**	**69**	1.100

Foi utilizada uma matriz de confusão para avaliar os resultados dos testes, como realizado em diversos trabalhos (FILIN e BARUCH, 2010; MIAO et al., 2013; RAHIMI e ALEXANDER, 2013; ZHU e PIERSKALLA, 2016; CHEN et al., 2018). Esse tipo de matriz compara os dados coletados em campo com os dados preditos pelos processamentos realizados com o intuito de separar objetos falsos de dolinas. Nos casos em que há compatibilidade entre dolinas reais e dolinas preditas no modelo, tem-se um positivo verdadeiro (TP). O mesmo ocorre quando a previsão do modelo aponta para não dolinas e estas são confirmadas em campo como negativos verdadeiros (TN). Entretanto, também ocorrem predições equivocadas, como no caso do modelo apontar como dolina um objeto confirmado em campo como não dolina, sendo chamado de falso positivo (FP). Por fim, dolinas verdadeiras podem ser classificadas como não dolinas pelo modelo, chamadas de falso negativo (FN).

Os resultados da análise de agrupamento (Tabela 5) serviram como fonte de dados para a matriz de confusão (Tabela 6). A maior ocorrência de dolinas verdadeiras em uma das classes foi adotada como positivo verdadeiro, considerando que a análise de agrupamento conseguiu discernir aquele conjunto como pertencente a um mesmo tipo de objetos. As ocorrências de não dolinas verificadas em campo que caíram na classe com maior resultado de dolinas verdadeiras foram consideradas como falso positivo. Ambos os valores estão em negrito na tabela, que serviu como um primeiro parâmetro para avaliar os resultados, ou seja, um valor alto de positivo verdadeiro com baixo falso positivo tende a ser considerado um melhor modelo para a filtragem geral dos objetos. Entretanto, a matriz de confusão prevê também considerar os parâmetros negativos. Foram considerados negativos verdadeiros aqueles objetos não dolinas (verificados em campo) que caíram em todas as demais classes que não a de dolinas verdadeiras (que tinham mais objetos corretos). Por fim os falsos negativos são as dolinas verdadeiras que foram classificadas em outras classes que não a de maior recorrência de dolinas, ou seja, foram controversamente classificadas como não dolinas.

Tabela 6: Matriz de confusão a partir dos dados de campo para as análises de agrupamento e análises morfológicas.

		Análises de Agrupamento				Análises Morfológicas		
		K4x4-MDS	**K4x4-MDT**	**K3x5-MDS**	**K3x5-MDT**	**Range/Área-MDT**	**Range/Área-MDS**	**Perímetro/Área**
Negativo Verdadeiro	**TN**	366	380	387	334	333	349	375
Positivo Verdadeiro	**TP**	31	30	36	21	44	44	44
Falso Negativo	**FN**	13	14	8	23	0	0	0
Falso Positivo	**FP**	37	23	16	69	70	54	28
	Total (dados campo)	447	447	447	447	447	447	447
Acurácia Geral (AC)	**TP+TN/TP+TN+FP+FN**	88,81%	91,72%	**94,63%**	79,42%	84,34%	87,92%	**93,74%**
Tx. Positivo Verdadeiro (TPR)	**TP/TP+FN**	70,45%	68,18%	**81,82%**	47,73%	**100,00%**	**100,00%**	**100,00%**
Tx. Negativo Verdadeiro (TNR)	**TN/TN+FP**	90,82%	94,29%	**96,03%**	82,88%	82,63%	86,60%	**93,05%**
Acurácia Média (AAC)	**TPR+TNR/2**	80,64%	81,24%	**88,92%**	65,30%	91,32%	93,30%	**96,53%**
Objetos remanescentes com este filtro		1.118	448	731	1.100	1.590	1.744	578

Nessa matriz foram incluídas também os dados da análise morfológica, para uma melhor comparação. Nesse caso foram considerados a totalidade dos objetos confirmados em campo associados a dolinas (44) como pertencentes ao grupo de positivos verdadeiros, o que por consequência levou a nenhum evento de falso negativo. Essa decisão afeta os resultados da matriz, elevando as acurácias e taxas para os modelos adotados na análise morfológica. Portanto não considera um potencial equívoco do analista ao classificar um objeto como representativo de dolina, mesmo baseado em dados reais de campo, que potencialmente viriam a representar na realidade (e coincidentemente) mais um artefato que uma depressão real. Optou-se por realizar assim mesmo essa análise porque isso permitiria decidir qual dos modelos da análise morfológica se saiu melhor (avaliação interna), considerando os erros e acertos relativos aos dados coletados de não dolinas.

Foram calculadas a acurácia geral, as taxas de positivo e negativos verdadeiros e a acurácia média, fruto das duas taxas calculadas, visando balancear melhor as análises em amostras diferentes (44 dolinas versus 403 não dolinas). Nas análises de agrupamento observou-se resultados mais significativos para a base de dados K3x5-MDS, com índices sempre acima de 80%, uma acurácia média de quase 89% e relativamente pouca quantidade de objetos remanescentes para análise. O modelo K4x4-MDT, apesar de menor quantidade de objetos, apresenta índices bem inferiores.

Para as análises morfológicas os melhores resultados foram com a razão perímetro/área, alcançando uma acurácia média superior a 96%. Isso mostra que ao menos para caracterizar os objetos espúrios, o produto dessa razão pode ser bastante efetivo (93%), uma vez que os dados de dolinas verdadeiras foram considerados 100% corretos. Ao se comparar a performance dessa razão com o modelo K3x5-MDS verifica-se, por exemplo, que o último se sai melhor na taxa de negativos verdadeiros (96% contra 86,6%) e acurácia geral (94,6% contra 93,7%). Isso significa que o melhor resultado para acurácia média da razão perímetro por área só ocorreu devido ao desbalanceamento na adoção de todos os objetos considerados dolinas (positivos verdadeiros) como de fato representativos desse fenômeno. De toda forma, considerando apenas os testes da análise morfológica, além da razão perímetro/área ter obtido melhores índices que os demais (Range/Área-MDT e Range/Área-MDS), também resultou em uma quantidade de objetos bastante inferior para análise visual.

Os objetos gerados das melhores análises de agrupamento e morfológica foram reunidos em uma mesma base para futura inspeção visual, conforme os dados a seguir (Tabela 7). É possível perceber que dos 933 objetos remanescentes, 41% foi obtida da base K3x5-MDS, 25% da razão perímetro/área e 34% são convergentes, tendo sido ainda eliminados os já confirmados falsos positivos.

Tabela 7: Quantidades de objetos remanescentes da junção das bases K3x5-MDS e da razão Perímetro/Área, para posterior análise visual.

	K3x5-MDS	Perímetro/Área
K3x5-MDS	731	336
Perímetro/Área	336	578
Próprios	395 (40,6%)	242 (24,9%)
Convergentes	336 (34,5%)	
Falsos Positivos	-40	
Total	933	

- Procedimentos de preenchimento MDS

Considerando que foram identificadas dolinas em campo, mas que não geraram polígonos nos procedimentos com MDT, foi realizado também a diferença por preenchimento no MDS. Essa medida visou detectar depressões mais suaves em campo aberto ou sob mata, cuja vegetação tenha eventualmente acompanhado o relevo. A classificação automática da nuvem de pontos para o MDT poderia deturpar informações importantes.

A adoção de filtro de profundidade (Z-1, p.ex.) não se mostrou expressiva, mas considerando que o formato dos objetos espúrios era ainda mais irregular se comparado a dolinas reais (Figura 7), optou-se pela razão máxima de perímetro/área (0,4), lastreada em dados de campo, resultando em uma limpeza significativa (Tabela 8). Essa nova base, considerada acessória, foi mantida independente dos objetos gerados a partir do MDT. Apesar da correspondência locacional de muitos objetos entre essas bases, considerou-se que pela diferença significativa de formato, não deveriam ser congregadas para análise visual.



Figura 7: Diferença de formato entre objetos gerados no MDS considerados a partir da verificação em campo como dolina (azul) e os demais considerados como espúrios (vermelho). Os objetos em vermelho possuem um produto da razão perímetro/área bem superiores às dolinas observadas em campo.

Tabela 8: Quantidades de objetos remanescentes dos procedimentos de preenchimento do MDS e aplicação de filtro (perímetro/área), para posterior análise visual.

Objetos/áreas (MDS)	Área 1	Área 2	Parcial
Z-0	720.555	2.979.847	3.700.402
Z-0 Perimetro/Área <0,4	597	173	770
Sobreposições		40	-40
Total			**730**

- Procedimentos manuais/visuais

Na análise visual, com apoio do ortofotomosaico, perfis topográficos e relevo sombreado (MDT e MDS), classificou-se objetos entre não dolinas e possíveis dolinas. O primeiro grupo é constituído por objetos associados a copas de árvores remanescentes, depressões ligadas a drenagens, bordas de superfícies inclinadas entre pastos e matas (especialmente na base MDS), depressões antrópicas associadas a barragens e estradas (Figura 8). Procedimentos similares de limpeza de objetos foram realizados em diversos trabalhos (ZHU et al., 2014; ZHU e PIERSKALLA, 2016; WALL, et al., 2017; CHEN et al., 2018; CAHALAN e MILEWSKI,2018).

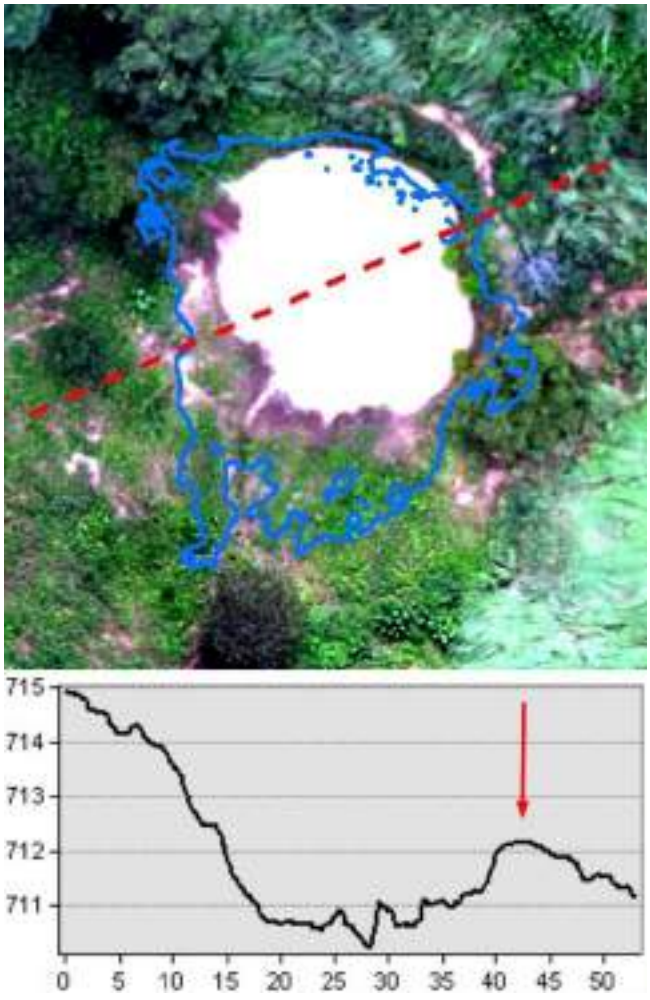


Figura 8: Exemplo de pequena barragem identificada no processo de preenchimento diferencial como uma possível dolina (vista em planta). Notar no perfil correlato (Arcmap-3d analyst-profile) o ponto proeminente marcado com seta vermelha, indicando ser uma feição de origem antrópica.

Além dos objetos já confirmados como dolinas (44), classificou-se como possíveis depressões cársticas objetos denominados “prováveis”, em que os elementos visuais indicam uma chance de aproximadamente 90% ou mais de serem verdadeiras e objetos “suspeitos”, com chances acima de 75%. Colaboraram para maior convicção a presença de drenagens centrípetas, mudança de vegetação, aspectos morfológicos, sumidouro, rochas carbonáticas, entre outros. Existem, porém, objetos inconclusos (50%), chamados de baixios, em meio a vegetação densa ou matas que podem ser drenagens não aparentes, clareiras profundas, ou mesmo dolinas, como muitas vistas em campo (Figura 9).

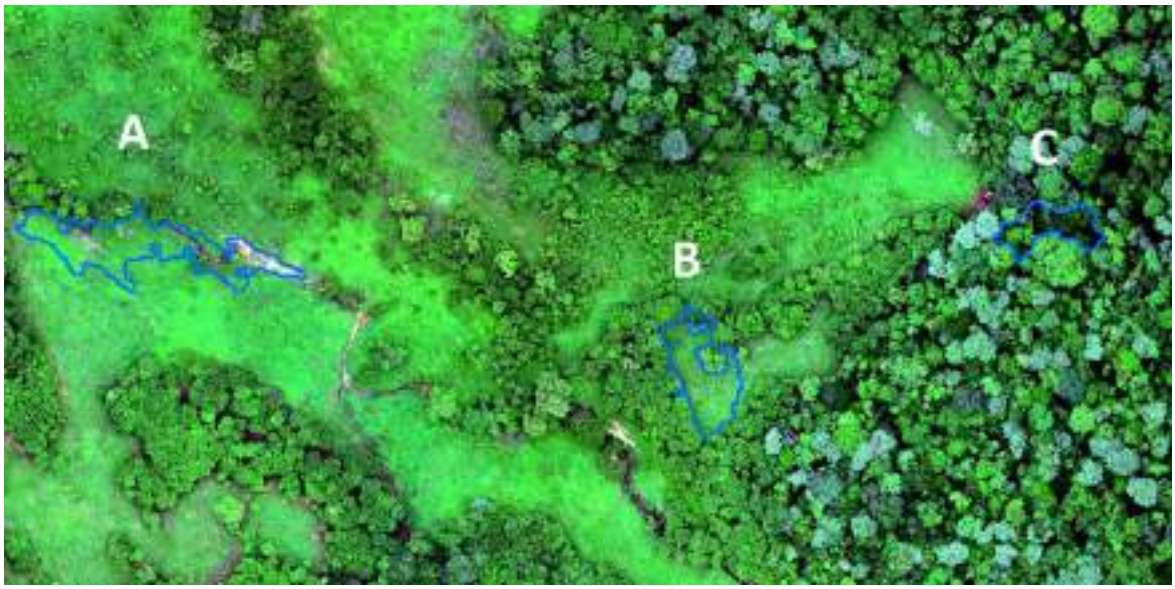


Figura 9: Objetos associados a drenagens (A), geralmente alongados em que é possível observar claramente o canal; objetos associados a bordas da vegetação mais alta no contato com mais baixa (B), comum na junção pasto/mata e; objetos chamados de baixios (C), que não é possível visualizar o ponto mais fundo e decidir de forma inequívoca por uma dolina ou não. Neste caso o baixio tem 10m de profundidade.

Resultados e discussão

- Dados de campo

As 100 dolinas identificadas em campo foram devidamente caracterizadas quanto à sua tipologia, uso do solo, existência de água (córrego, lago), acesso a caverna e se do tipo simples ou composta. Conforme revisão de Ferreira e Uagoda (2019-A), as tipologias genéticas mais usadas para classificar dolinas são as de dissolução, colapso, sufusão, colapso de cobertura e colmatadas, podendo-se ainda incluir aqui o tipo cockpit, ou seja, aquelas remodeladas por canais superficiais de escoamento, bastante comuns na região (equivalentes às poligonais, mas isoladas). Considerando que tais processos genéticos podem ocorrer na natureza de forma combinada e simultânea, as feições foram classificadas indicando, conforme o caso, os processos predominantes e secundários (Tabela 9).

Tabela 9: Tipologias de dolinas observadas em campo

Tipo Dolina	Predominante		Secundário		Total	
Sufusão	40	40,00%	16	33,33%	56	37,84%
Cockpit	34	34,00%	13	27,08%	47	31,76%
Colapso	19	19,00%	11	22,92%	30	20,27%
Colmatada	3	3,00%	5	10,42%	8	5,41%
Colapso cob.	4	4,00%	3	6,25%	7	4,73%

Conforme se observa a sufusão foi considerado o processo mais atuante, responsável em média por 37,8% dos eventos, sendo seguido pela tipologia cockpit (31,7%). Ambas tipologias são condicionadas predominantemente pelos materiais de cobertura (abundantes na região) e processos superficiais de modelagem (de encosta ou fluviais). Os colapsos em rocha respondem por aproximadamente 20% dos eventos, inferior às tipologias anteriores, mas ainda sim significativo. Já os processos de colmatação e colapso de cobertura são mais localizados, em geral de forma secundária. Não foram observadas dolinas tipicamente de dissolução nesta amostra, situação bem distinta da encontrada, por exemplo, nas montanhas Taurus na Turquia, onde as depressões desse tipo predominam em carbonatos expostos (Öztürk et al., 2015; Öztürk et al., 2018). Por outro lado, em análise dos tipos de dolinas no nordeste da Itália, Calligaris et al. (2017) também identificaram a predominância do processo de sufusão (29%), seguido por processos de colapso (própria rocha 16%; cobertura 15%; rocha sobrejacente 11%), numa região caracterizada pelo predomínio de coberturas móveis (alúvio-glacias) sobre rochas solúveis.

Em diversas oportunidades em campo foi possível observar um padrão de associação entre feições do tipo cockpit, seguidas por colapsos e diversas dolinas de sufusão (Figura 10). Ou seja, a drenagem é capturada, muitas vezes por um desnível abrupto (15 a 20m), e por consequência desse rebaixamento do nível de base, ocorre a indução de colapsos e subsidências na superfície a jusante. Isso é frequente em matas galeria e paleocanais, mostrando que pequenos córregos podem ser capturados e manterem um aspecto superficial de drenagens ativa sob mata.

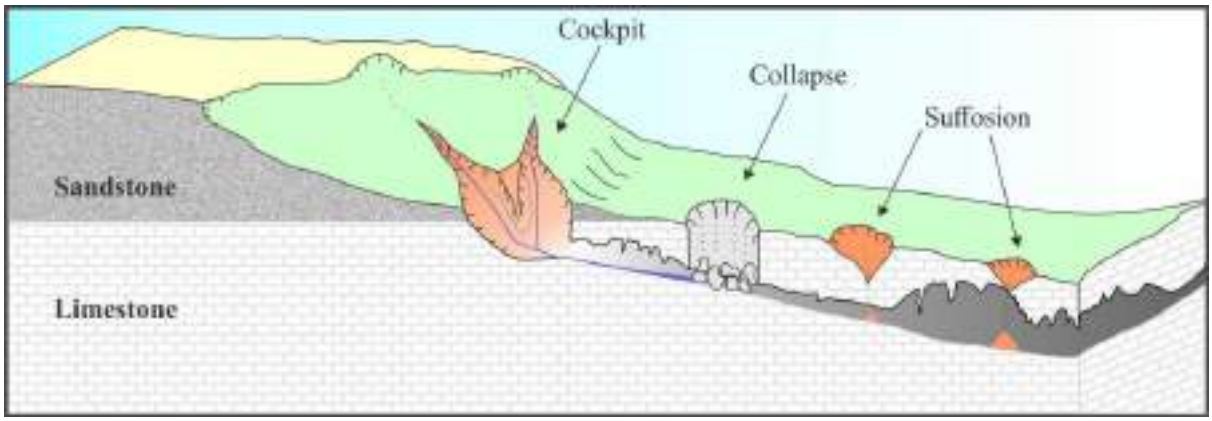


Figura 10: Sequência típica de dolinas encontradas na área, muitas vezes associadas a cavernas. Nos pontos onde os depósitos siliciclásticos ou solos sobre os carbonatos estão pouco espessos, ocorrem dolinas.

A análise do uso do solo na amostra de dolinas também indicou alguns comportamentos principais, entre as classes mata, cerrado, pasto e solo exposto (tabela 10). Em geral nas dolinas predominam matas em 62% das vezes, influenciando 85 feições das 100 ao todo. Isso indica um enorme desafio para detecção de tais tipos de feições neste projeto, com o uso de VANT e câmera simples (visível). Em seguida a tipologia pasto alcançou 33% como uso do solo predominante e 59% como secundário. Ao contrário do esperado foram poucas as dolinas em usos como cerrado ou solo exposto. Isso indica, com base nessa amostra, que áreas mais abertas, sem ocorrência de desníveis abruptos ou exposição do epicarste (rochas aflorantes), em que geralmente ocorre o cerrado, houve uma substituição para pastagens. As zonas de mata em que ocorrem dolinas mais profundas (colapsos, p.ex.) e não se mostram tão favoráveis à agropecuária, foram preservadas.

Tabela 10: Usos do solo nas dolinas de campo.

Uso Solo	Predominante		Secundário		Total	
Mata	62	62,00%	23	39,66%	85	54,14%
Pasto	33	33,00%	34	58,62%	67	42,68%
Solo exposto	3	3,00%	1	1,72%	3	1,91%
Cerrado	2	2,00%	0	0,00%	2	1,27%

Por fim, foi observado ainda que apenas 32% das dolinas apresentavam água em seu interior (córregos ou lagos perenes). Isso possivelmente decorre do forte componente de captura para o subterrâneo na região, visto que deste total de dolinas com água, a maior parte são colapsos (janelas cársticas) ou cockpits de drenagem perene. Por outro lado 54%, das dolinas da amostra dão acesso a cavernas, demonstrando que a detecção de dolinas também serve como indicador da presença de feições espeleológicas. Pouco mais da metade da amostra está inserida em depressões maiores, compostas (51%), o que é coerente com a recorrente tipologia de cockpits, em geral depressões poligonais que contêm dolinas de menor ordem.

- Detecção remota

Após a análise das duas bases de dados, primeiramente a oriunda do processamento com o MDT (K3x5-MDS e perímetro/área) com 933 objetos e secundariamente a obtida junto ao MDS (perímetro/área), com 730 objetos, obteve-se os resultados expressos a seguir (Tabela 11). De forma geral, e como já previsto, a maior parte dos objetos analisados foi categorizado como negativo, numa relação aproximada e coincidente de 70% para as duas bases. No universo de objetos MDT, a maior parte desses negativos ainda se deve à criação de depressões sobre copas de árvores ou junto a drenagens. Nos objetos MDS, a maior parte dos negativos se deram relacionados a bordas da vegetação, com bem menor participação de depressões associadas a drenagem. Essa diferença entre as duas bases é justificável exatamente pelos efeitos de correção do nível do solo na criação do MDT. Na base MDS não se observou depressões relacionadas a copas de árvore, mas por outro lado houve consequências da presença dos maciços florestais em encostas funcionando como barreiras virtuais, no processo de preenchimento por diferença de MDE, com o uso de ferramentas de restituição hidrológica. Aparentemente isso poderia levar à impressão de que o uso de uma base ou de outra implicaria apenas na substituição de problemas, ou seja, ou ocorreria falsas depressões relativas a copas de árvore, como na base de MDT ou ocorreriam depressões espúrias relativas à borda da vegetação, como na base MDS.

Tabela 11: Resultados da análise visual dos objetos oriundos do MDT e MDS.

MDT (K3x5 e Perimetro/Área)			MDS (Perimetro/Área)		
Negativo			Negativo		
Barragem	25	2,68%	Barragem	39	5,34%
Estrada	10	1,07%	Estrada	19	2,60%
Copa	268	28,72%	Copa	0	0,00%
Borda	93	9,97%	Borda	331	45,34%
Drenagem	256	27,44%	Drenagem	143	19,59%
Parcial	**652**	**69,88%**	**Parcial**	**532**	**72,88%**
Positivo			Positivo		
Baixio	146	15,65%	Baixio	77	10,55%
Suspeita	66	7,07%	Suspeita	61	8,36%
Provável	25	2,68%	Provável	23	3,15%
Dolina	44	4,72%	Dolina	37	5,07%
Parcial	**281**	**30,12%**	**Parcial**	**198**	**27,12%**
Total	933	100%	Total	730	100%

Entretanto, a análise dos resultados positivos, que é o que definitivamente interessa ao se considerar o objetivo de detectar dolinas, revelou dados interessantes. Ambas as bases analisadas resultaram em quantitativos relativos similares de objetos suspeitos ou prováveis, variando de 7-8% no primeiro caso e cerca de 3% no segundo. Os polígonos associados a dolinas identificadas em campo também orbitaram próximo de 5% dos totais em ambas as bases. Entretanto, ao contrário do esperado, o número de baixios foi maior para a base MDT que a base MDS. Como tais depressões ocorrem geralmente em matas densas, acreditava-se que o processamento de nivelamento por interpolação na criação do MDT eliminasse tais áreas depressivas de forma mais generalizada. É possível que isso se deva a existência de pronunciados gradientes internos a essas áreas florestais, tornando válida a decisão de manter os baixios como positivos, para futura checagem em campo.

Essa análise das duas bases foi pensada, por precaução, para que houvesse ainda mais redundância e garantisse melhor detecção de possíveis dolinas para a área de estudo. A inspeção das bases em separado garantiu que se obtivesse os quantitativos adicionais, não expressos claramente na tabela anterior pela equivalência de objetos. Considerando a base MDT como principal e MDS acessória, pode-se observar que os quantitativos de objetos positivos acrescidos pela última são significativos, inclusive com a criação de 3 objetos relacionados a dolinas de campo que não haviam sido detectas na base MDT (tabela 12). O acréscimo de mais de 43% (122) no total de positivos pela base MDS revela que a análise conjunta dos MDE's se mostra produtiva, indicando uma complementariedade necessária para este tipo de trabalho.

Tabela 12: Quantidades de positivos da base MDT e a quantidade acrescida pela análise do MDS.

Positivos	MDT	MDS	Parciais
Baixio	146	61	207
Suspeita	66	46	112
Provável	25	12	37
Dolina	44	3	47
Totais	**281**	**122**	**403**

Os polígonos ligados a dolinas (47) relativos a pontos verificados em campo (100) nem sempre se referem a apenas uma depressão, visto que a metodologia por preenchimento tende a englobar dolinas de ordem inferior em depressões compostas. Além disso, identificou-se dolinas em campo não detectada por nenhuma base de dados (22). Para garantir uma melhor representação da distribuição de dolinas verdadeiras na área juntamente com as possíveis dolinas optou-se pela transformação dos polígonos em pontos e a substituição daqueles relacionados a dolinas (47) pelas de fato coletadas na área (100). Com isso os 403 objetos originais (tabela 12) geraram 456 pontos, entre baixios, suspeitas, prováveis e dolinas, como pode ser observado no mapa a seguir (Figura 11-A). Essa medida evitou que na análise de densidade, por exemplo, uma grande depressão composta gerasse apenas um ponto. O mapa de densidade prévia da área (Figura 11-B) foi elaborado com peso inferior aos baixios (1) enquanto os tipos dolinas, prováveis e suspeitas foi dado um peso ligeiramente superior (2). Além dos baixios serem maioria, o que aumentaria a densidade, também podem não representar de fato a existência de dolinas, apenas indicando uma potencialidade.

A análise dos mapas apresentados acima (Figura 11 A e B) mostra primeiramente que nas partes mais altas do relevo, onde predominam sedimentos associados ao Grupo Urucuia, de fato não ocorrem dolinas e objetos possíveis. Há uma maior densidade junto às incisões de drenagem, especialmente acentuada de jusante a montante em direção a nordeste. No bloco oeste-sudoeste, setores mais baixos, há uma maior dispersão de ocorrências, muito ligadas a existência de baixios. Essa condição parece se coadunar com a ideia de maior dolinamento nos pontos onde os carbonatos começam a serem expostos (Figura 10), indicando justamente a captura de drenagens superficiais para sistemas subterrâneos que se desenvolvem na área de forma simultânea e muitas vezes pouco interdependentes (carste subjacente). Ou seja, os dolinamentos ocorrem quando as superfícies associadas aos sedimentos siliciclásticos do Urucuia se tornam pouco espessas, o suficiente para haver a conexão e a formação de depressões. Neste caso não se trata de processos de liquefação do material de cobertura por processos de inundação junto a canais ou variação do nível do aquífero, como alguns trabalhos em carste coberto apontaram (CARVALHO JUNIOR et al., 2014; CAHALAN e MILEWSKI, 2018), mas sim a interconexão da erosão superficial acentuada pelo desnível com estruturas já bem desenvolvidas no eipicarste ou mesmo ocorrência de cavernas.

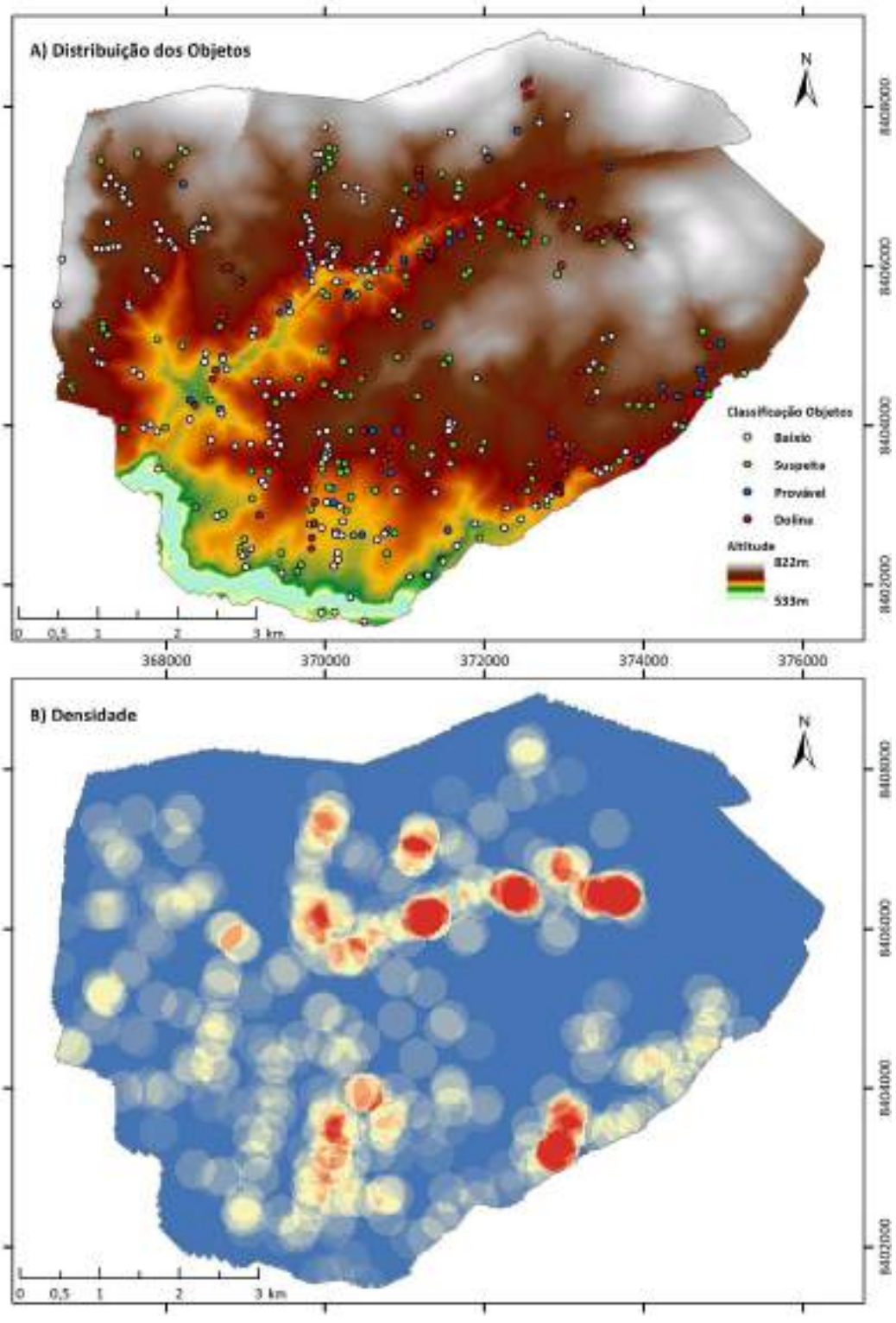


Figura 11: Em A, distribuição dos objetos e sua respectiva classificação, em que é possível perceber uma maior ocorrência junto às incisões da drenagem. Em B, a densidade de todos os objetos possíveis (point density), considerando peso ligeiramente inferior para os baixios. Sistema de projeção UTM 23S, sistema de referência SIRGAS 2000.

Ao se considerar apenas as dolinas de campo e os objetos suspeitos e prováveis (249 ao total), sem a inclusão dos baixios, tem-se uma densidade para a área de 5,03/km², bastante significativa se considerados outros trabalhos no Brasil. Bem inferior ao ponto mais denso da área já levantado, na região da Gruna da Tarimba, com uma densidade relativa de 37/km² (FERREIRA

e UAGODA, 2019-B), mas comparativamente melhor que 86% dos trabalhos analisados no país (FERREIRA e UAGODA, 2020-A). Obviamente que a parte das dolinas possíveis identificadas remotamente nesse modelo apresentado requer confirmação, mas considerando que ainda vão ser checados os baixios (não incluídos nessa densidade) e que certamente muitos dos objetos possíveis incluem dolinas de menor ordem interna, espera-se que esta estimativa esteja de fato compatível ou subdimensionada com a presente área cárstica.

Um mapa de densidade considerando essa análise, sem baixios, foi construído (Figura 12-A) e pode ser comparado com um outro (Figura 12-B) relativo apenas aos baixios e os objetos possíveis, todos ainda não confirmados (sem dolinas). Essa comparação mostra as áreas onde há maior dolinamento ou indícios fortes de sua ocorrência versus áreas onde a prospecção por dolinas deve ser priorizada. Ambos os mapas servem como indicativos indiretos da possibilidade de ocorrência de cavernas, e provavelmente, das áreas de maior carstificação da região analisada.

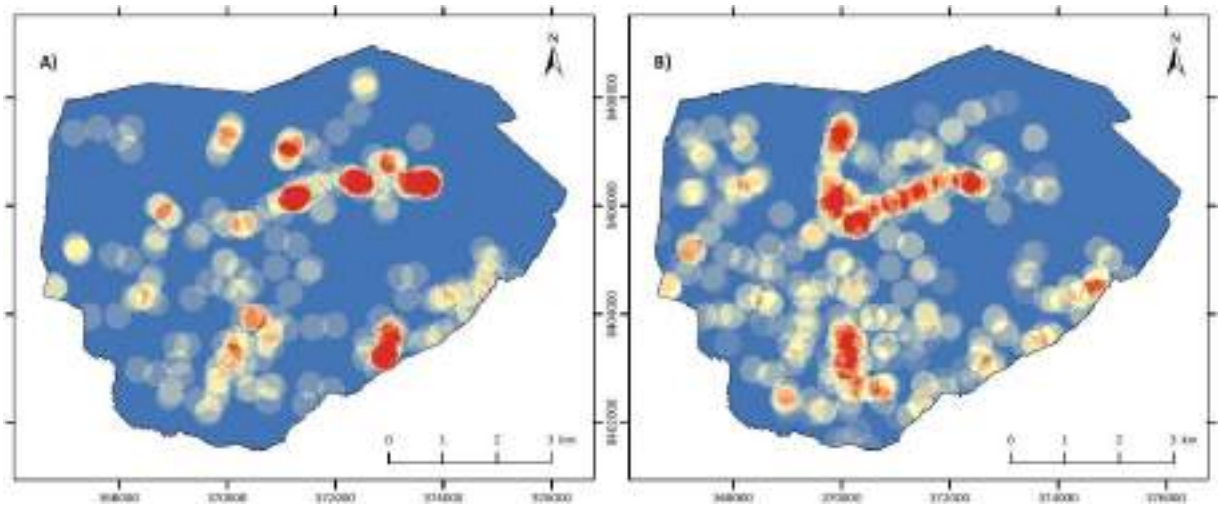


Figura 12: Em A observa-se a densidade gerada sem os baixios, considerando, portanto, somente as dolinas de campo e os objetos mais prováveis e suspeitos. Ao lado, em B, retirou-se as dolinas da análise, mantendo baixios (peso 1) suspeitas (peso 2) e prováveis (peso 3). Representa, portanto, a potencialidade para prospecção. Sistema de projeção UTM 23S, sistema de referência SIRGAS 2000.

A comparação com trabalhos desenvolvidos em diversas partes do mundo, entretanto, mostra que a densidade prévia alcançada para a área de estudo ainda é bem inferior à grande maioria das regiões estudadas (Tabela 13). Há que se contrapor, porém, à larga utilização de dados LiDAR ou outras bases de boa resolução. Alguns dos levantamentos com maiores resultados foram realizados em áreas muito pequenas ou em regiões cársticas importantes da Europa, por exemplo (Eslovênia, Itália, Áustria, Hungria). A densidade de 5/km² alcançada neste estudo, onde ocorre a maior caverna do estado de Goiás é compatível, porém, com a alcançada na região da maior caverna do mundo (Mammoth Cave) onde Wall et al. (2016) realizaram a detecção com dados LiDAR. Resultados equivalentes ainda são observados em Ghizhou na China (CHEN et al., 2018), em parte da Eslováquia (GESSERT, 2016), na Geórgia e na Flórida nos Estados Unidos (HYATT e JACOBS, 1996; DENIZMAN, 2003). A região das nascentes do Rio Vermelho apresentou cinco vezes mais dolinas por área que o recente mapeamento que Auler (2020) apresentou para a região cárstica de Lagoa Santa-MG. É sabido, porém, que mapeamentos de detalhe em pequena área apontaram densidades superiores a 18/km² na mesma região (PILÓ, 1998).

Tabela 13: Densidades de dolinas e bases de dados em trabalhos de mapeamento no mundo. Dados coletados com as informações de tamanho das áreas de estudo, mapas apresentados e número total de dolinas identificadas.

Região	Dolinas/km²	Base principal	Fonte
Dobrava, bacia do Ljubljana (Eslovênia)	238,54	LiDAR 1m	Čeru et al. (2017)
Poljšica, bacia do Ljubljana (Eslovênia)	235,98	LiDAR 1m	Čeru et al. (2017)
Maciço Hochschwab (Áustria)	122	Ortofoto 1:5.000 e campo	Plan e Decker (2006)
Colina Wildoner, bacia do Styrian (Áustria)	109,23	LiDAR 1m	Bauer (2015)
Costa oeste do Mar Morto (Israel), evaporitos	66,66	InSar e LiDAR	Yechieli et al. (2016)
Maciço do Sul (Nova Caledônia); lateritas/ultramáficas	58,11	LiDAR 1m	Jeanpert et al. (2016)
Podbrezje, bacia do Ljubljana (Eslovênia)	54,96	LiDAR 1m	Čeru et al. (2017)
Candaglia Plateau (Itália)	51	Mapa topo.1:5.000	Bondezan et al. (1992)
Montanhas Biokovo (Croácia)	44	MDE 10m (Mapa topo.1:25.000)	Telbisz et al. (2009)
Hrpelje-Kozina e Divača, Kras Plateau (Eslovênia)	42 - 59	Mapa topo.1:5.000	Kovačič e Ravbar (2013)
Leskova dolina (Eslovênia)	40,2	LiDAR 1m	Kobal et al. (2015)
Borgo Grotta Gigante (Itália)	40	Mapa topo.1:5.000	Bondezan et al. (1992)
Montello (Itália)	31	Mapa topo.1:5.000	Bondezan et al. (1992)
Norte do Vale de Shenandoah, Virgínia (EUA)	24,21	LiDAR 1m	Doctor e Young (2013)
Rio Flint, Dougherty, Geórgia (EUA) 183km²	18,64	LiDAR 1m	Cahalan e Milewski (2018)
Apalachicola National Forest, Flórida (EUA)	14,85	LiDAR 1m	Wall et al. (2017)
Montanhas Owl, leste do Texas (EUA)	14,65	LiDAR 1m	Faulkner et al. (2013)
Carste de Aggtelek (Hungria)	13,6-15,5	LiDAR 2,5m	Telbisz et al. (2016)
Yucatán (México)	12,32	Mapa topo.1:50.000	Aguilar et al. (2016)
Sierra Gorda, Granada e Málaga (Espanha)	12,3	MDE 5m	Pardo-Igúzquiza et al. (2016)
Vale do Raša, Komen (Eslovênia)	11,83-39,96	MDT 3m	Obu e Podobinikar (2013)
Montanhas Taurus (Turquia)	10,62	Mapa topo.1:25.000	Öztürk et al. (2018)
Bacia do Sivas (Turquia); evaporitos	10,22	Mapa topo.1:25.000	Keskin e Yılmaz (2016)
Cárpatos ocidentais (Eslováquia)	9,91	LiDAR 5m	Hofierka et al. (2018)
Barbarano del Capo, península de Salento (Itália)	8,1-11,87	Foto aérea e campo	Pepe e Parise (2014)
Condado de Oldham, Kentucky (EUA)	8,06	LiDAR 1,5m	Zhu e Pierskalla (2016)
Nixa, Missouri (EUA)	7,38	LiDAR 1m	Miao et al. (2013)
Baixo Rio Suwannee, Flórida (EUA)	6,07	Mapa topo.1:24.000	Denizman (2003)
Planaltos Jasov e Zádiel (Eslováquia)	6	Mapa topo.1:10.000	Gessert (2016)
Mammoth Cave National Park, Kentucky (EUA)	5,1	LiDAR 2m	Wall et al. (2017)
Nascentes do Rio Vermelho, Mambaí (Brasil)	**5,03**	**MDE VANT 0,32m**	**Fereira e Uagoda (2020)**
Rio Flint, Dougherty, Geórgia (EUA) 71km²	4,39	Trabalho de campo	Hyatt e Jacobs (1996)
Condado de Zhijin, província de Guizhou (China)	4,03-5,06	MDE 3m (mapa topo.1:10.000)	Chen et al. (2018)
Oólitos na região de Miami (EUA)	2,97	LiDAR 1,16m	Harris et al. (2018)
Bacia do Floyds Fork, Kentucky (EUA)	2,69	LiDAR 1,5m	Zhu et al. (2014)
Sierra de las Nieves, Málaga (Espanha)	2,55	MDE 5m (fotos aéreas)	Pardo-Igúzquiza et al. (2013)
Fillmore, sudeste de Minnesota (EUA)	2,37	LiDAR 1m	Wu et al. (2016)
Condado de Pinellas, Flórida (EUA)	2,09	LiDAR 2,13m	Scale et al. (2008)
Montanhas Ida, Creta (Grécia)	1,78	SRTM 90m e ASTER 15m	Siart et al. (2009)
Kentucky (EUA) *55% do estado	1,76	Mapa topo.1:24.000	Florea (2005)
Serra do Ramalho e Correntina-BA (Brasil)	1,46	MDE VANT	Anastácio et al. (2019)
Carste de Lagoa Santa (Brasil)	1	Imagens Google Earth	Auler (2020)
Minnesota, 5 condados (EUA)	0,15-4,82	Mapa topo. (intervalo 15m)	Gao et al. (2005)

- Comparação dos resultados com outras detecções realizadas na área

O trabalho executado por Ferreira e Uagoda (2020-C) também processou objetos e os analisou visualmente (imagens Google Earth) na mesma área, porém com bases de menor resolução (ALOS-PALSAR-12,5m e SRTM-30m). Foram 95 objetos totais na área (50 ALOS e 45 SRTM) sendo 23 objetos confirmados naquele trabalho como possíveis dolinas, em geral grandes feições (nunca menor que 3.750m²). No presente estudo foram avaliados visualmente ao total 1.633 objetos (933+730), resultando em 196 positivos, entre prováveis, suspeitas e dolinas, sem considerar os baixios. Apesar da grande quantidade de objetos positivos obtidos neste trabalho se comparado ao trabalho de Ferreira e Uagoda (2020-C), principalmente em função da maior resolução, as taxas entre o total de objetos avaliados e aqueles considerados

positivos são bem diferentes, numa relação 12% de confirmações (VANT) contra 24,2% (ALOS/SRTM).

Entretanto, dois objetos considerados possíveis da base ALOS/SRTM não geraram objetos correlatos na análise dos dados VANT, sendo provavelmente falsos positivos. Por outro lado, cinco objetos classificados como não dolinas naquele trabalho tiveram equivalentes de posição e formato classificados como provável (2) suspeita (1) e até mesmo dolina (2) neste trabalho com dados VANT (falsos negativos). Ainda houve cinco objetos ALOS/SRTM dados como negativos que coincidiam com objetos classificados como baixios neste trabalho. Tais desacertos entre as análises se deve a dificuldade de validar objetos gerados com bases de menor resolução e uso de imagens não tão nítidas como as do ortofotomosaico utilizado.

Tudo isso demonstra que bases de dados de maior resolução geram exponencialmente maiores quantidades de objetos, de trabalho, mas também de resultados positivos, aumentando por exemplo as densidades totais, como observado em diversos trabalhos (WU et al., 2016; WALL et al., 2017; CHEN et al., 2018). O trabalho com ALOS/SRTM teve a menor densidade (0,059/km²), porque trabalhou com uma área extremamente extensa, de 3.923km², com MDE's de baixa resolução. Por outro lado, o trabalho na área da Gruna da Tarimba (FERREIRA; UAGODA, 2019), em pouco mais de meio quilometro quadrado, teve resultados de densidade muito superior ao realizado no trabalho atual (37km² contra 5,03/Km²), mostrando que, de fato o tamanho da área e as bases de dados influenciam diretamente sobre tais resultados (BAUER, 2015). A análise na microrregião da Tarimba, por exemplo, gerou 675% de falsos positivos para uma taxa de acerto de 89,5%, demonstrando os efeitos resolução versus tamanho dos recortes espaciais de análise.

Conclusões

O desafio na utilização de modelos digitais construídos a partir de dados VANT, de pequeno tamanho (comercial) e com câmera padrão (visível) está expresso nas inúmeras rotinas empregadas neste trabalho, que resultou em uma base ainda carente de confirmação. Ficou comprovado que é possível detectar dolinas verdadeiras com os produtos cartográficos avaliados, que foram construídos dentro das limitações que se impuseram, desde que assumidas algumas perdas (22% de falsos negativos contra 78% de positivos verdadeiros para dados de campo). Vale lembrar que 85% das dolinas da amostra de campo possuíam matas e mesmo assim obteve-se polígonos associados a 78 das 100 vistoriadas.

Os erros de omissão se devem certamente pelas limitações do sensor utilizado, incapaz de detectar corretamente o nível do solo sob a vegetação, ao contrário das possibilidades geradas por dados LiDAR, por exemplo. Mas assim mesmo o modelo adotado se mostra efetivo dentro de um contexto de baixos custos empregados e a indicação de áreas promissoras para confirmação em campo, reduzindo o tempo nessa atividade. Se comparado com uma análise de pares estereoscópicos tradicionais, avalia-se que apesar do grande volume de processamentos e objetos resultantes, o método empregado dá maior direcionamento para a avaliação visual se comparada a uma busca aleatória, que demandaria muito mais tempo e trabalho. Isso sem dúvida reduz significativamente a subjetividade de uma análise puramente visual. A delimitação automática dos objetos no método de extravasamento, apesar de não ser considerada ideal para muitas aplicações, é certamente menos subjetiva, podendo ser replicada sempre sem alterações de formato. A delimitação visual, porém, pode ser mais adequada para

fins morfométricos, especialmente quando utilizadas as bases MDS e MDT para detecção, que geram objetos em formatos diferentes.

Outro fato que restou compreendido neste trabalho é da necessidade de utilização conjugada dos produtos cartográficos produzidos, tanto MDT, ortofotomosaicos, relevo sombreado e, sobretudo, do MDS. As interferências nos produtos mais primitivos, gerados pelos aplicativos utilizados, tendem a eclipsar informações ou mesmo deturpá-las. Tais interferências podem ser utilizadas desde que acompanhadas de confirmações paralelas, em abordagens redundantes. O objetivo de detecção, porém, foi alcançado e os produtos gerados serão úteis para referenciar o planejamento de uso da Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho, em uma das suas áreas de maior importância, considerando a presença de grandes sistemas espeleológicos a uma frente de intensa carstificação. A realização de novos sobrevoos na área é uma possibilidade visando ampliar essa análise conforme a necessidade, em pontos inacessíveis ou de menor conhecimento e locais de maior pressão do ponto de vista ambiental.

Referências bibliográficas

AGUILAR, Y., BAUTISTA, F., MENDOZA, M. E., FRAUSTO, O., IHL, T. Density of karst depressions in Yucatán state, Mexico. **Journal of Cave and Karst Studies**, v. 78, n. 2, p. 51–60, 2016.

ANASTÁCIO, E. M.; MAGALDI, T. T.; RODRIGUES, L. S.; VASCONCELOS, R. M.; BARCELLOS, R. S.; ANGARTEN, N. B. O.; JESUS, C. M.; TAGLIARI, P. D. Detecção semi-automática de dolinas ao longo da EF 334/FIOL utilizando imagens drone de alta resolução. *In*: ZAMPAULO, R. A. (Org.). **Congresso Brasileiro de Espeleologia, 35**. Campinas: SBE, 2019, p. 300–305.

AULER, A. S. Karst Landforms in the Lagoa Santa Area. In: AULER, A. S.; PESSOA, P. (Orgs.). **Lagoa Santa Karst: Brazil's Iconic Karst Region**. Switzerland: Springer, 2020. P. 109-134.

BAUER, C. Geomorphology Analysis of dolines using multiple methods applied to airborne laser scanning data. **Geomorphology**, v. 250, p. 78–88, 2015.BONDEZAN et al., 1992.

BONDESAN, A.; MENEGHEL, M.; SAURO, U. Morphometric analysis of dolines. **International Journal of Speleology**, v. 21, p. 1–55, 1992.

CAHALAN, M. D.; MILEWSKI, A. M. Sinkhole formation mechanisms and geostatistical-based prediction analysis in a mantled karst terrain. **Catena**, v. 165, p. 333–344, 2018.

CALLIGARIS, C.; DEVOTO, S.; ZINI, L. Evaporite sinkholes of the Friuli Venezia Giulia region (NE Italy). **Journal of Maps**, v. 13, n. 2, p. 406–414, 2017.

CARVALHO JÚNIOR, O. A.; GUIMARÃES, R. F.; MONTGOMERY, D. R.; GILLESPIE, A. R.; GOMES, R. A. T.; MARTINS, E. S.; SILVA, N. C. Karst depression detection using ASTER, ALOS/PRISM and SRTM-derived digital elevation models in the Bambuí Group, Brazil. **Remote Sensing**, v. 6, p. 330–351, 2014.

ČERU, T.; ŠEGINA, E.; GOSAR, A. Geomorphological dating of pleistocene conglomerates in central Slovenia based on spatial analyses of dolines using LiDAR and Ground Penetrating Radar. **Remote Sensing**, v. 9, p. 1213, 2017.

CHEN, H.; OGUCHI, T.; WU, P. Morphometric analysis of sinkholes using a semi-automatic approach in Zhijin County, China. **Arabian Journal of Geosciences**, v. 11, n. 15, 2018.

DAY, M. The morphology and hydrology of some Jamaican karst depressions. **Earth Surface Processes**, v. 1, p. 111–129, 1976.

DENIZMAN, C. Morphometric and spatial distribution parameters of karstic depressions, lower Suwanee River basin, Florida. **Journal of cave and karst studies**, v. 65, n. 1, p. 29–35, 2003.

DOCTOR, D. H.; YOUNG, J. A. An evaluation of automated GIS tools for delineating karst sinkholes and closed depressions from 1-meter LiDAR-derived digital elevation data. *In*: LAND, L.; DOCTOR, D. H.; STEPHENSON, J. B. (Orgs.). **Sinkholes and the engineering and environmental impacts of Karst: proceedings of the thirteenth multidisciplinary conference**. Carlsbad, New Mexico: National Cave and Karst Research Institute, 2013, p. 449–458.

FAULKNER, M. G. S.; STAFFORD, K. W.; BRYANT, A. W. Delineation and classification of karst depressions Using LIDAR: Fort Hood Military Installation, Texas. *In*: LAND, L.; DOCTOR, D. H.; STEPHENSON, J. B. (Orgs.). **Sinkholes and the engineering and environmental impacts of Karst: proceedings of the thirteenth multidisciplinary conference**. Carlsbad, New Mexico: National Cave and Karst Research Institute, 2013, p. 459–467.

FLOREA, L. J. Using State-wide GIS data to identify the coincidence betwen sinkholes and geologic structure. **Journal of Cave and Karst Studies**, v. 67, n. 2, p. 120–124, 2005.

FERREIRA, C. F. Fragilidades e impactos ambientais no carste e nas cavernas. *In*: CRUZ, J. B.; PILÓ, L. B. (Orgs.). **Espeleologia e Licenciamento Ambiental**. Brasília: ICMBio, 2019, p. 167–216.

FERREIRA, C. F.; UAGODA, R. E. S. Tipologias do carste e classificações de dolinas: uma revisão. **Caminhos de Geografia**, v. 20, n. 70, p. 519–537, 2019-A.

FERREIRA, C. F.; UAGODA, R. E. S. O uso de veículo aéreo não tripulado - VANT para construção de modelos digitais de terreno – MDT e identificação de dolinas na área da gruna da Tarimba-GO. *In*: ZAMPAULO, R. A. (Org.). **Congresso Brasileiro de Espeleologia, 35**. Campinas: SBE, 2019, p. 52–62.

FERREIRA, C. F.; UAGODA, R. E. S. Um panorama sobre mapeamentos de dolinas no Brasil, feições elementares do carste. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.13, n. 1, 2020-A. No prelo

FERREIRA, C. F.; UAGODA, R. E. S. Desafios no mapeamento de dolinas e as possibilidades do uso de modelos digitais de elevação – MDE´s: uma revisão metodológica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 2020-B. No prelo.

FERREIRA, C. F.; UAGODA, R. E. S. Detecção de dolinas através de Modelos Digitais de Elevação - MDE's e imagens de satélite na região da APA Nascentes do Rio Vermelho e Bacia do Rio Corrente-GO. Não submetido, 2020-C.

FILIN, S.; BARUCH, A. Detection of Sinkhole Hazards using Airborne Laser Scanning Data. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**, v. 76, n. 5, p. 577–587, 2010.

FORD, D. Jovan Cvijić and the founding of karst geomorphology. **Environmental Geology**, v. 51, n. 5, p. 675–684, 2007.

FORD, D.; WILLIAMS, P. **Karst hydrogeology and geomorphology**. Second ed. Chichester: Wiley, 2007. 562p.

GAO, Y.; ALEXANDER JR, E. C.; BARNES, R. J. Karst database implementation in Minnesota: analysis of sinkhole distribution. **Environmental Geology**, v. 47, p. 1083–1098, 2005.

GESSERT, A. Geomorphology of the Slovak Karst (Eastern Part). **Journal of Maps**, v. 12, n. 1, p. 285–288, 2016.

GOTELLI, N. J.; ELLISON, A. M. A primer of ecological statistics. Second ed. Massachusetts: Sinauer Associations, 2013. 614p.

HARRIS, P. M.; PURKIS, S.; REYES, B. Statistical pattern analysis of surficial karst in the Pleistocene Miami oolite of South Florida. **Sedimentary Geology**, v. 367, p. 84–95, 2018.

HOFIERKA, J.; GALLAY, M.; BANDURA, P.; ŠAŠAK, J. Identification of karst sinkholes in a forested karst landscape using airborne laser scanning data and water flow analysis. **Geomorphology**, v. 308, p. 265–277, 2018.

HYATT, J. A.; JACOBS, P. M. Distribution and morphology of sinkholes triggered by flooding following Tropical Storm Alberto at Albany, Georgia, USA. **Geomorphology**, v. 17, p. 305–316, 1996.

HUNG, M. N. W. B.; SAMPAIO, T. V. M.; SCHULTZ, G. B.; SIEFERT, C. A. C. LANGE, D. R.; MARANGON, F. H. S.; SANTOS, I. Levantamento com veículo aéreo não tripulado para geração de modelo digital do terreno em bacia experimental com vegetação florestal esparsa. **Ra'e Ga**, v. 43, p. 215–231, 2018.

JEANPERT, J.; GENTHON, P.; MAURIZOT, P.; FOLIO, J.; VENDÉ-LECLERC, M.; SÉRINO, J.; JOIN, J.; ISEPPI, M. Morphology and distribution of dolines on ultramafic rocks from airborne LiDAR data: the case of southern Grande Terre in New Caledonia (SW Pacific). **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 41, p. 1854–1868, 2016.

KARMANN, I. **Evolução e dinâmica atual do sistema cárstico do alto vale do rio Ribeira de Iguape, sudeste do Estado de São Paulo**. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994. 274p. DOI:10.11606/T.44.1994.tde-22042013-163755.

KASSAMBARA, A.; MUNDT, F. Factoextra: extract and visualize the results of multivariate data analyses R package version 1.0.6, 2019. Disponível em https://CRAN.R-project.org/package=factoextra

KESKIN, I.; YILMAZ, I. Morphometric and geological features of karstic depressions in gypsum (Sivas, Turkey). **Environmental Earth Science**, v. 75, n. 1040, p. 1–14, 2016.

KLIMCHOUK, A.B.; FORD, D.C. Types of karst and evolution of hydrogeologic settings. In: KLIMCHOUK, A.B.; FORD, D.C.; PALMER, A.N.; DREYBRODT, W. (editors) **Speleogenesis: evolution of karst aquifers**. Huntsville, Alabama: National Speleological Society, 2000. p. 45–53

KOBAL, M.; BERTONCELJ, I.; PIROTTI, F.; DAKSKOBLER, I.; KUTNAR, L. Using Lidar Data to Analyse Sinkhole Characteristics Relevant for Understory Vegetation under Forest Cover — Case Study of a High Karst Area in the Dinaric Mountains. **Plos One**, v. 10, n. 3, p. 1–19, 2015.

KOVAČIČ, G.; RAVBAR, N. Analysis of human induced changes in a karst landscape — the filling of dolines in the Kras plateau, Slovenia. **Science of the Total Environment journal**, v. 447, p. 143–151, 2013.

LOBO, H. A. S.; BICHUETTE, M. E.; HARDT, R.; MARTINELLI, R. S.; BRUNO FILHO, F. G. GALLÃO, J. E.; FERNANDES, C. S.; RIZZATO, P. P.; SCHMONSKY, D. M.; CALVO, E. M. Caracterização ambiental preliminar e proposta de conservação do sistema cárstico da Gruna da Tarimba – Mambaí, GO. *In*: RASTEIRO, M.A.; SALLUN FILHO, W. (Orgs.). **Congresso Brasileiro de Espeleologia, 33**. Campinas: SBE, 2015, p. 281–290.

MAROTTA, G. S.; CICERELLI, R. E.; ROIG, H. Avaliação posicional de Modelo Digital de Superfície derivado de câmara de pequeno formato. **Revista Brasileira de Cartografia**, n. 67/7, p. 1467–1477, 2015.

MIAO, X.; QIU, X.; WU, S.; LUO, J.; GOUZIE, D. R.; XIE, H. Developing efficient procedures for automated sinkhole extraction from Lidar DEMs. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**, v. 79, n. 6, p. 545–554, 2013.

OBU, J.; PODOBNIKAR, T. Algoritem za prepoznavanje kraških kotanj na podlagi digitalnega modela reliefa. **Geodetski Vestnik**, v. 57, n. 2, p. 260–270, 2013.

ÖZTÜRK, M. Z.; ŞENER, M. F.; ŞENER, M.; ŞIMŞEK, M. Structural controls on distribution of dolines on Mount Anamas (Taurus Mountains, Turkey). **Geomorphology**, v. 317, p. 107–116, 2018.

ÖZTÜRK, M. Z.; ŞIMŞEK, M.; ŞENER, M. F.; UTLU, M. GIS based analysis of doline density on Taurus Mountains, Turkey. **Environmental Earth Sciences**, v. 77, p. 536, 2018. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s12665-018-7717-7>.

OLIVEIRA, D. R.; CICERELLI, R. E.; ALMEIDA, T.; MAROTTA, G. S. A. Geração de modelo digital do terreno a partir de imagens obtidas por veículo aéreo não tripulado. **Revista Brasileira de Cartografia**, n. 69/6, p. 1143–1151, 2017.

PARDO-IGÚZQUIZA, E.; DURÁN, J. J.; DOWD, P. A. Automatic detection and delineation of karst terrain depressions and its application in geomorphological mapping and morphometric analysis. **Acta Carsologica**, v. 42/1, p. 17–24, 2013.

PARDO-IGÚZQUIZA, E.; PULIDO-BOSCH, A.; LÓPEZ-CHICANO, M.; DURÁN, J. J. Morphometric analysis of karst depressions on a Mediterranean karst massif. **Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography**, v. 98, n. 3, p. 247–263, 2016.

PEPE, M.; PARISE, M. Structural control on development of karst landscape in the Salento Peninsula (Apulia , SE Italy). **Acta Carsologica**, v. 43, n. 1, p. 101–114, 2014.

PILÓ, L. B. **Morfologia cárstica e materiais constituintes: dinâmica e evolução da depressão poligonal Macacos-Baú - carste de Lagoa Santa, MG.** Tese (Doutorado em Geografia). Universidade de São Paulo, São Paulo. 1998. 268p.

PLAN, L.; DECKER, K. Quantitative karst morphology of the Hochschwab plateau, Eastern Alps, Austria. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 147, p. 29–54, 2006.

RAHIMI, M.; ALEXANDER, E. C. Locating sinkholes in LIDAR coverage of a glacio-fluvial karst, Winona County, MN. *In*: LAND, L.; DOCTOR, D. H.; STEPHENSON, J. B. (Orgs.). **Sinkholes and the engineering and environmental impacts of Karst: proceedings of the thirteenth multidisciplinary conference**. Carlsbad, New Mexico: National Cave and Karst Research Institute, 2013, p. 469–481.

SAURO, U. Closed depressions in karst areas. In: White, W. B.; Culver, D.C. (Eds.), **Encyclopedia of Caves**. Second Ed. New York: Elsevier, 2012. p.140-155

SEALE, L. D.; FLOREA, L. J.; VACHER, H. L.; BRINKMANN, R. Using ALSM to map sinkholes in the urbanized covered karst of Pinellas County, Florida - 1, methodological considerations. **Environmental Geology**, v. 54, n. 5, p. 995–1005, 2008.

SIART, C.; BUBENZER, O.; EITEL, B. Geomorphology combining digital elevation data (SRTM/ASTER), high resolution satellite imagery (Quickbird) and GIS for geomorphological mapping: A multi-component case study on Mediterranean karst in Central Crete. **Geomorphology**, v. 112, n. 1–2, p. 106–121, 2009.

SOPCHAKI, C. H.; PAZ, O. L. S.; GRAÇA, N. L. S. S.; SAMPAIO, T. V. M. Verificação da qualidade de ortomosaicos produzidos a partir de imagens obtidas com aeronave remotamente pilotada sem o uso de pontos de apoio. **Ra'e Ga**, v. 43, p. 200–214, 2018.

TELBISZ, T.; DRAGUŠICA, H.; NAGY, B. Doline morphometric analysis and karst morphology of Biokovo Mt (Croatia) based on field observations and digital terrain analysis. **Hrvatski geografski glasnik**, v. 71, n. 2, p. 5–22, 2009.

TELBISZ, T.; LÁTOS, T.; DEÁK, M.; SZÉKELY, B.; KOMA, Z.; STANDOVÁR, T. The advantage of lidar digital terrain models in doline morphometry compared to topographic map based datasets – Aggtelek karst (Hungary) as an example. **Acta Carsologica**, v. 45, n. 1, p. 5–48, 2016.

WALL, J.; BOHNENSTIEHL, D. R.; WEGMANN, K. W.; LEVINE, N. S. Morphometric comparisons between automated and manual karst depression inventories in Apalachicola National Forest, Florida, and Mammoth Cave National Park, Kentucky, USA. **Natural Hazards**, v. 85, n. 2, p. 729–749, 2017.WILLIAMS, 1972;

WILLIAMS, P. W. Morphometric analysis of polygonal karst in New Guinea. **Geological Society of America Bulletin**, v. 83, n. 3, p. 761–796, 1972.

WU, Q.; DENG, C.; CHEN, Z. Automated delineation of karst sinkholes from LiDAR-derived digital elevation models. **Geomorphology**, v. 266, p. 1–10, 2016.

YECHIELI, Y.; ABELSON, M.; BAER, G. Sinkhole formation and subsidence along the Dead Sea coast, Israel. **Hydrogeology Journal**, v. 24, n. 3, p. 601–612, 2016.

ZHU, J.; TAYLOR, T. P.; CURRENS, J. C.; CRAWFORD, M. M. Improved karst sinkhole mapping in Kentucky using LiDAR techniques: a pilot study in Floyds Fork Watershed. **Journal of Cave and Karst Studies**, v. 76, n. 3, p. 207–216, 2014.

ZHU, J.; PIERSKALLA, W. P. Applying a weighted random forests method to extract karst sinkholes from LiDAR data. **Journal of Hydrology**, v. 533, p. 343–352, 2016.

5 CONCLUSÃO GERAL

Estudos sobre geomorfologia cárstica são realizados há mais de 125 anos e ainda se mostra um campo de pesquisas muito vasto, com diversas regiões pouco estudadas, sistemas por serem descobertos, especialmente no Brasil, um país de dimensões continentais. Os principais tipos de carste e seus processos eminentemente subsuperficiais foram discutidos no sentido de permitir possíveis enquadramentos e realizar uma atualização dos termos usados. As dolinas, feições consideradas dentre as mais peculiares e próprias destes sistemas, juntamente com as cavernas, despontam como um importante indicador de áreas mais carstificadas e ao mesmo tempo vulneráveis frente a problemas ambientais na superfície. Os principais estudos sobre mapeamentos de dolinas realizados no mundo e no país foram reunidos e discutidos, sobretudo quanto aos aspectos morfométricos e frequência de distribuição dessas feições. Regiões clássicas dos estudos do carste apresentam de fato grandes densidades de dolinas, como nos Alpes Dináricos, inserindo-se países como Croácia, Eslovênia, Áustria e Hungria. Pode-se incluir ainda regiões importantes de estudos deste tipo na Itália e nos Estados Unidos.

No Brasil mapeamentos de dolinas foram especialmente desenvolvidos nas regiões cársticas de Lagoa Santa-MG, do alto vale do Rio Ribeira-SP e da Chapada Diamantina-BA. Outros estudos ocorrerem nas mais variadas localidades e tipos litológicos pelo país. As técnicas mais utilizadas nos trabalhos nacionais para mapeamento envolvem a análise de imagens, normalmente pares estereoscópicos de escala inapropriada e bastante atividade de campo. Mais recentemente, porém, trabalhos sobretudo internacionais se empenharam na detecção de dolinas por meio de Modelos Digitais de Elevação de alta resolução, muitos em abordagens automatizadas, com estratégias de delimitação e filtragens diferenciadas.

O uso dessas técnicas foi testado em diversas escalas na área de estudo desta pesquisa, a região da Área de Proteção Ambiental das Nascentes do Rio Vermelho e a parte alta da bacia do Rio Corrente. A região da Gruna da Tarimba, uma das maiores cavernas do país, apresentou densidade de dolinas equivalentes aos estudos no carste europeu (37/km²), tendo sido realizado, entretanto, numa área bastante reduzida, com forte influência do sistema espeleológico subjacente. Utilizando técnicas automatizadas para detecção de grandes e médias dolinas na área total de estudo (bacia do rio Corrente), por outro lado a densidade encontrada foi irrisória, demonstrando o efeito de diluição na adoção de escalas diferenciadas e uso de bases de baixa resolução espacial. Por fim, o estudo realizado na área de exposição dos carbonatos, parte

central da APA-NRV, com técnicas automatizadas, imagens e MDE's de alta resolução, parece demonstrar os valores mais equilibrados para as áreas carstificadas dessa região, com 5/km².

As análises feitas a partir dos dados de sensoriamento remoto e várias atividades em campo permitiram algumas considerações sobre a dinâmica geomorfológica local. A grande disponibilidade de materiais móveis na superfície, especialmente siliciclásticos, vêm sendo capturados por sistemas cársticos subjacentes, notadamente por meio de depressões e dolinas. Superfícies laterizadas ou com maior espessamento dos pelitos (Fm. Lagoa do Jacaré), suportam de forma diferenciada algumas estruturas do relevo e mesmo drenagens superficiais. A dualidade entre sistemas superficiais e subterrâneos é atestada por capturas de drenagens para sistemas espeleológicos bem complexos, alimentados tanto por fluxos concentrados superficiais (pontos de recarga) como fluxos autogênicos difusos (sedimentos do Grupo Urucuia). As zonas de exumação dos carbonatos em relação aos sedimentos siliciclásticos foram as que apresentaram maiores adensamentos de dolinas, demonstrando que o adelgaçamento dessas coberturas favorece a ocorrência dessas feições de interface e o acesso a sistemas espeleológicos. Essa frente de exumação na APA-NRV se estende de jusante, a partir dos tributários do Rio Vermelho, até montante, formando uma linha de direção SE-NO onde estão concentradas as cavernas e dolinas.

Aspectos interessantes observados nesta pesquisa ainda carecem de maiores estudos, como a presença de grandes depressões sobre a Serra Geral de Goiás, possivelmente as maiores dolinas do país, ou setores de carste poligonal nas proximidades de Alvorada do Norte. A ocorrência de cavernas com grandes volumes de água, drenando áreas relacionadas ao desmonte da Serra Geral poderiam indicar a presença prévia de estruturas cársticas sob os sedimentos do Grupo Urucuia (paleocarste)? Algumas cavernas apresentam feições típicas de desenvolvimento em circunstância de grande preenchimento (paragênese), sucedidas por fase de significativo entalhe vadoso e formação de cânions. Qual a relação dessas tipologias com a disponibilidade de sedimentos em superfície e com o importante rebaixamento do nível de base marcado pelo Rio Vermelho? Tudo isso mostra que a região merece ainda maiores investigações no futuro para a melhor compreensão geomorfológica, com implicações inclusive na gestão de seus recursos hídricos.

REFERÊNCIAS

ANGEL, J. C.; NELSON, D. O.; PANNO, S. V. Comparison of a new GIS-based technique and a manual method for determining sinkhole density: An example from Illinois' sinkhole plain. **Journal of Cave and Karst Studies**, v. 66, n. 1, p. 9–17, 2004.

CHEREM, L. F. S.; VARAJÃO, C. A. C. O papel da lito-estrutura do carste na morfodinâmica cenozóica da Serra Geral de Goiás (GO/TO/BA): aproximações iniciais. **Revista Geonorte**, v. 10, n. 6, p. 180–184, 2014.

FERRARI, J. A.; KARMANN, I. Comportamento hidrodinâmico de sistemas cársticos na bacia do Rio Betari, município de Iporanga - SP. **Revista do Instituto Geológico**, v. 8, n. 1, p. 1–13, 2008.

GASPAR, M. T. P.; CAMPOS, J. E. G. O sistema aqüífero Urucuia. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37(4), p. 1068–1078, 2007.

KLIMCHOUK, A. The karst paradigm: changes, trends and perspectives. **Acta Carsologica**, v. 44/3, p. 289–313, 2015.

SUPERINTENDÊNCIA DE GEOLOGIA E MINERAÇÃO DA SECRETARIA DE INDÚSTRIA E COMÉRCIO DO ESTADO DE GOIÁS, SGM/SIC; SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL, CPRM. Mapa Geológico do Estado de Goiás: corte cartográfico 1:250.000. Folha SD23YB-Posse, 2008. Disponível em: <http://www2.sieg.go.gov.br/post/ver/171324>. Acesso em: 22 jan. 2018.

CAPÍTULO 2

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UNB

Programa de Pós-Graduação em Geografia

Linha 1: Estudo dos Sistemas Naturais

Dissertação de Mestrado

Mapeamento de solos através de técnicas diretas e indiretas na Apa Nascentes Do Rio Vermelho, Mambaí-GO.

JOSÉ GUSTAVO DA SILVA NUNES.

Brasília,

Março de 2020.

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UNB
Programa de Pós-Graduação em Geografia – PÓS-GEA

Dissertação de Mestrado

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA – PÓS-GEA
LINHA1: ANÁLISE DE SISTEMAS NATURAIS

Mapeamento de solos através de técnicas diretas e indiretas na Apa Nascentes Do Rio Vermelho, Mambaí-GO.

José Gustavo da Silva Nunes.

Trabalho de conclusão de mestrado apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, Campus Darcy Ribeiro, Universidade de Brasília, como requisito parcial para obtenção de grau de Mestre em Geografia.

Orientador: Rogério Elias Soares Uagoda.

Brasília,

Março de 2020.



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UNB
Programa de Pós-Graduação em Geografia – PÓS-GEA
Dissertação de Mestrado

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA – PÓS-GEA
LINHA1: ANÁLISE DE SISTEMAS NATURAIS.

MAPEAMENTO DE SOLOS ATRAVÉS DE TÉCNICAS DIRETAS E INDIRETAS NA APA NASCENTES DO RIO VERMELHO, MAMBAÍ-GO.

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, Campus Darcy Ribeiro, Universidade de Brasília, como requisito parcial para obtenção de grau de Mestre em Geografia.

Banca examinadora:

Brasília, 20 de Março de 2020.

_____

Prof. Dr. Rogério Elias Soares Uagoda, GEA/UnB
Orientador

_____

Prof. Dr. Welitom Rodrigues Borges,
IGD/UNB

_____

Prof. Dr. Uidemar Morais Barral,
IGD/UNB

Dedico este trabalho primeiramente à Deus que me conduziu em cada conquista, tem me dado proteção, um lar e uma família maravilhosa.

Dedico também à minha família de origem, em especial minha mãe, Maria de Lourdes, que sempre me apoiou em todos os anos de estudos, nos momentos bons e ruins, ajudando-me a superar as crises externa e internas, que fez muito bem o papel de pai e não deixou eu me perder por caminhos tortuosos, durante a longa caminhada da vida.

Dedico à minha família que começou a se formar, ao meu filho Davi, à minha filha Maria Luíza, e a Nynna Alves (minha futura esposa), porque tem me dado mais motivos para vencer.

Dedico ainda a toda equipe de Professores da Geografia UnB, que me forneceu suporte, conhecimento e muitos ensinamentos para além de conteúdos acadêmicos, que vou levar como experiência por toda a vida. E a todos que contribuíram para a minha formação intelectual e pessoal.

Agradecimentos

Agradeço primeiramente à Deus por tudo que tem me dado e pelos caminhos que tem traçado em minha vida, pois sem ele não estaria concluindo mais esta etapa.

E agradeço a toda equipe de pós-graduação em Geografia UnB, faxineiras, copeiras, secretários, professores e quem mais contribuiu para tornar este curso de mestrado acolhedor e inclusivo para quem desejar nele entrar. Em especial ao professor orientador deste trabalho, Rogério Uagoda, que me ajudou a superar mais esta etapa acadêmica, com muita dedicação e paciência, dispondo de muito do seu tempo para a realização deste trabalho acadêmico, como também ao ICMBio/CECAV que tem dado apoio financeiro e estrutural à pesquisa.

E por último, mas não menos importante, agradeço aos professores de educação básica que ajudaram a formar meu caráter e me forneceram uma base para entrar na universidade.

NUNES, JOSÉ GUSTAVO DA SILVA.

Mapeamento de solos através de técnicas diretas e indiretas na Apa Nascentes Do Rio Vermelho, Mambaí - Goiás. – Estudo de caso.

(UNB/PÓSGEA – José Gustavo da Silva Nunes, Brasília/DF. 2019)

Dissertação – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade de Brasília.

Curso de Mestrado em Geografia.

Orientador: Rogério Uagoda.

1 Mapeamento. 2 Solos. 3 Carste. 4 Técnicas Diretas e indiretas.

É concedida à Universidade de Brasília permissão para reproduzir cópias desta dissertação e emprestar ou vender tais cópias somente para propósitos acadêmicos e científicos. O autor reserva outros direitos de publicação e nenhuma parte desta dissertação pode ser reproduzida sem a autorização por escrito do autor.

_____

José Gustavo da Silva Nunes

Sumário

Resumo **11**

CAPÍTULO 1 (APRESENTAÇÃO DA PESQUISA) **12**

Área de Estudo **13**

CAPÍTULO 2 (ARCABOUÇO TEÓRICO/METODOLÓGICO) **17**

Solos Em Carste Tropical, Desenvolvimento Pedogenético E Comportamento Hidrológico: Uma Revisão Teórica. **17**

Introdução **18**

Propriedades Físicas e Químicas da Água **20**

Grupos Hidrológicos de Solos **21**

Solos em áreas Cársticas **25**

Solos Tropicais em áreas cársticas brasileiras **27**

Considerações Finais **31**

Referências **32**

Análise da eficiência dos métodos indiretos para o mapeamento de solos frente às técnicas diretas, e suas possíveis associações: Uma revisão metodológica **36**

Introdução **37**

Mapeamento digital de solos **38**

Georadar **40**

Espectrorradiometria **44**

Comportamento Espectral do Solo **47**

Radiometria **49**

Integração entre GPR e SAR **50**

Conclusão **52**

Referências **52**

CAPÍTULO 3 (ARTIGOS DE RESULTADOS) **60**

O uso do Georadar para estudo da Catena em ambiente cárstico da APA Nascentes do Rio Vermelho, Mambaí-Go. **60**

Resumo **60**

Introdução **61**

Materiais e Métodos **64**

Área de Estudo **65**

Resultados e Discussões **71**

Considerações Finais **82**

Referências **83**

Mapeamento de solos em área cárstica, através do estudo da catena com auxílio de geotecnologias e descrições em campo: Um estudo de caso na APA Nascentes do Rio vermelho, Mambaí – GO **86**

Introdução **87**
Materiais e Métodos **89**
Área de Estudo **89**
Resultados e Discussões **97**
Considerações Finais **107**
Referencias **108**

Figura 1. Mapa de localização, geologia e pedologia utilizados como base para APA NRV. 14
Figura 2. Principais Horizontes diagnósticos superficiais. Fonte: FOTH & SCHAFER, 1980. Adaptado pelo autor para o SIBCS. 18
Figura 3. Horizontes diagnósticos subsuperficiais. Fonte: FOTH & SCHAFER, 1980. Adaptado pelo autor para o SIBCS. 19
Figura 4. Organograma das propriedades e interações básicas entre água e solo, abordando de forma sequencial e esquemática as propriedades físicas e, como elas interagem para que ocorra a retenção da água pelo solo. 20
Figura 5. Mapa mostrando áreas cársticas em todo o planeta. Fonte: Produzido pelo autor com base nos dados da Universidade de Auckland. 21
Figura 6. Condições e propriedades do solo para classificação dos Grupos Hidrológicos. 23
Figura 7. Representação esquemática de como solos podem estar dispostos em áreas cársticas. Fonte: Piló e Auler, 2013. 26
Figura 8. Mapa de pesquisas de solos em áreas cársticas, com a localização das rochas Calcíticas e Dolomíticas. Fonte: Produzido pelo autor com a base de dados do CPRM (1997). 28
Figura 9. Conjunto de informações para o mapeamento digital de solos. Fonte: Caten et al., 2012. 38
Figura 10. Cronogramas mostrando a disponibilidade pública do software de geomorfometria. Fonte Wood, 2009. 39
Figura 11. Aplicação do método GPR. 40
Figura 12. Variação da permissividade relativa com o aumento do teor de água em um solo com alto teor de caolinita. Fonte: Thomas et al. (2006). 42
Figura 13. Esquema ilustrando a espectrorradiometria. Fonte: Meneses, 2001. 44
Figura 14. Localizações dos 12.509 pontos de resposta espectral que estão no banco de dados global. Fonte: Viscarra Rossel, 2016. 45
Figura 15. Locais de amostragem da Biblioteca Espectral do Solo do Brasil. Fonte: Demattê et al, 2019. 46
Figura 16. Determinação de ângulos, avaliações de concavidade, banda e dados simulados de curvas espectrais dos solos estudados por Demattê, comparados com as curvas espectrais dos tipos de solo classificados por Stoner & Baumdardner (1981) e Formaggio et al. (1996). Fonte: Demattê, 2002. 48
Figura 17. Esquema de aquisição de dados através de antenas do tipo SAR. Fonte: Agência de Exploração Aeroespacial do Japão, 2014. 50
Figura 18. As curvas superior e inferior referem-se, respectivamente, às potências GPR e SAR. Fonte: Grandjean et al., 2003 51
Figura 19. Aplicação do método GPR. 62
Figura 20. Variação da permissividade relativa com o aumento do teor de água em um solo com alto teor de caolinita. Fonte: Thomas et al. (2006). 64
Figura 21. Mapa de localização da APA NRV. 65
Figura 22. Mapa geológico elaborado com a base de dados do Serviço Geológico do Brasil (CPRM), e pedológico elaborado a partir da base de dados do SIEG-GO da APA NRV. 66

Figura 23. Seção de GPR executado na região da Caverna da Tarimba, apresentado no radargrama sem processamento. 68
Figura 24. Seção de GPR executado na região da Caverna da Tarimba, com todas as etapas de processamento sem o envelope, e sem aplicação do relevo. 68
Figura 25. Seção de GPR executado na região da Caverna da Tarimba, com todas as etapas de processamento executadas, sem aplicação do relevo. 68
Figura 26. Imagem da compartimentação da APA NRV, e perfis de GPR. 70
Figura 27. Modelo Geomorfológico da APA NRV, apresentando as litologias presentes na região, que exercem forte controle sobre as formações pedológicas. 72
Figura 28. Localização do perfil de GPR 05, executado próximo à Caverna da Tarimba. 73
Figura 29. Resultados da seção de GPR 05, executado na região da Caverna da Tarimba, com a topografia aplicada ao perfil, e as fotografias do solo. 74
Figura 30. Resultados da seção de GPR 07, executado na região da Caverna Extrema, com a topografia aplicada ao perfil, e as fotografias do solo. 76
Figura 31. Seção de GPR 04, demonstrando a situação de contato entre arenitos da Formação Posse e Serra das Araras. 77
Figura 32. Seção de GPR 15, realizado na área da Calmasa Calcário Mambaí S/a, próximo a drenagem. 78
Figura 33. Seção de GPR 16, realizado na área da Calmasa Calcário Mambaí S/a. 79
Figura 34. Seção de GPR 17, realizado em uma área de chapada, demonstrando a relativa homogeneidade de latossolos, que são profundos, expressa em uniformidade. 80
Figura 35. Seção de GPR 21, realizado na área de um paleocanal, próximo a Cachoeira do Funil. 81
Figura 36. Esquema ilustrando a espectrorradiometria. Fonte: Meneses, 2001. 88
Figura 37. Mapa de localização da APA NRV. 90
Figura 38. Mapa geológico elaborado com a base de dados do Serviço Geológico do Brasil (CPRM), e pedológico elaborado a partir da base de dados do SIEG-GO da APA NRV. 91
Figura 39. Imagem da compartimentação da APA NRV, seguido da localização dos pontos de coletas e descrições morfológicas. 93
Figura 40. Modelos de Elevação digital de Terreno testados para a elaboração da árvore de decisão e classificação automática do solo. 94
Figura 41. Ilustração da árvore de decisão com algumas das equações elaboradas para a classificação do Neossolo Litólico, Chernossolo e Latossolo. 96
Figura 42. Fluxograma das etapas de elaboração da pesquisa. 97
Figura 43. A) Perfil de Cambissolo desenvolvido em rochas da Formação Serra das Araras, devido ao relevo íngrime. B) Perfil de Chernossolo desenvolvido em carbonatos da Formação Lagoa do Jacaré, descrito em um perfil cavado pela erosão. C) Perfil de Latossolo desenvolvido em área de chapada da Formação Serra das Araras. D) Perfil de Neossolo Quartzarênico desenvolvido em rochas da Formação Posse. E) Perfil de Neossolo Litólico, desenvolvido em Siltitos da Formação Lagoa do Jacaré. F) Perfil de Organossolo, desenvolvido em Fundo de vale, sobre rochas da Formação Posse. 98
Figura 44. Formações geológica na Apa NRV. A) Formação Serra das Araras; B) Formação Posse; C) Contato entre os Grupos Urucuia e Areado; D) Grupo Areado; E) Pelito da Formação Lagoa do Jacaré; F) Transição entre pelitos e carbonatos impuros da Lagoa do Jacaré; G) Pacote de intercalações entre rochas da Formação Lagoa do Jacaré. 99
Figura 45. Sequência estratigráfica das litologias encontradas na Apa NRV associadas aos solos subjacentes. 100
Figura 46. A) Antigo nível dinâmico do lençol freático, registrado pelo nível laterítico. B) ilustração do palecanal. C) Imagem de detalhe do nível laterítico. D) imagem de detalhe do paleocanal. 103

Figura 47. Situação do palecanal e lençol freático, contribuindo para a gênese de lateritas que dão suporte aos relevos residuais da região. 103
Figura 48. Curvas espectrais com a remoção do continuo, dos solos da área incluindo Cambissolos, Chernossolos, Neossolos, Latossolos e Organossolos, com a definição dos picos de reflexão para óxidos de ferro, água e alguns silicatos, É possível identificar que os argissolos tem maior quantidade de óxidos, capacidade de absorver água e quantidade de outros minerais silicatos, já os Neossolos apresentam as três características reduzidas. 104
Figura 49. Mapa de solo elaborado a partir das informações de campo e laboratório, introduzidas nas equações pedológicas. 105

Resumo

Esta pesquisa tem por objetivo elaborar um mapa de solos da Apa Nascentes do Rio Vermelho (NRV), com a obtenção de informações diretas de estudos, que envolve coleta de amostras, descrição morfológica de perfis, análises laboratoriais das amostras como geoquímica, fertilidade, granulometria, espectrorradiometria, para apoiar e validar os métodos indiretos de aquisição de dados que envolve o georadar, geoprocessamento e SIG. A Apa NRV está localizada no município de Mambaí Go, na porção nordeste do estado. Apresenta uma de área mais 176 mil hectares, e está compreendida na Bacia Hidrográfica do Tocantins. Na primeira etapa da pesquisa foi feito um levantamento bibliográfico, através do qual elaborou-se dois artigos científicos, um de revisão da teoria e outro de revisão da metodologia. Para a execução desta etapa optou-se pela busca de artigos indexados com mínimo Qualis A2. Na segunda etapa da pesquisa, após a obtenção dos dados de campo e laboratório, foi elaborado o artigo de resultados, através do qual explanou-se sobre os resultados das coletas superficiais, da análise da paisagem, das descrições morfológicas, da espectrorradiometria e do georadar. Através de ferramentas disponibilizadas no Envi 5.3, foi possível elaborar uma imagem de composição colorida composta pela elevação, declividade e aspecto, e classificar os solos com base em árvores de decisão, criando-se uma equação para cada solo descrito. O mapa pedológico apresentou resultado satisfatório, de forma que todos os pontos de controle foram coincidentes com a classificação apresentada.

Palavras chave: Mapeamento Pedológico; Métodos Diretos e Indiretos; Carste.

Abstract

This research has for objective to elaborate a soil map of Apa Nascentes do Rio Vermelho (NRV), obtaining direct information from studies, which involves sample collection, morphological description of profiles, laboratory analysis of samples such as geochemistry, fertility, granulometry, spectroradiometry, to support and validate the indirect methods that data acquisition involves georadar, geoprocessing and GIS. Apa NRV is located in the municipality of Mambaí Go, in the northeast portion of the state. It has an area of over 176 thousand hectares, and is comprised in the Tocantins Hydrographic Basin. In the first stage of the research, a bibliographical survey was carried out, through which two scientific articles were prepared, one revising the theory and the other revising the methodology. To perform this step, we opted for searching indexed articles with a minimum Qualis A2. In the second stage of the research, after obtaining the field and laboratory data, the results article was elaborated, through which it was explained about the results of surface collections, landscape analysis, morphological descriptions, spectroradiometry and georadar. Using tools made available in Envi 5.3, it was possible to create a colorful composition image composed of elevation, slope and aspect, and to classify soils based on decision trees, creating an equation for each soil described. The pedological map showed a satisfactory result, so that all control points were coincident with the classification presented.

Keywords: Pedological Mapping; Direct and Indirect Methods; Karst.

CAPÍTULO 1 (APRESENTAÇÃO DA PESQUISA)

Este trabalho tem por escopo realizar um mapeamento de solos baseado em análises pedológicas diretas em campo e técnicas auxiliares dentre elas a geofísica rasa e o geoprocessamento. O local da pesquisa é a Área de Proteção Ambienta Nascentes do Rio Vermelho (APA - NRV), que se trata de uma unidade de conservação de uso sustentável gerenciada pelo Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade (ICMBio), criada em 2001 com o objetivo de organizar a ocupação das áreas de influência do patrimônio espeleológico, com intuito de evitar a degradação dos solos e recursos hídricos. Antes de iniciar a pesquisa se faz necessário entender que o conceito de solo é amplo. Segundo o conhecimento popular, solo é qualquer superfície do planeta Terra (ou outros), composta por algum tipo de material desagregado, compactado ou não. Mas cada ciência que estuda a pedologia (Agronomia, Engenharia Civil ou Florestal, Geografia, Geologia, etc.), apresentam visões diferentes sobre as definições, conceitos e utilização do solo.

A Ciência do Solo o entende como um recurso natural, produto do intemperismo de rochas, e para a sua classificação leva em consideração além do material de origem, atributos físicos, químicos, biológicos, fertilidade além do uso e manejo (Lepsch, 2011).

Um conceito antigo e clássico que classifica o solo de maneira consistente é a definição abordada pelo Soil Survey Manual (1951), "a coleção de corpos naturais que ocupam partes da superfície terrestre, os quais constituem um meio para o desenvolvimento das plantas e que possuem propriedades resultantes do efeito integrado do clima e dos organismos vivos, agindo sobre o material de origem e condicionado pelo relevo durante um certo período de tempo".

Todo plano de conservação e manejo de uma área de preservação tem como um dos focos mapeamento do solo, que irá servir como base para as demais pesquisas. E este trabalho se propõe a utilizar técnicas diretas e indiretas de mapeamento para produzir um mapa de solos, e assim compor o projeto de "Susceptibilidade, Hidrologia e Geomorfologia Cárstica Aplicadas à Conservação do Patrimônio Espeleológico da Área de Proteção Ambiental das Nascentes do Rio Vermelho" (Termo de Compromisso de Compensação Espeleológica- TCCE nº 01/2018/ICMBIO), coordenado pelo professor do programa de Pós Graduação em Geografia – UNB, Dr. Rogério Uagoda.

No decorrer da pesquisa estabeleceu-se metas a serem cumpridas de acordo com o cronograma, conforme se alcançavam os objetivos de cada fase proposta, elas passaram a ser referenciadas como etapas.

A organização em etapas se iniciou com pesquisas dos materiais bibliográficos para fornecer suporte às metas seguintes. As etapas foram organizadas na seguinte cronologia: elaboração dos artigos de revisão; campos para coletas de materiais e dados; processamento de dados e análises laboratoriais envolvendo as amostras coletadas para a geração de resultados e artigos de resultados.

O desenvolvimento em formato de artigos científicos torna a pesquisa mais didática e facilita o acesso de outros usuários. Os artigos teóricos e metodológico integram o capítulo 1 (teoria e da metodologia aplicada ao mapeamento de solos respectivamente), e com os dados obtidos foi desenvolvido um artigo de resultados para compor o capítulo 2.

O primeiro artigo elaborado teve por objetivo buscar indexações já publicadas, dissertações e teses que trabalharam com o desenvolvimento de solos em áreas cársticas, e obter um entendimento de como os solos destes ambientes se enquadram nos grupos hidrológicos de solo existentes. Esta revisão foi alvo de avaliação durante a qualificação da pesquisa, sendo submetida à Revista Caminhos da Geografia, e rejeitado posteriormente, e será feita uma nova submissão a Revista Brasileira de Geografia Física.

O segundo artigo traz informações sobre algumas das metodologias indiretas que tem sido utilizadas para o mapeamento pedológico, dentre elas: Sensoriamento Remoto, Sistema de Informações Geográficas (SIG), Mapeamento Digital de Solos (MDS), Georadar (GPR), Espectrorradiometria (medidas radiométricas em ambientes controlados). Esta pesquisa embasou-se em uma breve revisão teórica, e funcionamento da técnica, aplicações do método voltadas para a pedologia, e a existência ou não de uma padronização no processamento dos dados ou na utilização do método, assim como de uma base de dados internacional. Esse artigo foi submetido à Revista Brasileira de Geografia Física e obteve parecer favorável a publicação, após revisões.

O capítulo 3 traz uma síntese dos resultados sob a forma de artigo, utilizando-se dos dados de campo como base e confirmação das informações, dando suporte as técnicas indiretas de mapeamento. O artigo trará como produto principal o mapa de solos da APA NRV, com nível de detalhes e escala melhorados, além dos dados de geofísica rasa, espectrorradiometria, fertilidade e granulometria.

Área de Estudo

A Apa Nascentes do Rio Vermelho é uma unidade de conservação de uso sustentável criada em 2001, com a finalidade de proteger o patrimônio espeleológico e melhorar a gestão dos recursos hídricos. A região abrange uma área de 176.324,33 hectares, localizada no município de Mambaí-Go, porção nordeste do estado, a uma distância de 509 Km de Goiânia e 301 Km de Brasília fazendo fronteira com a Bahia.

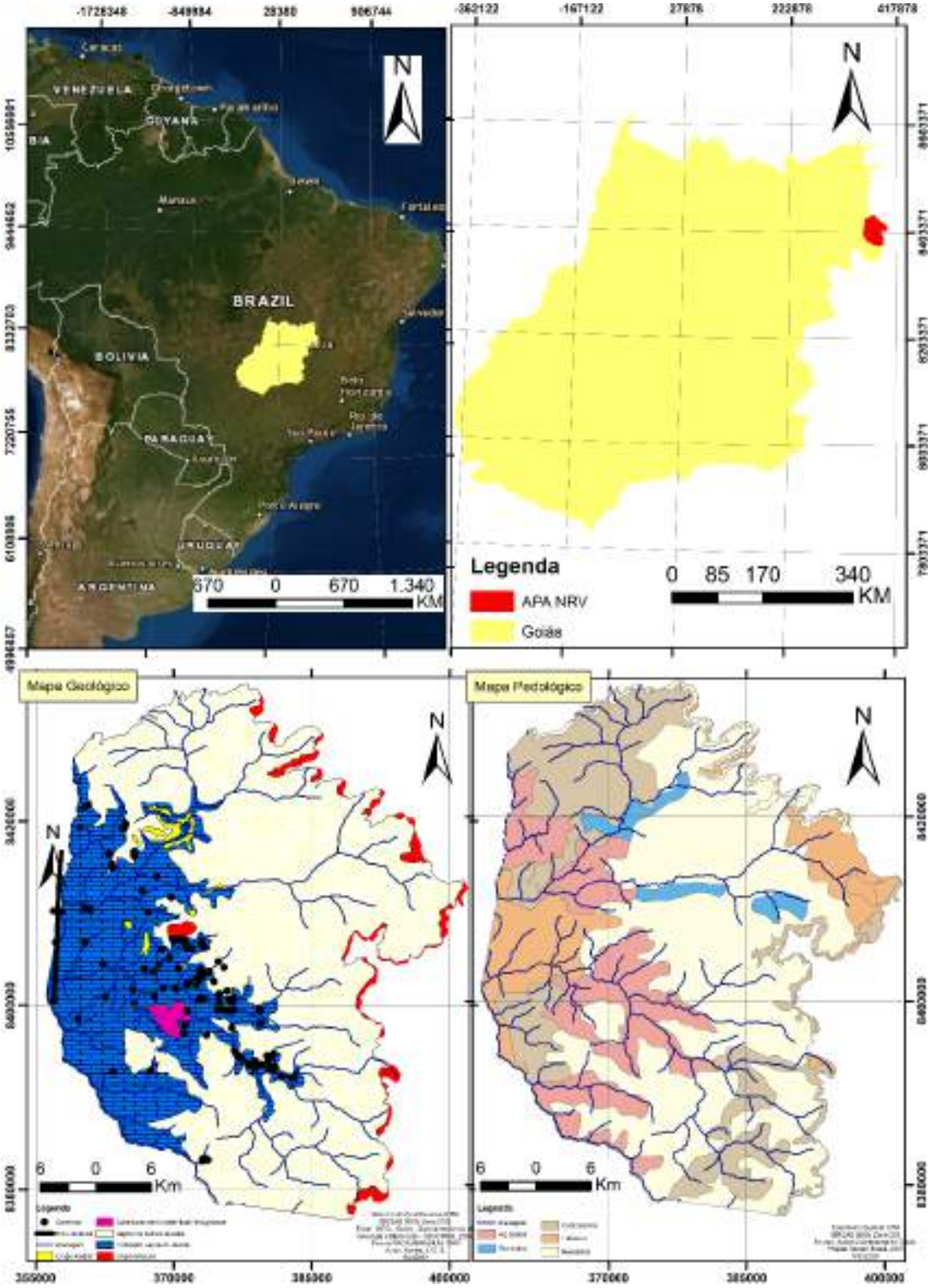


Figura 1. Mapa de localização, geologia e pedologia utilizados como base para APA NRV.

As características climáticas da APA são inerentes ao clima tropical, com duas estações definidas, uma fria e seca, e outra quente e úmida. A área está compreendida na Bacia Hidrográfica do Tocantins. A vegetação presente é o cerrado. O contexto geomorfológico é retratado por Cherem e Varajão (2014), apresentado duas compartimentações separadas por uma cuesta. A porção superior (Chapadão Central) é um remanescente da superfície

Sulamericana, (representada pelos arenitos do Grupo Urucuia) e a porção inferior (Vão do Paranã) remanescente da superfície Velhas, representada por rochas do Grupo Bambuí. Através de algumas visitas de campo, foi possível confirmar a presença de algumas litologias do Grupo Urucuia, como a Formação Posse, apresentando arenitos de matriz basicamente quartzosa, cor esbranquiçada e grandes estratificações cruzadas informando um ambiente de deposição eólico, e sobreposta a esta encontra-se a Formação Serra das Araras apresentando arenitos avermelhados com morros testemunhos suportados por camadas espessas de carapaças lateríticas, a composição avermelhada indicando a presença de argilas e os clastos arredondados indicam o transporte fluvial. Estas formações foram previamente descritas por Campos e Dardenne, 1997. Com a erosão da Formação Capacete, os arenitos do Grupo Areado, e uma grande porção de pelitos e carbonatos da Formação Lagoa do Jacaré pertencentes ao Grupo Bambuí ficaram expostos na superfície (CAMPOS & DARDENNE, 1997).

Para o mapeamento da área estudada, buscou-se integrar técnicas diretas de mapeamento, com procedimentos de campo adotados pela Embrapa (2018), com descrição morfológica do perfil dos solos encontrados na área, além de análises físicas, químicas e mineralógicas, para comparação e validação das técnicas indiretas no que se refere ao mapeamento digital de solos (MDS), georadar (GPR), espectrorradiometria, granulometria e geoquímica.

O mapa apresentado (Figura 1), contém informações da base de dados do Sistema Estadual de Estatística e Informações Geográficas do Estado do Goiás (SIEG), cujo a fonte de informações pedológicas foram obtidas da Agencia Ambiental do Goiás (atualizadas do programa RADAMBRASIL), e as informações geológicas são do SIG-Goiás - Superintendência de Geologia e Mineração – SIC/ CPRM, 2008. O mapa pedológico foi compartimentado de acordo com a geologia, os Argissolos e algumas porções de Latossolos foram enquadradas nos domínios de rochas carbonáticas da APA. Extensas áreas que apresentam rochas do Grupo Urucuia (Formação Posse e Serra das Araras) e em menor proporção do Grupo Areado estão mapeadas geologicamente como colúvios-eluviais, e generalizadas no mapa de solos como Neossolos.

Pergunta e objetivos

Como apresentado no mapa geológico e pedológico da figura 2, a base de informações contidas nos órgão e agências governamentais são insuficientes para uma gestão eficiente da APA NRV, e o sistema cárstico torna e região mais sensível e vulnerável a ação antrópica, motivo pelo qual se faz necessária um levantamento pedológico minucioso, e uma mapa na escala de detalhes. Mas a carência de pesquisas justamente em áreas de feições carsticas, surgem algumas dúvidas sobre: como fazer um levantamento eficiente dos solos em áreas com um grande “gap” na instrumentalização? Técnicas geofísicas como Georadar (GPR) são eficientes para mapear a interface solo/rocha (epicarste)? Se sim para a pergunta anterior, qual deve ser a frequência da antena utilizada? Outras técnicas podem ser utilizadas para integrar o Mapeamento Digital de Solos (MDS)? Quais?

Um sistema semi-automatizado para mapeamento de solos não é incomum, e alguns autores trabalham com este método desde o início dos anos 2000, apesar de a primeira publicação brasileira envolvendo esta ferramenta, aparecer em revistas científicas apenas em 2006, muitos pesquisadores se utilizaram do método no país. Um computador não é capaz de pensar, mas de distribuir dados de acordo com funções matemáticas, aproximando modelos que chegam próximos a realidade, mas há uma incógnita se tipo de ferramenta funcionará em áreas cársticas, que podem apresentar variações composicionais abruptas, maior variabilidade nos materiais pedológicos, e comportamento hidrológico e hidrogeológico diferentes dos modelos tradicionais conhecidos.

O objetivo geral desta pesquisa é gerar um Mapa de solos da região da APA NRV, através de técnicas indiretas de mapeamento (MDS; GPR; Espectrorradiometria), com a validação dos métodos tradicionais de mapeamento (Descrições Morfológicas; Coleta; Análises Laboratoriais).

Os objetivos específicos, vão de encontro à validação das técnicas indiretas utilizadas, como também na comparação e análise dos dados obtidos, podendo ser categorizados em:

- Analisar a eficiência do GPR para investigar a profundidade dos solos de maneira indireta e sua relação com o carste subjacente;
- Associar a resposta espectral, de acordo com a curva gerada, a cada tipo de solo mapeado, e verificar se as curvas espectrais das rochas-fontes podem indicar alguma similaridade com o material pedogenético desenvolvido a partir delas;
- Verificar se padrões morfológicos descritos apresentam correlação com diferentes unidades geomorfológicas.

CAPÍTULO 2 (ARCABOUÇO TEÓRICO/METODOLÓGICO)

Neste capítulo serão desenvolvidos dois artigos de revisão da teoria e da metodologia respectivamente, sendo que o primeiro artigo, que foi submetido a Revista Caminhos da Geografia (pág. 14 – 31), deverá buscar um entendimento do desenvolvimento pedológico e do comportamento hidrológico em carste tropical, para tal entendimento deve se conhecer como se comportam os grupos hidrológicos, mensurar a contribuição das rochas carbonáticas para solos formados nestes ambientes, e organizar os trabalhos brasileiros que desenvolveram algum tipo de pesquisa de solo em área cárstica em um mapa nacional. O segundo artigo, que se pretende submeter a Revista Brasileira de Geografia Física (pág. 32 – 54) deverá investigar quais técnicas são aplicáveis para o mapeamento digital de solos, como o GPR e a Espectrorradiometria podem contribuir para o mapeamento indireto de solos, e suas possíveis associações com as técnicas convencionais. Também deverá verificar se existem padronização no processamento de dados dos métodos ou bases globais de dados que possam facilitar o manuseio dos dados e resultados produzidos por esta pesquisa. As pesquisas forma embasadas principalmente por artigos científicos indexados, e secundariamente em livros, teses, dissertações, etc.

Revista Brasileira de Geografia Física v.__, n.__ (2020) ___-___.

ISSN:1984-2295

Revista Brasileira de Geografia Física

Homepage: https://periodicos.ufpe.br/revistas/rbgfe



Solos Em Carste Tropical, Desenvolvimento Pedogenético E Comportamento Hidrológico: Uma Revisão Teórica.

José Gustavo da Silva Nunes[1], Rogério Uagoda[2],

[1] Mr. em Análise de Sistemas Naturais pelo programa de Pós-Graduação em Geografia (UnB), Bacharelado e Licenciatura em Geografia (UnB), Geologia (UnB). Departamento de Geografia, Universidade de Brasília Campus Universitário Darcy Ribeiro, Brasília, Distrito Federal. CEP: 70910-900. Brasil. (61) 31077257. jgustavosn@gmail.com [2] Dr. Pesquisador, Departamento de Geografia, Universidade de Brasília Campus Universitário Darcy Ribeiro, Brasília, Distrito Federal. CEP: 70910-900. Brasil. (61) 31077257. rogeriouagoda@unb.br

Artigo recebido em 12/04/2020

R E S U M O

Este trabalho teve como objetivo reunir informações sobre comportamento pedogenético e hidrológico em áreas de rochas carbonáticas de clima tropical. A execução desta pesquisa foi embasada em artigos científicos indexados, nacionais e internacionais, como também em livros, teses e dissertações relevantes para o tema proposto. O solo é um sistema multifásico, e os seus aspectos morfológicos e constitucionais atuam facilitando ou dificultando a permeabilidade da água, assim cada horizonte pedológico funciona como um mecanismo em um mesmo perfil de solo. Os fatores físicos/químicos da água também atuarão contribuindo para a classificação dos grupos hidrológicos de solo. No Brasil, a Embrapa realizou classificações dos horizontes diagnósticos, dos grupos hidrológicos e dos tipos de solos, baseada em autores internacionais, adaptadas às condições tropicais. Mas as áreas cársticas, que representam um percentual de 20% da superfície terrestre, podem apresentar condições particulares para a formação de solo e para o comportamento hidrológico, podendo incluir zonas locais de alta permeabilidade, fuga de água subterrânea e eliminação de resíduos insatisfatórios. Solos de ambientes cársticos são mal desenvolvidos, apresentam argilas avermelhadas de baixa atividade normalmente. No Brasil os estudos deste tipo de ambiente são escassos, mas alguns trabalhos desenvolvidos em áreas cársticas trazem algumas informações básicas sobre os solos. As pesquisas encontradas que trouxeram informações dos solos em carstes, foram plotadas no mapa brasileiro. A pesquisa demonstrou que há um gap de informações para o desenvolvimento pedológico em áreas cársticas, mas é possível fazer associações entre estas classes de solo a outros ambientes, incluindo o comportamento hidrológico.

Palavras-chave: Grupos hidrológicos de solos, Solo Tropical, Carste.

Soils In Tropical Karst, Pedogenetic Development And Hydrological Behavior: A Theoretical Review

A B S T R A C T

This work aimed to gather information on pedogenetic and hydrological behavior in carbonate rock areas of tropical climate. The execution of this research was based on indexed scientific articles, national and international, as well as on books, theses and dissertations relevant to the proposed theme. The soil is a multiphase system, and its morphological and constitutional aspects act to facilitate or hinder water permeability, so each pedological horizon works as a mechanism in the same soil profile. The physical / chemical factors of the water will also act contributing to the classification of soil hydrological groups. In Brazil, Embrapa carried out classifications of diagnostic horizons, hydrological groups and soil types, based on international authors, adapted to tropical conditions. However, karst areas, which represent a percentage of 20% of the earth's surface, may present particular conditions for soil formation and hydrological behavior, and may include local areas of high permeability, groundwater leakage and unsatisfactory waste disposal. Soils in karst environments are poorly developed, with reddish clays of low activity normally. In Brazil, studies of this type of environment are scarce, but some studies carried out in karst areas bring some basic information about the soils. The researchers found that brought information on soils in carstes, were plotted on the Brazilian map. Research has shown that there is an information gap for pedological development in karst areas, but it is possible to make associations between these soil classes and other environments, including hydrological behavior.

Keywords: Soil Hydrological Groups; Tropical Soil; Karst.

Revista Brasileira de Geografia Física v.__, n.__ (2020) ___-___.

Introdução

Áreas cársticas fazem parte de um tipo específico de paisagem na qual o intemperismo químico determina as formas de relevo, desenvolvido através da dissolução da rocha encaixante. O termo “carste” tem origem em uma área no leste da Eslovênia, divisa com o norte da Itália, chamada "krs" e significa paisagem nua, pedregosa, sem água (JONES et al, 2003). Logo a classificação se aplicaria para rochas que de alguma forma pudessem reagir e serem solubilizadas, mas ainda na década de 1980, feições cársticas desenvolvidas em rochas consideradas não solúveis como quartzitos e granitos, foram identificadas por pesquisadores em outras regiões do planeta (CHALCRAFT; PYE, 1984; YOUNG, 1986; DOERR, 1999; WILLEMS et al, 2002). O objetivo deste trabalho é de estudar solos desenvolvidos especificamente em rochas carbonáticas em áreas tropicais, e seu comportamento hidrológico.

Os Solos desenvolvidos em áreas cársticas não são incomuns, tendo em vista que as rochas carbonáticas recobrem 20% da superfície do planeta livre de gelo (FORD & WILLIAMS, 1989). Mas as pesquisas que buscam o entendimento de desenvolvimento pedológico e do comportamento hidrológico, em ambientes cársticos, são ínfimos.

O processo de desintegração das rochas ocorre de forma natural, quando estas são sujeitas a ações da atmosfera terrestre, provocando uma série de alterações físicas e químicas, em maior ou menor intensidade dependendo da localização, condição climática e da paragênese mineral (LEPSCH, 2011).

O solo é produto da ação concomitante do clima e de organismos que atuam desgastando material de origem (rocha), que a depender do tipo de relevo, pode intensificar ou retardar o processo. Todos estes fatores devem ter uma continuidade ao longo do tempo para desenvolver um perfil do solo. Durante sua formação, o solo poderá passar por processos de desenvolvimento como perdas, transformações, translocações e adições (LEPSCH, 2011).

Segundo Young e Crawford (2004) os solos constituem os sistemas ambientais mais complexos devido a diversidade de processos e interações envolvidos em sua formação. Por se tratar de um sistema aberto com contínuo fluxo de massa dentro e fora do sistema em diversas fases (liquido, gasoso e solido), estes sistemas são muito sensíveis as interferências antrópicas devido ao manejo e uso do solo. Foth e Schafer (1980), através de análises de processos pedogenéticos, aspectos morfológicos e constitucionais, propuseram classificações no que se refere à horizontes diagnósticos superficiais, mas estes horizontes tiveram que ser adaptados para condições de clima tropical, como é demonstrado nas Figura 2 e Figura 3, exceto para o horizonte antrópico que é criado ou modificado pelo homem.

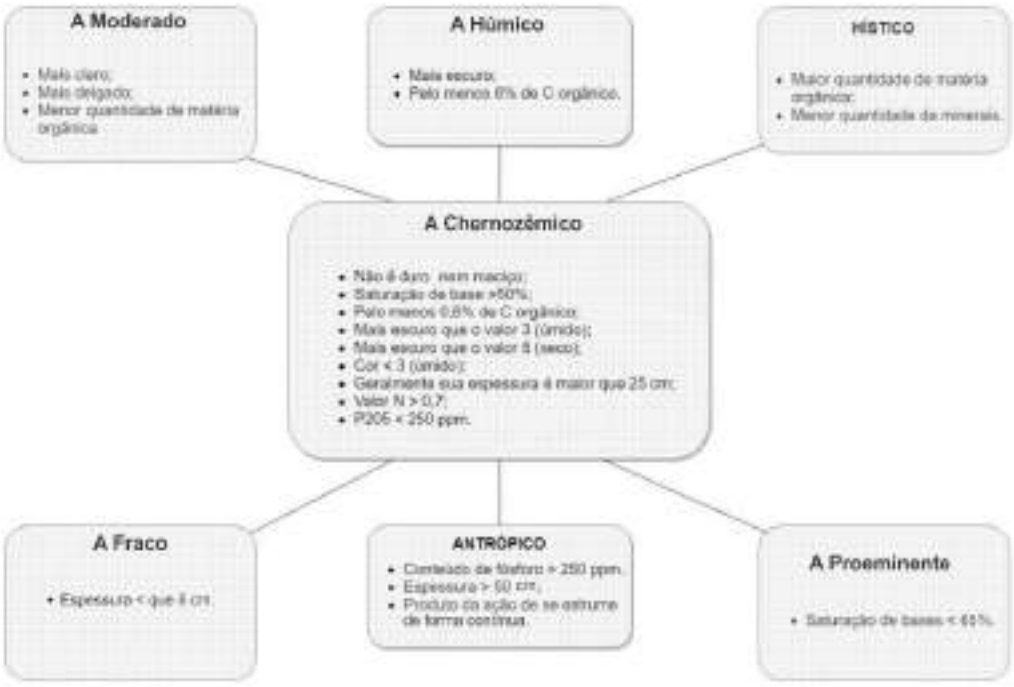


Figura 2. Principais Horizontes diagnósticos superficiais. Fonte: FOTH & SCHAFER, 1980. Adaptado pelo autor para o SIBCS.

Revista Brasileira de Geografia Física v.__, n.__ (2020) ___-___.

Foth e Schafer (1980), também descreveram 18 horizontes diagnósticos subsuperficiais, porem nem todos se aplicam para áreas de clima tropical, sendo apenas seis horizontes são representativos para esta faixa de clima (e.g. B textural (Bt), B latossólico (Bw), B incipiente (Bi), B nítico (Bt), B espódico (Bs, Bhs, Bh), B plânico, E álbico (E), Plíntico, Concessionário, Litoplíntico, Glei, Cálcico, Petrocálcico, Sulfúrico, Vértico, Fragipã, Duripã) nos quais foram descritos suas composições devido aos processos de adição, remoção e transformação. Os horizontes minerais (e.g. Chernozêmico, Duripã, Fragipã, B Espódico, Nátrico) foram definidos através da quantidade de carbono orgânico nas frações húmicas e características diferenciais de teores minerais de solos (FOTH & SCHAFER, 1980). Os outros horizontes são demonstrados na Figura 3, desenvolvidos através de perda ou enriquecimento em determinados elementos.

.

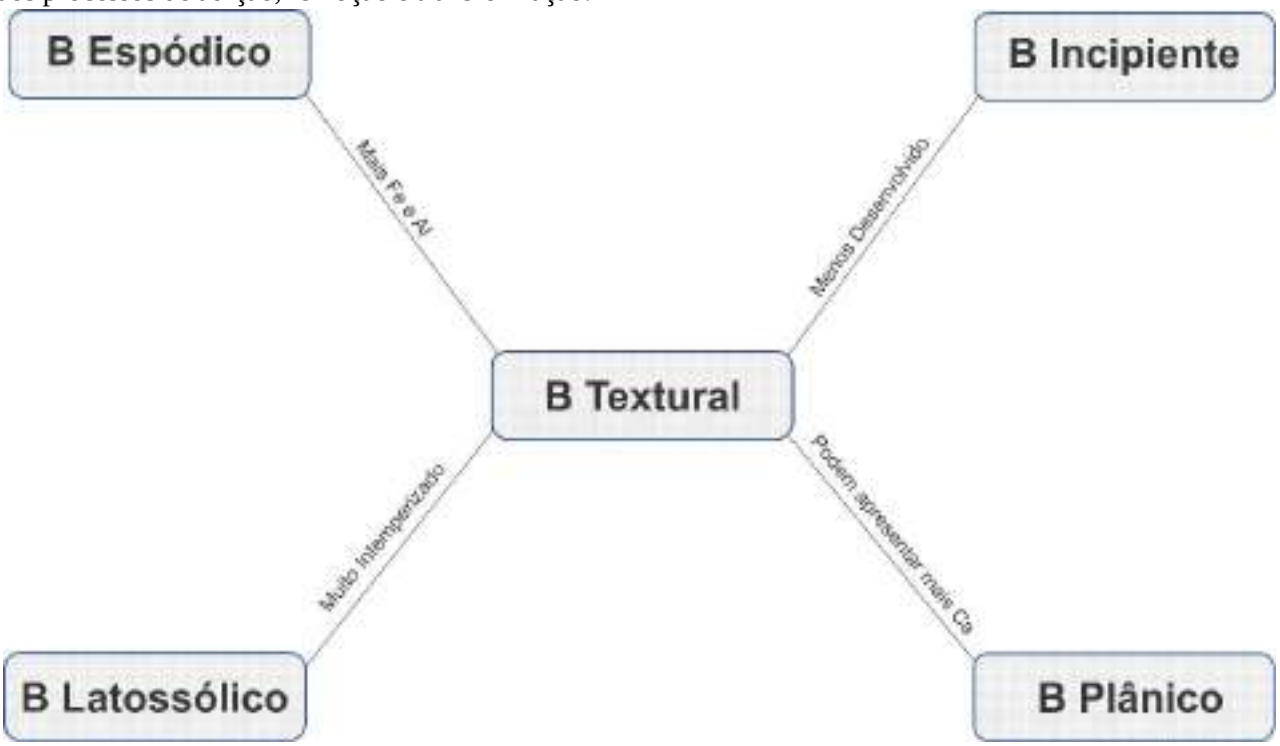


Figura 3. Horizontes diagnósticos subsuperficiais. Fonte: FOTH & SCHAFER, 1980. Adaptado pelo autor para o SIBCS.

Foth e Schafer (1980), também definiram os regimes de temperatura dos solos, baseado em monitoramentos a uma profundidade de 50 cm da superfície do solo. Estes regimes afetam fortemente o uso e manejo dos solos, particularmente na seleção de plantas adaptadas. Os regimes de temperatura do solo são:

- Pergélico – temperatura média anual menor que 0° C;
- Frígido – temperatura média anual menor que 8° C;
- Mesotérmico – temperatura média anual entre 8 e 15° C;
- Térmico – temperatura média anual entre 15 e 22° C;
- Hipertérmico – temperatura média anual superior a 22° C.

Como também foram definidos regimes de umidade, de acordo com a presença ou ausência de água na seção controle de umidade (FOTH & SCHAFER, 1980). Segundo Foth e Schafer (1980), devido a variação composicional das classes de solos (e.g. mineral e quantidade de matéria orgânica, embasamento cristalino), eles vão apresentar comportamentos químicos e físicos heterogêneo na sua relação com a água:

- Áquico – o solo permanece a maior parte do ano saturado com água;
- Údico – o solo permanece úmido a maior parte do ano;
- Ústico – regime intermediário entre o Údico e arídico;
- Arídico – o solo permanece seco a maior parte do ano.

Revista Brasileira de Geografia Física v.__, n.__ (2020) ___-___.

Propriedades Físicas e Químicas da Água

Segundo Brady (1984), a polaridade da água explica o porquê suas moléculas são atraídas por íons carregados eletrostaticamente e por superfícies coloidais. Cátions tais como H+, Na+, K+ e Ca2+ tornam-se hidratados devido a sua atração pelo oxigênio (negativo) na extremidade da molécula de água. Do mesmo modo, superfícies das argilas carregadas negativamente atraem a água, através do hidrogênio (positivo) na extremidade da molécula. Esta interação se torna ainda mais complexa quando se trata de sua relação com os solos.

Segundo Brady (1984) As pontes de hidrogênio determinam as duas forças básicas responsáveis pela retenção e movimento da água no solo, a atração entre moléculas de água (coesão) e atração das moléculas de água pelas superfícies sólidas (adesão). O autor afirma ainda que as moléculas de água são retidas nas superfícies dos poros dos solos por adesão, que junto com a força da atração, explica o movimento ascendente da água como capilaridade. Explica ainda a atração da água por superfícies sólidas (adesão ou adsorção) e a tensão superficial da água que é devida à atração entre as moléculas de água (coesão).

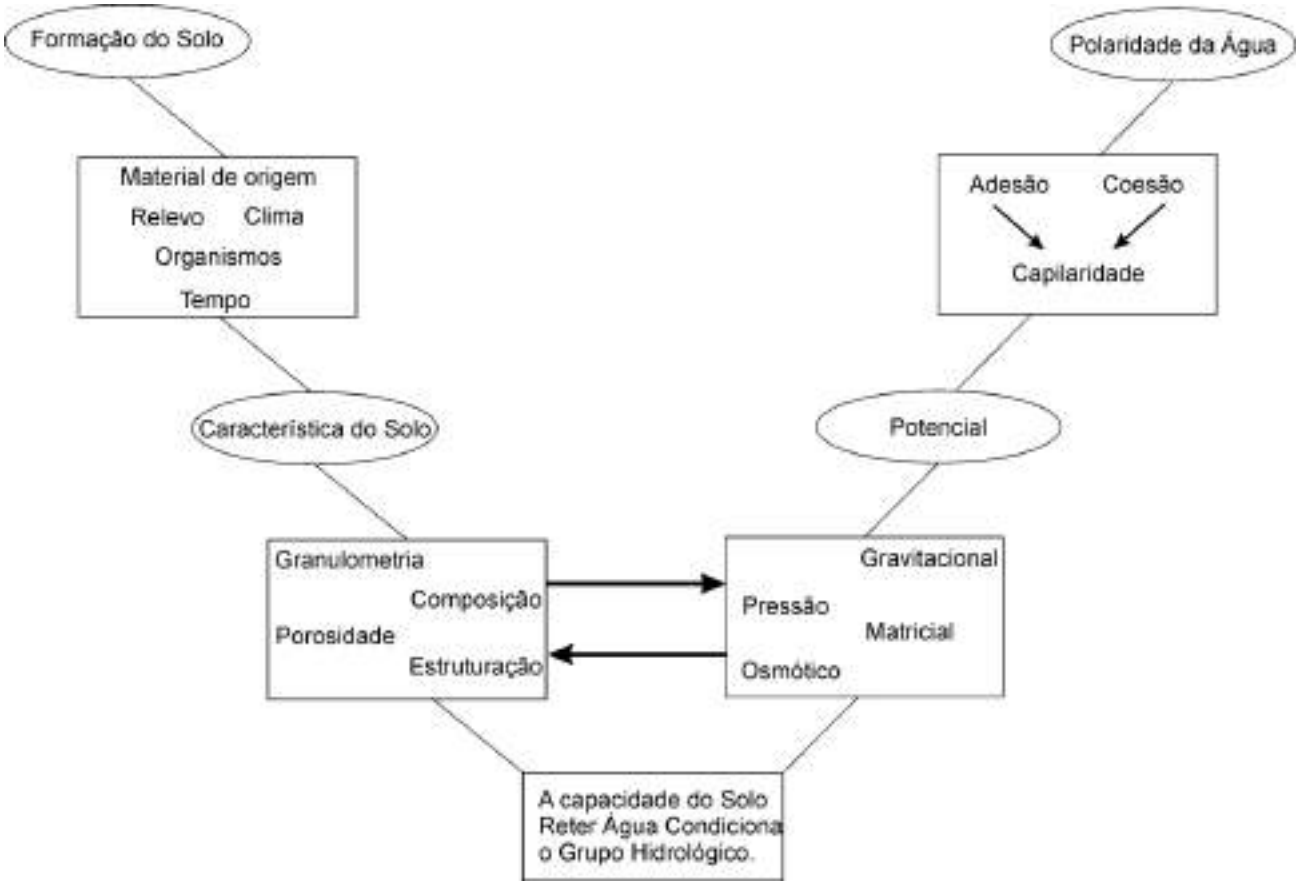


Figura 4. Organograma das propriedades e interações básicas entre água e solo, abordando de forma sequencial e esquemática as propriedades físicas e, como elas interagem para que ocorra a retenção da água pelo solo.

Forças capilares são atuantes em todos os solos úmidos, no entanto, a taxa de movimento e a ascensão são menores do que se espera, considerando apenas o diâmetro dos poros do solo (BRADY, 1984). Uma das razões propostas pelo autor é que os poros do solo não são uniformes como tubos de vidro. Além disso, alguns poros contêm ar aprisionado diminuindo ou impedindo o movimento capilar da água. O autor apresenta uma correlação entre texturas finas como inversamente proporcional à velocidade do fluxo de fluidos.

Segundo dados de Gleick (1996), o volume global de umidade nos solos corresponde à 16.500 Km³, representando 0,001% do total de água do planeta. Sendo que parte desta água abastece os aquíferos que comportam 23.400.000 Km³ ou 1,7% do volume de água, rios com 2.120 Km³ ou 0,0002%, e pântanos com 2.100 Km³ ou 0,0008% do total de água do planeta.

As áreas cársticas (Figura 5), que se formam devido a dissolução da calcita e dolomita presente em rochas carbonáticas, correspondem a

Revista Brasileira de Geografia Física v.__, n.__ (2020) ___-___.

cerca 20% do total da superfície do planeta, livre de gelo (FORD & WILLIAMS, 1989). Mesmo cobrindo uma parcela significativa da Terra, quando os grupos hidrológicos de solos foram pensados, não se levou em consideração o comportamento hidrológico para coberturas pedológicas que recobrem estas áreas.

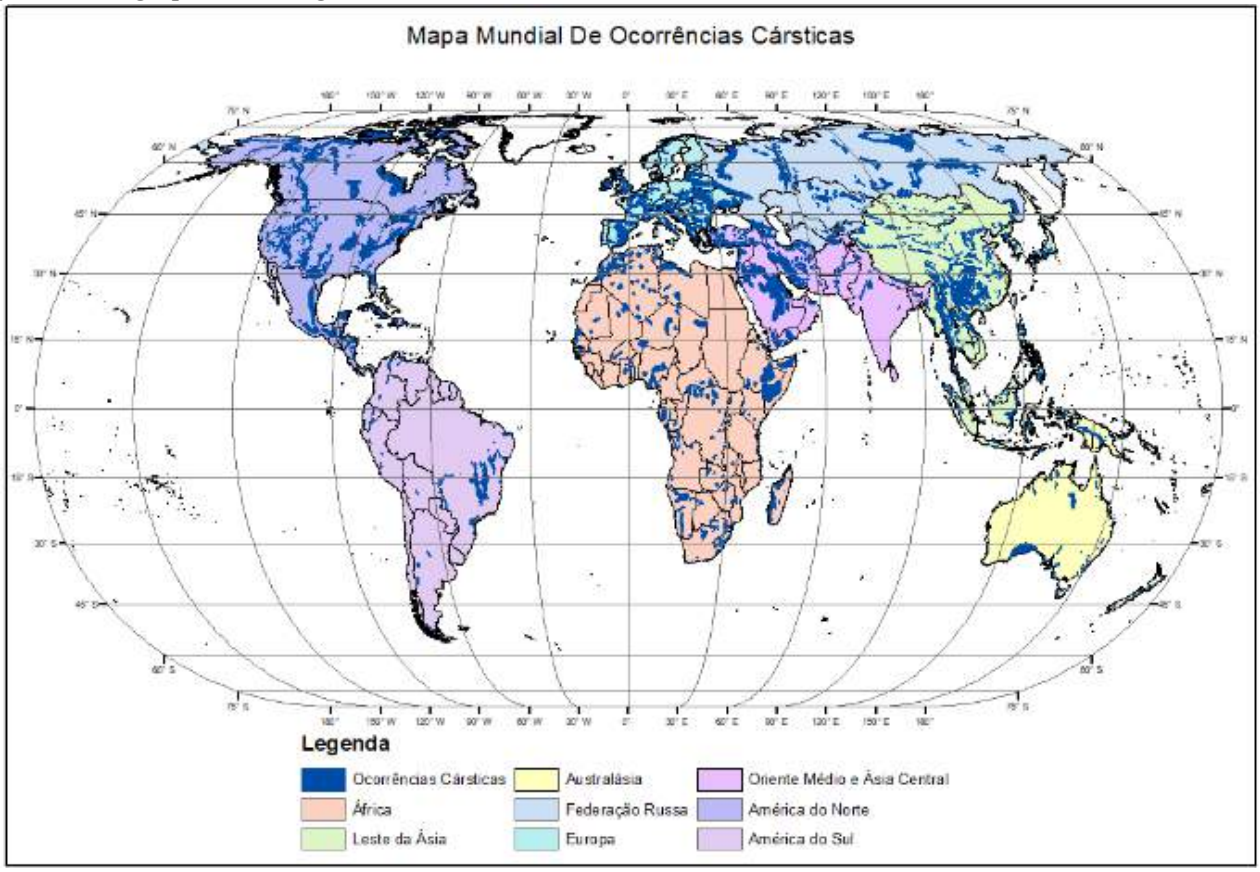


Figura 5. Mapa mostrando áreas cársticas em todo o planeta. Fonte: Produzido pelo autor com base nos dados da Universidade de Auckland.

Grupos Hidrológicos de Solos

Os solos foram originalmente reunidos em grupos hidrológicos, baseados em monitoramentos da precipitação, escoamento superficial e dados de infiltração (MUSGRAVE, 1955). Segundo NEH (2009), para o caso de solos não monitorados foram estabelecidos. A maioria dos agrupamentos são baseados na premissa de que os solos, encontrados dentro de uma mesma região climática, são semelhantes em profundidade para uma camada restrita ou lençol freático, taxa de transmissão de água, textura, estrutura, e grau de dilatação quando saturado, e que também terá respostas de escoamento semelhantes. As classes são baseadas nos seguintes fatores:

- Absorção e transmissão de água sob condições de máxima precipitação anual (completamente encharcado);
- Solo não congelado;
- Superfície de solo exposto;
- Grau de expansão das argilas.

Estes fatores devem ser revistos para solos tropicais, pois alguns não se aplicam às condições climáticas brasileiras. Além disso, a inclinação da superfície do solo não é considerada ao classificar grupos hidrológicos de solos (NEH, 2009).

De forma simplificada, grupos hidrológicos de solo são determinado pela taxa de transmissão de água (condutividade hidráulica) da camada de solo não saturada com a taxa mínima da condutividade hidráulica para o lençol freático (camada saturada) (Figura 6). Sendo que a camada menos transmissiva pode ser qualquer horizonte de solo que transmite água em um ritmo mais lento para horizontes acima ou abaixo (NEH, 2009). Assim foram definidos quatro grupos hidrológicos de solo:

- Grupo **A** Compreende os solos com baixo potencial de escoamento e alta taxa de infiltração uniforme quando completamente molhados, em geral apresentam menos de 10% de argila e mais de 90% de areia ou cascalho. A condutividade

hidráulica excede os 40 micrometros por segundo (0,04 mm/h), quando a profundidade da camada impermeabilizante é superior a 50 cm, e do lençol freático é maior que 60 cm, os solos contém mais de 1 m de profundidade.

- Grupo **B** apresenta solos com potencial de escoamento moderadamente baixo quando encharcado, sendo que estes solos apresentam entre 10 a 20% de argila, e de 50 a 90% de areia, podendo conter carbonato marga, sendo bem agregados e de baixa densidade aparente, podendo ser composto por mais de 35% de fragmentos de rocha. Em condições na qual a profundidade da camada menos transmissiva fica a aproximadamente 50 cm, e a condutividade fica entre 10 e 40 micrometros por segundo (> 0,01 à ≤ 0,04 mm/h). A profundidade do lençol freático é superior a 60 cm, a condutividade geralmente fica entre 4 e 10 micrometros por segundo.
- Grupo **C** apresenta solos com potencial de escoamento moderadamente elevado, quando encharcado, com baixa taxa de infiltração. Apresentam em sua composição de 20 a 40% de argila e menos de 50% de areia contendo marga. Alguns solos com texturas argilosas, silte/argilosa, areia/argilosa podem ser colocados neste grupo se forem bem agregados, de baixa densidade ou conter mais de 35% de fragmentos de rocha. A saturação da condutividade hidráulica da camada menos transmissiva deve estar entre a superfície e 50 centímetros, e entre 1 e 10 micrometros por segundo (> 0,001 à ≤ 0,01 mm/h). A profundidade da camada impermeabilizante deve ser maior que 50 cm. A profundidade do lençol freático deve ser maior que 60cm. Solos com profundidade superior a 100 centímetros com um confinamento e um lençol freático são do grupo C se a saturação hidráulica de todas as camadas de solo à 100 cm da superfície excederem 0,4 micrometros por segundo, mas deve ser inferior a 4 micrometros por segundo.

Os solos do grupo **D** apresentam um elevado potencial de escoamento quando encharcados. O movimento de água através deste solo é restrito ou muito restrito. Eles contêm mais de 40% de argila e menos de 50% de areia, com alto potencial de expansão. Fazem parte destes grupos solos com permanência elevada do lençol freático. Os limites das características físicas destes solos são: a profundidade da camada impermeabilizante deve ser entre 50 e 100cm; a saturação hidráulica da camada menos transmissiva é menor que 1 micrometro por segundo (≤ 0,001 mm/h).

Revista Brasileira de Geografia Física v.__, n.__ (2020) ___-___.

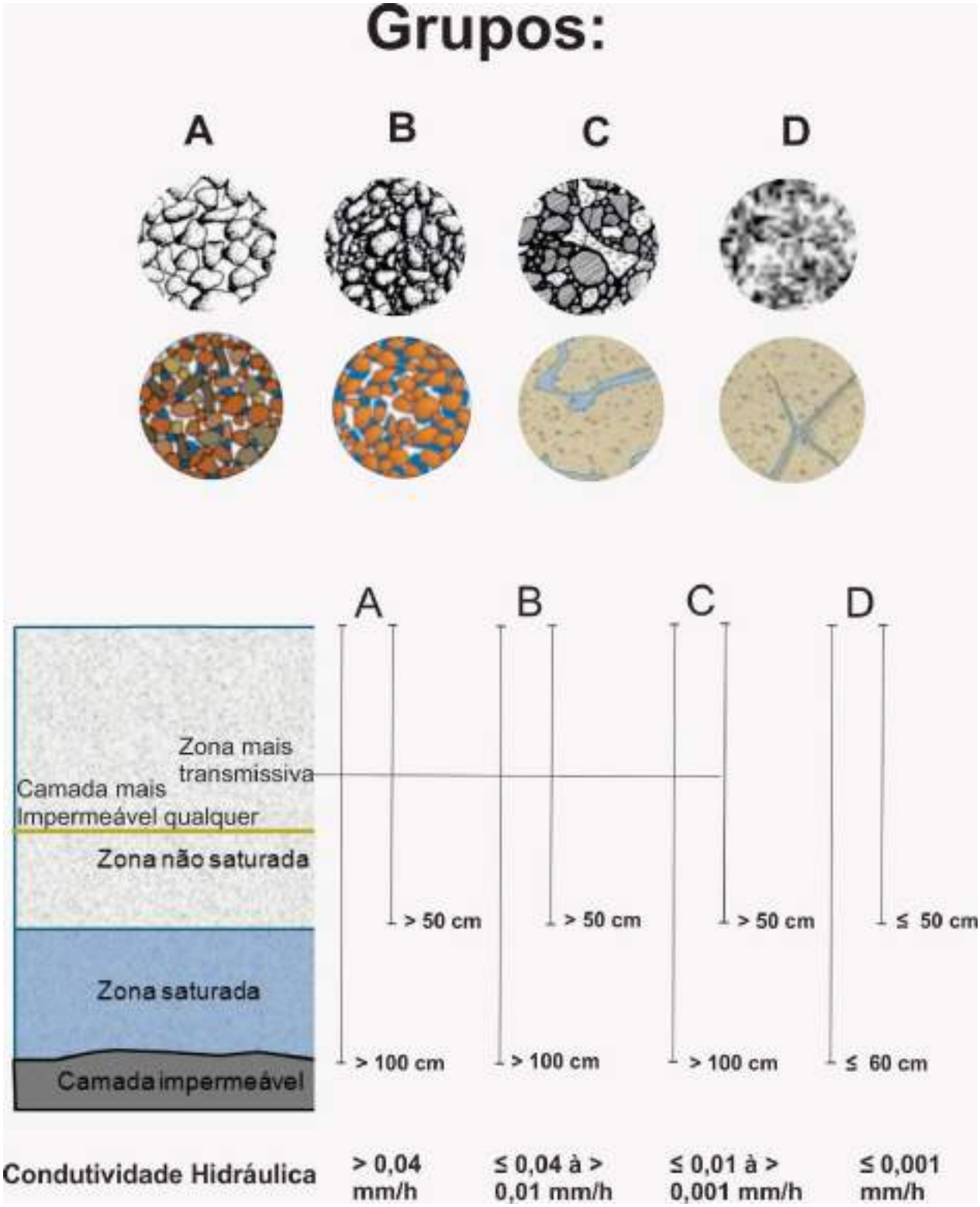


Figura 6. Condições e propriedades do solo para classificação dos Grupos Hidrológicos.

Certas classes de solos são colocadas no Grupo D devido a presença do lençol freático a 60 cm de profundidade, mesmo que a saturação da condutividade hidráulica seja favorável para a infiltração de água. Porém se estes solos puderem passar pelo processo de drenagem adequada, então eles são atribuídos a 2 grupos hidrológicos de solo (NEH, 2009).

Revista Brasileira de Geografia Física v.__, n.__ (2020) ___-___.

Tabela 1. Critérios para atribuição de grupos de solos hidrológicos quando existe uma camada impermeável a uma profundidade entre 50 e 100 centímetros.

Propriedade do solo	Grupo hidrológico de solo A	Grupo hidrológico de solo B	Grupo hidrológico de solo C	Grupo hidrológico de solo D
Condutividade hidráulica da camada menos transmissiva saturada	> 0,04 mm/h	≤ 0,04 à > 0,01 mm/h	≤ 0,01 à > 0,001 mm/h	≤ 0,001 mm/h
	e	e	e	E
Profundidade da água na camada impermeável	50 à 100 cm	50 à 100 cm	50 à 100 cm	≤ 50 cm
	e	e	e	E
Profundidade do lençol freático	60 à 100 cm	60 à 100 cm	60 à 100 cm	≤ 60 cm

Fonte: NEH (2009), adaptado pelo autor.

Tabela 2. Critérios para atribuição de grupos de solos hidrológicos quando existe uma camada impermeável a uma profundidade maior que 100 centímetros.

Propriedade do solo	Grupo hidrológico de solo A	Grupo hidrológico de solo B	Grupo hidrológico de solo C	Grupo hidrológico de solo D
Condutividade hidráulica da camada menos transmissiva saturada	> 0,01 mm/h	≤ 0,01 à > 0,004 mm/h	≤ 0,004 à > 0,0004 mm/h	≤ 0,0004 mm/h
	e	e	e	E
Profundidade da água na camada impermeável	> 100 cm	> 100 cm	> 100 cm	> 100 cm
	e	e	e	E
Profundidade do lençol freático	> 100 cm	> 100 cm	> 100 cm	> 100 cm

Fonte: NEH (2009), adaptado pelo autor.

Segundo Zhang et al. (2018), mudanças na cobertura natural por uso da terra, e mudanças climáticas são os dois fatores mais importantes nas variações hidrológicas, podendo afetar a evapotranspiração, interceptação, infiltração e o escoamento superficial até alterar diretamente a morfologia e condições fisiológicas da paisagem e alterar indiretamente o solo e o limite das camadas atmosféricas. Logo, não se pode definir grupos hidrológicos como estruturas inalteráveis.

O solo é o principal limitador da água que está reservada em seu meio, e apenas uma parcela deste recurso fica disponível para as plantas. E por este motivo, no campo é necessário manter a umidade do solo em quantidades suficientes para que o recurso hídrico esteja em disponibilidade para as plantas (TÁRNÍK & LEITMANOVÁ, 2017). Com base nos dados da última pesquisa citada, foi possível observar os impactos das alterações climáticas na quantidade de água no solo. O trabalho também pode ser tomado como base para decisões de planejamento do manejo da paisagem, parcelamento ou irrigação.

Partículas como cinzas, produtos de queimadas, também provocam alterações significativas na hidrologia do solo. Para Thomaz (2018), áreas sujeitas à acumulação de camadas de cinzas, aumentam a complexidade dos processos hidrogeomorfológicos. Em tese a combinação de cinzas, microagregados e solos, resultam em possibilidades diversas para as camadas. Para o autor, possivelmente cinzas podem aumentar o fluxo na superfície da terra e a erodibilidade do solo, outro possível efeito na interação cinza solo seria a vedação superficial, entupindo os poros dos solos, e a formação de crostas que resultam em mudanças superficiais da hidrologia.

As queimadas por sua vez provocam vários efeitos nas propriedades físico-químicas do solo, uma das alterações mais relevantes destas propriedades é a criação de uma frente contínua, repelente à água, paralela à superfície, que diminui a permeabilidade do solo (Imeson et al. 1992). Robichaud (2000) mensurou que a redução na condutividade hidráulica causada no solo pelo efeito do fogo pode chegar a 40%. Segundo Mataix-Solera e Doerr (2004), a estabilidade da estrutura de microagregados podem aumentar sob efeito de incêndios, devido à formação do filme hidrofóbico na superfície externa nas estruturas, enquanto que a estabilidade diminui drasticamente, devido às altas temperaturas desagregarem os cimentos orgânicos (Badı` a e Martı` 2003).

Microagregados, formados pela presença de outros compostos de origem diversa como cinzas originadas por queimadas ou vulcões, provocam alterações significativas no comportamento hidrológico do solo, de forma que deve ser dada uma atenção para áreas com potencial de acumulação destes compostos, principalmente áreas tropicais, de vegetação de savanas ou cerrado, nas quais ocorrem queimadas frequentes, devido a ação antrópica ou por causas naturais. Thomaz (2018), objetivou avaliar efeitos de microagregados e cinzas separadamente, e testar se a interação entre cinza/microagregados afeta hidrologia e erosão do solo, pois esta interação permanece pouco compreendida. Assim foram definidos quatro tipos de áreas: áreas sem microagregados e sem cinzas; áreas com microagregados; áreas com cinzas em concentrações de 600 g m²; e áreas com combinação de microagregados e cinzas. A partir dos resultados chegou-se à conclusão que a combinação entre microagregados e cinzas muda a hidrologia do solo com redução dinâmica da umidade do solo em torno de 28% e reduz o escoamento superficial em cerca de 78%, sendo que os microagregados no experimento apresentaram menor rendimento no escoamento e transporte de sedimentos.

Solos em áreas Cársticas

De acordo com à base de referência mundial para recursos do solo (IUSS, 2006), os solos que recobrem rochas calcárias e dolomíticas são compostos por argila avermelhada. Estes solos normalmente serão classificados como Neossolos Litólicos, Cambissolos, Luvissolos, Nitossolos e Vertisolos háplicos (Cromico). As taxas de dissolução da calcita na epicarste são altas, segundo White (1988), chegam a 0.1cm/ano. A zona denominada epicarste, segundo Ford e Williams (1991), compreende a faixa superior da rocha carbonática na qual ocorre a interface rocha/solo, onde a frente de intemperismo está atuando na formação e desenvolvimento do solo, podendo conter fissuras alargada por processos de carstificação, nas quais é drenada a água que entra no sistema e não é retida pelo solo, restando para o sistema somente a água do ponto de murcha permanente.

Revista Brasileira de Geografia Física v.__, n.__ (2020) ___-___.

De acordo com à base de referência mundial para recursos do solo (IUSS, 2006), os solos que recobrem rochas calcárias e dolomíticas são compostos por argila avermelhada. Estes solos normalmente serão classificados como Neossolos Litólicos, Cambissolos, Luvissolos, Nitossolos e Vertisolos háplicos (Cromico). As taxas de dissolução da calcita na epicarste são altas, segundo White (1988), chegam a 0.1cm/ano.

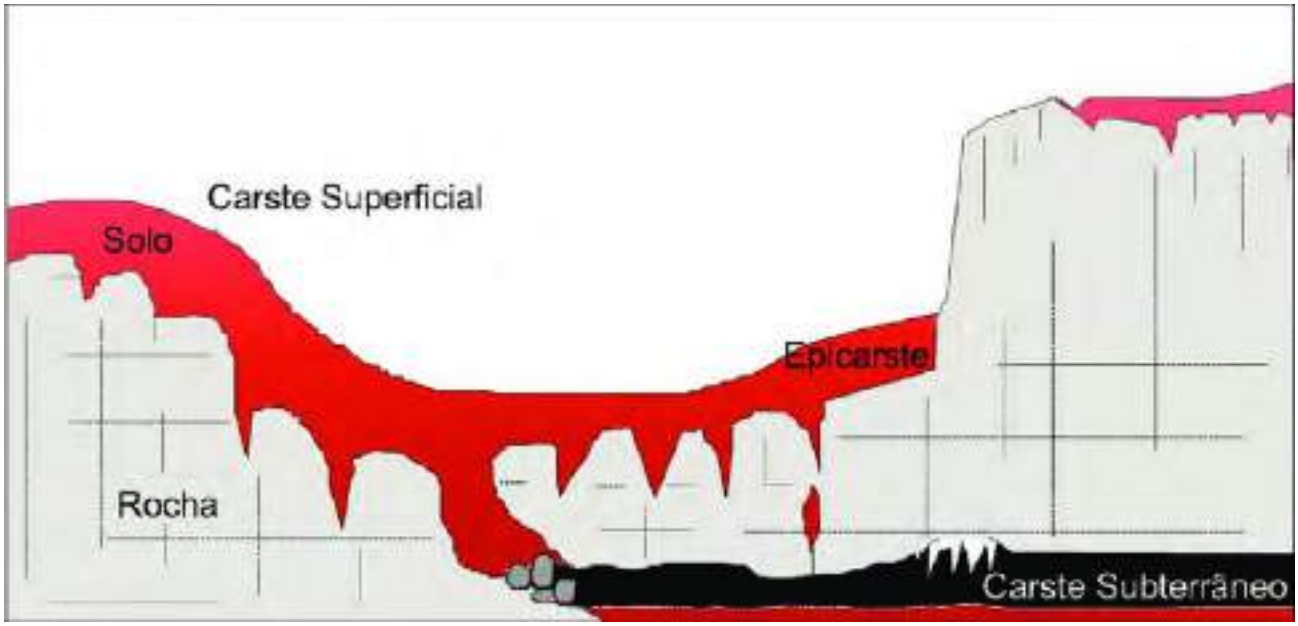


Figura 7. Representação esquemática de como solos podem estar dispostos em áreas cársticas. Fonte: Piló e Auler, 2013.

A tendência das rochas carbonáticas para desenvolver zonas locais de alta permeabilidade causa muitos problemas, incluindo a fuga de água subterrânea que resulta em escassez e baixa previsibilidade de abastecimento de água subterrânea, escassez de fluxos de superfície, instabilidade do solo para fins de fundação, vazamento de reservatórios de superfície e ambientes de eliminação de resíduos insatisfatórios (LEGRAND, 1983).

Travassos (2010), afirma que em ambientes cársticos o solo é representado como a porção superior da zona não saturada, onde a água precipitada pode, dependendo da profundidade e propriedades hidrológicas, ser armazenada temporariamente ou infiltrar em direção à zona epicarste. Sendo assim o solo pode funcionar como um regulador temporal de recarga hídrica no sistema cárstico.

A formação de solos de Latossolo Vermelho distroférrico típico (Terra Rossa) no carste da Península de Yucatán, onde o autor refere que a fonte do material que constitui solos de silicato sobre calcário foi debatida por mais de 150 anos. As duas principais fontes são a origem autoctone e outra aloctone, sendo definidos quatro tipos de estudos para determinar a origem dos materiais: Estudos regionais com trabalho de campo intensivo, descrição de perfis de solo e relevo; Estudos de campo com trabalho de campo intensivo, mas restritos espacialmente; Estudos de caso (pontos ou pequenas áreas) incluindo análises geoquímicas e micromorfológicas. Os dois primeiros tipos de estudo adotaram a hipótese de origem de solo residual, no qual a sua formação se deu através da dissolução de calcário, enquanto o terceiro tipo adotou a hipótese da contribuição de materiais alóctones. Na discussão dos resultados o autor deixa claro que há contribuição tanto alóctone quanto autóctone (BAUTISTA et al., 2011).

Sedov et al. (2007), e Cabadas-Báez et al. (2010), descrevem a cobertura do solo da península de Yucatán, composta por Chernossolos Rêndzicos e Neossolos razos ricos em húmus (os autores não entram no mérito da discussão sobre a acumulação de materia orgânica, mas uma hipótese para este tipo de ambiente, seria a concentração de materiais em dolinas), pedregosos, definidos de acordo com sua morfologia seguindo os critérios da World Reference Base (WRB, 1998). Sedov et al. (2007) afirma que a associação mais comum para a área é de Neossolos Rêndzicos, Neossolos calcáricos e Neossolos litólicos, e atribui diferenças nestas associações às mudanças na composição do relevo e calcário, de forma que as áreas com menor desenvolvimento do solo apresentam Neossolos Litólicos e Neossolos Rendzinicos. A saturação em água leva a formação de Leptossolos Gleicos.

Apenas dois casos de materiais alóctones foram detectados nos solos cársticos. Para Sedov et al. (2008), Leptossolos são essencialmente produtos de degradação do solo, podendo resultar também de misturas de materiais alóctones com autóctones.

A hematita, assim como outros óxidos de ferro, tem papel fundamental na estruturação e agregação dos solos, ajudando de forma direta na infiltração e promovendo uma maior coesão entre os grãos, de forma que a erosão é dificultada no meio (CORREA et al., 2008). Estes óxidos também servem de parâmetros para datação de solos através do paleomagnetismo, como foi realizado por Jaqueto et al. (2016), que fez medições através do magnetismo remanescente para datação de solos e sedimentos na região de Pau d´Alho, MT.

Solos Tropicais em áreas cársticas brasileiras

No Brasil, existem poucos estudos de solos em áreas cársticas e os dados hidrológicos destes solos não são suficientes para que se obtenha uma classificação diagnostica do território. Os poucos trabalhos realizados foram ordenados no mapa da Figura 8.

Shinzato (1998) (Figura 8, ponto 11), Oliveira et al. (1998) (Figura 8, ponto 9), Mota et al. (2008), Girão et al (2014), e Ferreira et al. (2016) afirmaram que as pesquisas sobre solos em áreas cársticas em climas tropicais ainda são incipientes. Tem sido observado que o processo de carstificação nos trópicos é mais intenso do que nas regiões temperadas devido às condições de temperatura mais elevadas e abundancia de precipitação (KARMANN, 2000) (Figura 8, ponto 6).

Piló (1998), desenvolveu uma pesquisa em Lagoa Santa - MG, e foram identificadas feições cársticas em rochas carbonáticas da Formação Carmo do Rio Claro (Grupo Andrelândia), Formações Gandarela (Grupo Itabira) e Fecho do Funil (Grupo Piracicaba), Formação Barroso (Grupo São João del Rei), Formação Vazante, Formação Uberaba (Grupo Bauru) e Formações Sete Lagoas e Lagoa do Jacaré (Grupo Bambuí). Embasado em dados de campos e em outras pesquisas, o autor afirma que para o desenvolvimento de 1m de solo em um carste tropical úmido, são necessários de 250.000 a 850.000 anos, e segundo Piló são necessários 5m de rocha carbonática inalterada para a formação de 30 cm de solo, sendo que e o tempo médio para o desenvolvimento do perfil fica entre 50 e 100 mil anos (Figura 8, ponto 10). Outro dado importante levantado pela pesquisa de Piló é que, para cada metro cúbico de argila produzida por descalcificação, são necessários 80m³ de calcário.

Revista Brasileira de Geografia Física v.__, n.__ (2020) ___-___.

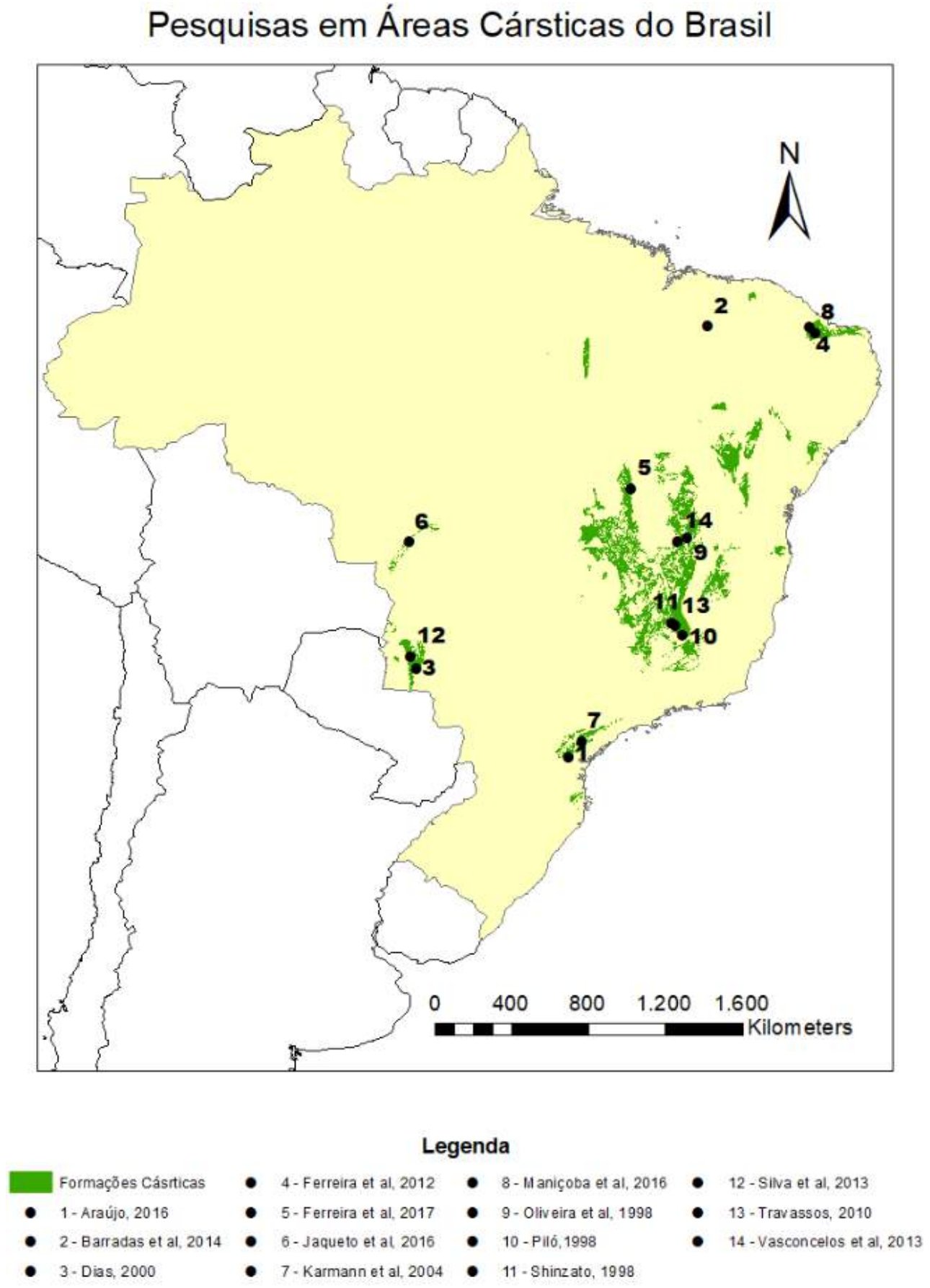


Figura 8. Mapa de pesquisas de solos em áreas cársticas, com a localização das rochas Calcíticas e Dolomíticas. Fonte: Produzido pelo autor com a base de dados do CPRM (1997).

Revista Brasileira de Geografia Física v.__, n.__ (2020) ___-___.

No trabalho de Costa et al. (2015), foi feita uma compilação de dados de solo na África Ocidental tropical a partir de documentos bibliográficos incluindo teses, relatórios, artigos e mapas relacionados a levantamentos de solo em cada país da área estudada. O autor se embasou em dados de campo, metodologias de classificação e datação para diagnosticar os solos tropicais. A conclusão foi que o desenvolvimento do solo na África Ocidental inclui o intemperismo progressivo, a iluviação de argila, a segregação de ferro, o acúmulo de oxihidróxidos de ferro e alumínio, o endurecimento ("indurated") e o aumento da espessura do solo com o tempo. E, normalmente algumas características de solos maduros desenvolvidos em áreas tropicais podem não estar relacionadas com o saprolito subjacente, mas sim derivarem de um material parental diferente que desapareceu ao longo do tempo geológico (COSTA et al., 2015).

Os solos em áreas cársticas normalmente são bem drenados, podendo conter cascalho e calcário, argila e marga como os descritos por Hu et al. (2015). O autor explica que o solo em áreas cárstica no sudeste da china, apresentam taxa de infiltração estável variando 0,43 a 4,25 mm/min; o teor de matéria orgânica do solo é relativamente alto, variando de 2,2% a 10,1%, e podem apresentar cristais de calcita neoformados, concreções ferruginosas, com horizontes silte arenoso, e estrutura de blocos subangulares, finos e friáveis que se quebram em grânulos, estrutura granular bem desenvolvida, com bioturbação, como os solos estudados por Cabadas-Báez et al. (2010). Sendo assim, conclui-se que não existe um padrão composicional, mas é possível determinar similaridades devido ao material de origem e clima, que são os únicos fatores com características semelhantes, que podem fornecer uma base de partida para classificação dos solos desenvolvidos em carstes tropicais.

No trabalho de Maranhão et al. (2016), foi verificado que, no sudoeste do Tocantins (Figura 8, Ponto 8), a variação do solo, principalmente com a relação à profundidade, foi determinada pela topografia, porem o material de origem proveniente de rochas do grupo Bambuí, teve papel secundário no que diz respeito a morfologia, textura e outras propriedades químicas do solo, pois todos os perfis investigados apresentaram alto teor de silte e argila. O alto teor de Ca e Mg, alto pH e baixo teor de Al são representativos para solos desenvolvidos sobre rochas carbonáticas. A saturação por bases e o equivalente de carbonato de cálcio também foram elevados.

Mas segundo Shinzato (1998), solos desenvolvidos sob a influência de rochas calcarias apresentam algumas características que podem distingui-los parcialmente de outros perfis (Figura 8, Ponto 11). Os solos seriam rasos e, raras vezes, profundos ou muito profundos, sendo eutróficos (com saturação de bases superior a 50%), possuindo argila de atividade alta, isto é, capacidade de troca catiônica superior a 27 cmolc kg-1 de argila e possuem razões elevados de SiO2/Al2O3, normalmente superiores a 2,5.

Tem sido um consenso científico que em áreas cársticas, os processos de transporte podem contribuir mais para pedogênese que o material de origem. Tal processo é relatado por Bautista et al. (2011), que realizou mapeamento em escala de detalhes de solos em áreas cársticas na península de Yucatán, e também por Olson et al (1980), que em seu trabalho buscou estabelecer fatores prevalecentes na formação de Terra Rossa sobre rochas calcarias no Sul da Índia.

Segundo Silva et al. (2013) no Brasil, apesar de os sistemas cársticos representarem uma área significativa do território nacional (cerca de 6 %), ainda carecem de estudos, sobretudo no que refere-se à sua cobertura pedológica. Os dados de solos são insuficientes para classificações bibliográficas, devendo ter apoio de dados de campo para que uma pesquisa de pedogênese em áreas cársticas seja adequadamente embasada.

O mapeamento de horizontes cálcicos e petrocálcicos é uma importante ferramenta que pode auxiliar na identificação e caracterização de solos em áreas cársticas, já que a lixiviação dos carbonatos em horizontes superficiais e, posteriormente sua percolação e reprecipitação em camadas subjacentes é comum nestes ambientes (SILVA et al., 2013) (Figura 8, ponto 13). Estes horizontes foram descritos por Mack et al. (1994), sendo utilizados como diagnósticos de paleoclimas como também paleoambientes. No caso do Brasil o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS, EMBRAPA, 2018), descreve o horizonte cálcico como "apresentando uma espessura de 15 cm ou mais, é enriquecido com carbonato de cálcio secundário e contém 150 g kg-1 ou mais de carbonato de cálcio equivalente, tendo no mínimo 50 g kg-1 a mais de carbonato que o horizonte ou camada subjacente. Este último requisito é expresso em volume, se o carbonato secundário do horizonte cálcico ocorre como pendentes em cascalhos, como concreções ou na forma pulverulenta. Se tal horizonte cálcico está sobre mármore, marga ou outros materiais altamente calcíticos (400 g kg-1 ou mais de carbonato de

cálcio equivalente), a percentagem de carbonatos não necessita decrescer em profundidade".

O SiBCS, 2018, afirma que com o enriquecimento em carbonatos, o horizonte cálcico tende progressivamente a se tornar obturado com carbonatos e, cimentado, formando um horizonte contínuo, endurecido, maciço, que passa a ser reconhecido como horizonte petrocálcico. "Nos estágios iniciais do horizonte cálcico, este tem carbonatos de consistência macia e disseminados na matriz do solo, ou acumulados em concreções endurecidas ou ambos. O horizonte petrocálcico evidencia o avanço evolutivo do processo de calcificação" (SiBCS, EMBRAPA, 2018). Pode haver ainda a presença acessória de sílica, é muito rígido quando seco, com estruturação laminar e poros totalmente obstruídos, apresentando espessura mínima superior a 10 cm, exceto no caso de horizonte laminar sobre rocha consolidada.

Para Silva et al. (2013), as pedoformas côncavas proporcionam maior desenvolvimento pedogenético em razão da maior infiltração da água no solo, já nas superfícies convexas predominam solos menos evoluídos, em razão da intensificação do processo erosivo (Figura 8, ponto 12). A coexistência de concreções ferromangnosas com pontuações de carbonato de cálcio foram correlacionados pelos autores à clima atual mais seco, responsável pela preservação do CaCO3 no solo. Em topossequência da base para o topo foram mapeados Argissolos Vermelhos eutróficos (nitossólico), Argissolos vermelhos distróficos, e Cambissolo háplico.

Ferreira et al. (2016), estudaram a gênese de solos de ambiente cárstico na Chapada do Apodi em busca de horizontes cálcicos ou petrocálcicos, tentando identificar os fatores de formação que podem levar a formação de solos com estes horizontes. Os autores buscaram identificar os diferentes minerais presentes no solo e, como os processos de intempéries agiram sobre o material de origem na evolução pedogenética (Figura 8, ponto 5). No trabalho De Ferreira et al. (2016), para validação da pesquisa os autores se valeram de diversos testes para cálculos de percentagens químicas, entre eles o equivalente de carbonato de cálcio através do ataque com HCL. Outro dado importante do trabalho é a analise espectroscópica, na qual foi obtida a faixa UV-visível entre 465 e 665 nm de absorbância do solo. Com auxílio da difratometria de raios X foi possível caracterizar as frações granulométricas para os perfis analisados.

Ferreira et al. (2016) chegaram à conclusão que alguns perfis receberam contribuição de materiais coluvionares, enquanto que outros estão associados a ciclos de pedogênese/morfogênese com combinação de clima de semiaridez. A eluviação de argilas foi outro processo atuante no processo pedogenético. Resultados semelhantes aos do trabalho de Silva et al. (2017), demonstrando a que a contribuição do material parental tem forte influência no desenvolvimento pedológico, apesar de o relevo ser determinante. Alguns trabalhos no Brasil têm feito um levantamento de dados em áreas cársticas como Dias (2000) (Figura 8, ponto 3), e Cruz et al (2005) que mesmo não tendo como foco principal o estudo pedogenético, trazem alguns dados de solo como subproduto.

A ocupação do solo em áreas cársticas também tem sido objeto de estudo devido ao risco de colapso nestas áreas, de forma que a geotecnia tem trazido contribuições importantes para o entendimento do comportamento do solo em regiões de rochas carbonáticas. O trabalho de Araújo (2006) (Figura 8, ponto 1), e Barradas et al. (2014) tentaram fazer uma avaliação e mapeamento de colapsos e subsidências de solos em áreas cársticas, no entanto não avaliaram condições de pedogênese e mineralogia que poderiam fornecer uma base importante para este tipo de processo, pois o entendimento das micro estruturas dos solos fornece suporte para estimativas da evolução na frente de intemperismo, fator principal que leva ao colapso de cavernas e consequentemente dos materiais de cobertura subjacentes.

Portanto para Vestena et al. (2002), e Travassos (2010) (Figura 8, ponto 13) a atividade antrópica pode acelerar a erosão aumentando a susceptibilidade de solo e rocha em área cárstica, mas o uso e ocupação destas áreas não é descartado. Um uso racional dos recursos e potencialidades pode ser viável desde que seja planejado de forma a minimizar os impactos. Pois além da erosão e colapso, estas áreas são muito sensíveis a atividades agrícolas, aterros sanitários, atividades turísticas, extração de água subterrânea, mineração, ocupação urbana, dentre outras.

A determinação do parâmetro potencial erosivo do solo permite fazer previsões da quantidade de perda de solo por escoamento superficial. Em um modelo para recuperação ou preservação de uma área esta estimativa é de extrema importância para se adotar medidas eficientes que evitem a perda de solo, e principalmente para áreas cársticas que são muito mais susceptíveis a erosão. No trabalho de Ferreira e Morais (2017) (Figura 8, ponto 5), foi feito um cruzamento de informações de geologia,

Revista Brasileira de Geografia Física v.__, n.__ (2020) ___-___.

geomorfologia, pedologia, declividade, uso e ocupação da terra para definir o potencial erosivo na bacia do córrego Cana-Brava, TO, para fins de conservação do ambiente cárstico. Nesse trabalho foi realizada uma análise multicriterial levando em consideração os fatores citados anteriormente, e foram definidas quatro classes de áreas de acordo com o potencial erosivo, sendo Classe 1 para o mais baixo e 4 para o mais alto, verificando que o carste descoberto e o carste em exumação apresentam potencial erosivo moderadamente alto.

Os ambientes cársticos também são palcos de estudos paleontológicos, arqueológicos e antropológicos, pois as estruturas com grandes profundidades servem como depósitos de fosseis. Animais podem facilmente se acidentar nestas estruturas e serem soterrados rapidamente, além disso o ambiente de deposição deste tipo de rocha pode abrigar muitas espécies marinhas. Cavernas também foram utilizadas como abrigo por humanos ao longo do desenvolvimento das civilizações, guardando registros arqueológicos que ajudam a remontar a história da Terra e a história humana. Nesse sentido Vasconcelos et al. (2013), estudou Antropossolos em áreas cársticas, que devido aos restos e refugos de alimentos (e.g. ossos, vísceras, espinhas de peixes), excrementos humanos e de animais, cinzas de lenha queimada em fogueira, restos de cerâmicas e artefatos líticos, apresentam estruturas químicas e físicas muito diferente dos padrões naturais, mas as características químicas mais evidentes são os elevados teores de fosfato. A descontinuidade das cores observada em trincheiras de estudo de Vasconcelos et al. (2013) também indicam inexistência de relação pedogenética entre os horizontes investigado (Figura 8, ponto 14).

Considerações Finais

Os trabalhos já realizados sobre a pedogênese cársticas deixam claro a complexidade destes sistemas, e ao tentar enquadrar solos desenvolvidos nestas áreas aos grupos hidrológicos de solos verifica-se uma lacuna de informações muito grande neste objeto de estudo. Observando as pesquisas em áreas cársticas, pode-se afirmar que estes ambientes não estabelecem um padrão de relevo clássico, porem a composição do material de origem apresentam semelhanças passíveis de comparação, sem se levar em consideração o material alóctone subjacente, que normalmente participa da composição pedogenética com a maior porcentagem do sedimento transportado para a área. Ao tentar enquadrar os solos cársticos tropicais aos grupos existentes, previamente deve fazer tradagens para que seus dados façam parte destes estudos, assim como trincheiras ou poços, associados a outras análises químicas e físicas dos solos para que a classificação não seja especulativa.

O desenvolvimento pedogenético em carste não obedece às clássicas topossequências, devido às rápidas variações que podem ocorrer nestes terrenos, sendo assim as contribuições coluvionares e aluvionares podem ser interrompidas ou retomadas rapidamente. Colapsos, abatimento ou subsidências fazem parte do ciclo cárstico, e as mudanças geomórfica nestas áreas ocorrem em um período muito mais curto que nas paisagens clássicas, nas quais foram definidas leis entre a interação física e química entre a água e o solo.

Metodologias clássicas como ensaios hidrológicos de campo também não devem ser utilizados como única ferramenta diagnóstica, já que se não existir um horizonte cálcico ou petrocálcico. A água deverá infiltrar totalmente, sem que se possa alcançar o ponto de saturação para medir a velocidade da infiltração.

Embora as afirmativas anteriores sejam conclusivas, alguns perfis de solos em áreas de rochas carbonáticas, podem se desenvolver semelhante aos sistemas clássicos conhecidos, antes que ocorra o desenvolvimento de carste subterrâneo ou externo. Com o desenvolvimento do sistema cárstico, a água poderá passar muito rápido pelo sistema, cessando ou diminuindo a velocidade do desenvolvimento pedogenético. A velocidade com que a água passa por este sistema pode desencadear perda de vegetação natural ao ponto que o solo exposto se enfraqueça e provoque a desertificação cárstica.

Agradecimentos

Os autores agradecem à UNB (Universidade de Brasília) que forneceu uma estrutura adequada para a realização da pesquisa, além da Capes, ICMBIO e CECAV, que tem trabalhado em parceria com os autores via Laboratório de Geografia Física da UNB, para a realização de diversos trabalhos.

Referências

ARAÚJO, M. L. M. A influência do aquífero carste em Almirante Tamandaré. **Revista Eletrônica Geografar**, v. 1, n. 1, p. 20–37, 2006.

BADÍA, D.; MARTÍ C. Plant ash and heat intensity effects on chemical and physical properties of two contrasting soils. **Arid Land Res Manage** 17:23–41. 2003.

BARRADAS, M. T.; GOMES, E.; CARVALHO, A.; VIEIRA, C. I. Mapeamento Dos Colapsos E Subsidências Do Solo, Em. n. 1, 2014.

BRADY, N. C. The Nature and Properties of Soils. 9th Edition. Macmillan Publishing Company. New York. 1984.

BAUTISTA, F.; PALACIO-APONTE, G.; QUINTANA, P. ZINCK J. A. Spatial Distribution And Development Of Soils In Tropical Karst Areas From The Peninsula Of Yucatan, Mexico. **Geomorphology**, v. 135, n. 3–4, p. 308–321, 2011.

BOERO, V.; PREMOLI, A.; MELIS, P.; BARBERIS, E.; ARDUINO, E. Influence of climate on the iron oxide mineralogy of terra rossa. **Clays Minerals**, v. 40, n. 1, p. 8–13, 1992.

CABADAS, H.; SOLLEIRO, E.; SEDOV, S.; PI PUIG, T.; GAMA-CASTRO, J. 2010. Pedosediments of karstic sinkholes in the eolianites of NE Yucatán: a record of Late Quaternary soil development, geomorphic processes and landscape stability. **Geomorphology** 122, 323–337.

CHALCRAFT, D.; PYE, K. Humid tropical weathering of quartzite in Southeastern Venezuela. **Zeitschrift für Geomorphologie**. Berlin: v. 28, n. 3, p. 321-332, Set. 1984.

CORRÊA, M. M.; KER, J. C.; BARRÓN, V.; FONTES, M. P.F.; TORRENT, J.; CURI, N. Caracterização de óxidos de ferro de solos do ambiente tabuleiros costeiros. **Revista Brasileira de Ciência do Solo,** Viçosa, v.32, p.1017-1031, 2008.

CRUZ, F. W. et al. Influence of hydrological and climatic parameters on spatial-temporal variability of fluorescence intensity and DOC of karst percolation waters in the Santana Cave System, Southeastern Brazil. **Journal of Hydrology**, v. 302, n. 1–4, p. 1–12, 2005.

DA COSTA, P.Y.D.; NGUETNKAM, J.-P.; MVOUBOU, C.M.; TOGBÉ, K.A.; ETTIEN, J.-B. & YAOKOUAME, A. Old Landscapes, pre-weathered materials, and pedogenesis in tropical Africa: How can the time factor of soil formation be assessed in these regions? **Quaternary International**, 376, 47-74. 2015.

DIAS, J. A região cárstica de Bonito, MS: uma proposta de zoneamento geoecológico a partir de unidades de paisagem. **Ciência Geográfica**. Bauru: [s.n.], n. 1, jan./abr. 2000.

DOERR, S. H. Karst-like landforms and Hydrology in Quartzites of the Venezuelan Guyana Shield: Pseudokarst or "Real" Karst? **Zeitschrift für Geomorphologie**. Berlin: v. 43, n. 1, p. 1-17. (1999)

EMBRAPA (EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA; SOLOS, E.; MINISTÉRIO DA AGRICULTURA, P. E A. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 5. ed. Brasília: [s.n.]

FERREIRA, T. O. Soil genesis and iron nodules in a karst environment of the Apodi Plateau. **Revista Ciência Agronômica**, *45*(4), 683–695. (2014). https://doi.org/10.1590/S1806-66902014000400006

FERREIRA, E. P.; ANJOS, L. H. C.; PEREIRA, M. G.; VALLADARES, G. S.; SILVA R. C.; AZEVEDO, A. C. Genesis and classification of soils containing carbonate on the apodi plateau, Brazil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 40, p. 1–20, 2016.

FERREIRA, Z. A.; MORAIS, F. "Physical diagnostic-conservationist of karstic environment of watershed Cana-brava river, Aurora do Tocantins (TO, Brasil)." Diagnostico físico-conservacionista do ambiente cárstico da bacia do córrego Cana-brava, Aurora do Tocantins (TO, Brasil). 28(52): 244–73. 2018.

FOTH, H. D.; SCHAFER, J. W. 1980. Soil geography and land use.

FORD, D.C.; WILLIAMS, P.W. (1989) Karst Geomorphology and Hydrology, Unwin Hyman, London.

GIRÃO, R. DE O.; MOREIRA, L. J. DA S.; GIRÃO, A. L. DE A., ROMERO, R. E.; FERREIRA, T. O. Soil Genesis And Iron Nodules In A Karst Environment Of The Apodi Plateau. Centro de Ciências Agrárias - Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, CE. **Revista Ciência Agronômica**, v. 45, n. 4, p. 683-695, out-dez, 2014.

GLEICK, P. H, Recursos de água. Na Enciclopédia do Clima e Tempo, ed. Por Superlogo H. Schneider, Oxford University Press, Nova Iorque, vol. 2, pág. 817-823. 1996. In < water.usgs.gov/edu/watercycleportuguese.html>, acesso 4 de abril de 2018.

HU, K.; CHEN, H., NIE, Y., & WANG, K. Seasonal recharge and mean residence times of soil and epikarst water in a small karst catchment of southwest China. *Scientific Reports*, *5*(May), 1–12. https://doi.org/10.1038/srep10215 (2015).

IUSS Working Group WRB, 2006. World Reference Base for Soil Resources 2006. World Soil Resources Reports No. 103. FAO, Rome. 128 p.

IMESON, A.C.; VERSTRATEN, J.M.,; MULLIGEN, E.J.; SEVINK, J. The effects of fire and water repellence on infiltration and runoff under Mediterranean type forest. **Catena** 19:345–361. 1992.

JAQUETO, P., TRINDADE, R. I. F., HARTMANN, G. A., NOVELLO, V. F., CRUZ, F. W., KARMANN, I., FEINBERG, J. M. (2016). Linking speleothem and soil magnetism in the Pau d'Alho cave (central South America). **Journal of Geophysical Research**: Solid Earth, 121(10), 7024-7039. DOI: 10.1002/2016JB013541.

JONES, W. K.; HOBBS, H. H. III; WICKS, C. M.; CURRIE, R. R.; HOSE, L. D.; KERBO, R. C.; GOODBAR, J. R. TROUT, J. Recommendations and guidelines for managing caves on protected lands. Charles Town: **Karst Waters Institute**. (2003)

KARMANN I.; TEIXEIRA W.; TOLEDO M. C. M.; FAIRCHILD T. R.; TAIOLI F. Ciclo da água, água subterrânea e sua açào geológica. In: **Decifrando a terra**. São Paulo: Oficina de textos; 2000.LEPSCH, Igor F. 19 Lições de Pedologia. São Paulo: Oficina de Textos, 2011.

LEGRAND, H. E. Perspective on Karst Hydrology. Journal of Hydrology. 1983 Vol 61; pag 343—355.

LYNCH, L.S. Gênese e geoquímica de solos em ambiente cárstico no cerrado da região de Planaltina de Goiás. Viçosa, MG, Universidade Federal de Viçosa, 2009. 167p. (Tese de Doutorado)

MACK, G.H.; COLE, D.R.; CALVIN JAMES, W.; GIORDANO, T.H. & SALYARDS, S.L. Stable oxygen and carbon isotopes of pedogenic carbonate as indicators of PlioPleistocene paleoclimate in the Southern Rio Grande rift, South-Central New Mexico. Am. J. Sci., 294:621-640, 1994.

MANIÇOBA, F. E., FILHO, F. G., MALALA, C., NAIRONY, R., CARLA, A. (2016). Mineralogia de solos calcários da Chapada do Apodi, Oeste Potiguar (1), (1), 1–4.

MARANHÃO, D. D. C.; PEREIRA, M. G.; COLLIER, L. S.; ANJOS, L. H. C. AZEVEDO, A. C.; CAVASSANI, R. S. Genesis and classification of soils containing carbonates in a toposequence of the Bambuí Group. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 40, p. 1–17, 2016.

MATAIX-SOLERA, J.; DOERR, S. H. Hydrophobicity and aggregate stability in calcareous topsoils from fire-affected pine forests in southeastern Spain. **Geoderma** 118:77–88. 2004.

MOTA, J. C. A.*;* ASSIS JÚNIOR, R. N.; FILHO, J. A.; LIBARDI P. L. Algumas propriedades físicas e hídricas de três solos na Chapada do Apodi, RN, cultivados com melão. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 32, n. 1, p. 49–58, 2008.

MUSGRAVE, G.W. 1955. How much of the rain enters the soil? In Water: U.S. Department of Agriculture. Yearbook. Washington, DC. pp. 151–159.

NEH 654, USDA-NRCS, August, 2013. Part 630, National Engineering Handbook, " Hydrologic Soil Groups."

OLIVEIRA, C.V.; KER, J.C.; FONTES, L.E.F.; CURI, N. & PINHEIRO, J.C. Química e mineralogia de solos derivados de rochas do Grupo Bambuí no Norte de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 22:583-593, 1998.

OLSON, C. G., RUHE, R. V, & MAUSBACH, M. J. (1980). The {Terra Rossa} limestone contact phenomena in karst, southern {Indiana}. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, *44*(5), 1075–1079.

PILÓ, L. B.; CASTRO, S. S. Morfologia cárstica e materiais constituintes: dinâmica e evolução da depressão poligonal macacos-baú - carste de Lagoa Santa, MG. 1998.**Universidade de São Paulo,** São Paulo, 1998.

PILÓ, L. B.; AULER, A. Introdução à Espeleologia. In: CECAV. III **Curso de Espeleologia e Licenciamento Ambiental.** Brasília: CECAV/ Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade, 2011. Cap. 1, p. 7-23.

ROBICHAUD, P. R. Fire effects on infiltration rates after prescribed fire in Northern Rocky Mountain forests, USA. **J Hydrol** V. 231, Pág: 220–229. 2000.

SEDOV, S., SOLLEIRO, R.E., FEDICK, S.L., GAMA, C.J., PALACIOS, M.S., VALLEJO, G.E., 2007. Soil genesis in relation to landscape evolution and ancient sustainable land use in the northeastern Yucatan Peninsula, Mexico. **Atti Soc. Tosc. Sci**. Nat. Mem. 115–126.

SEDOV, S., SOLLEIRO, R.E., FEDICK, S.L., PI, P.T., VALLEJO, G.E., FLORES, D.M.L., 2008. Micromorphology of a soil catena in Yucatán: pedogenesis and geomorphological processes in a tropical karst landscape. In: Kapur, S., Mermut, A., Stoops, G. (Eds.), New Trends in Soil Micromorphology. Springer Verlag, Berlin-Heidelberg, pp. 19–37.(BOOks.google).

SCHWERTMANN, U. & TAYLOR, R.M. Iron oxides. In: DIXON, J.B. & WEED, S.B., eds. Minerals in soil environments. Madison, Soil Science Society of America, 1989. p.379-438.

SHINZATO, E. **Campos dos goytacazes - rj dezembro - 1998**. [s.l.] UNIVERSIDADE ESTADUAL DO NORTE FLUMINENSE - UENF, 1998.XSILVA, M. B., DOS ANJOS, L. H. C., PEREIRA, M. G., SCHIAVO, J. A., COOPER, M., & CAVASSANI, R. DE S. (2013). Gênese e classificação dos solos de uma topossequência em área de carste na serra da Bodoquena, MS. **Revista Brasileira de Ciencia do Solo**, v. 37, n. 6, p. 1464–1480, 2013.

SILVA, M. B; ANJOS, L. H. C. dos; PEREIRA, M. G.; SCHIAVO, J. A.; COOPER, M.; CAVASSANI, R. S. Soils in the karst landscape of Bodoquena plateau in cerrado region of Brazil. Catena, Amsterdam, Elsevier BV, v. 154, p. 107-117, 2017. Disponível em: < http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2017.02.022 > DOI: 10.1016/j.catena.2017.02.022.

TÁRNÍK, A.; LEITMANOVÁ, M. Analysis of the Development of Available Soil Water Storage in the Nitra River Catchment. **IOP Conference Series: Materials Science and Engineering**, v. 245, n. 6, 2017.

THOMAZ, E. L. Interaction between ash and soil microaggregates reduces runoff and soil loss. **Science of the Total Environment**, v. 625, p. 1257–1263, 2018.

TOOHEY, R. C. BOLL, J.; BROOKS, E.S.; JONES, J. R. Effects of land use on soil properties and hydrological processes at the point, plot, and catchment scale in volcanic soils near Turrialba, Costa Rica. **Geoderma**, v. 315, n. March 2017, p. 138–148, 2018.

TRAVASSOS, L. E. P. **Considerações sobre o carste da região de Cordisburgo, Minas Gerais, Brasil**. Belo Horizonte; Tradição Planalto, 2010.

VASCONCELOS, B. N. F.; KER, J. C.; SCHAEFER, C. E. G. R.; POIRIER, A. P. P.; ANDRADE, F. V. Antropossolos em sítios arqueológicos de ambiente cárstico no norte de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 37, n. 4, p. 986-996, Aug. 2013. Available from <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0100-06832013000400016&lng=en&nrm=iso>. access on 18 June 2018. http://dx.doi.org/10.1590/S0100-06832013000400016.

VESTENA, L. R.; KOBIYAMA, M.; SANTOS, L. J. C. Considerações Sobre Gestão Ambiental em Áreas Carste. **Raega**, v. 4, n. 6, p. 81–94, 2002.

YOUNG, R. W. Tower Karst in Sandstone: Bungle Bungle massif, northwestern Australia. **Zeitschrift für Geomorphologie**. Berlin – Stuttgart, 30 (2): 189-202. (1986)

YOUNG, I.M.,CRAWFORD,J.W., Interaction sand self-organization in the soil- microbe complex. **Science** 304,1634–1637. 2004.

WHITE, W.B. 1988. Geomorphology and hydrology of karst terrains. New York, Oxford University Press, 464 pp.

WILLEMS, L.; COMPÈRE, P.; HATERT, F.; POUCLET, A.; VICAT, J. P.; EK, C.; BOULVAIN, F. Karst in granitic rocks, south Cameroon: Cave genesis and silica and taranakite speleothems. Terra Nova, Oxford, n. 14, p. 355-362. (2002)

USGS, Science for changing world, The Water Cycle, Disponível em:

<https://water.usgs.gov/edu/watercycleportuguese.html> Acesso em: 10 de Abril de 2018.

ZHANG, L.; NAN, Z.; YU, W.; ZHAO, Y.; XU, Y. Comparison of baseline period choices for separating climate and land use/land cover change impacts on watershed hydrology using distributed hydrological models. **Science of the Total Environment**, v. 622–623, n. May, p. 1016–1028, 2018.

Revista Brasileira de Geografia Física v.13, n.02 (2020) 487-509.

ISSN:1984-2295

Revista Brasileira de Geografia Física

Homepage: https://periodicos.ufpe.br/revistas/rbgfe



Análise da eficiência dos métodos indiretos para o mapeamento de solos frente às técnicas diretas, e suas possíveis associações: Uma revisão metodológica

José Gustavo da Silva Nunes[1], Rogério Uagoda[2],

[1] Mr. em Análise de Sistemas Naturais pelo programa de Pós-Graduação em Geografia (UnB), Bacharelado e Licenciatura em Geografia (UnB), Geologia (UnB). Departamento de Geografia, Universidade de Brasília Campus Universitário Darcy Ribeiro, Brasília, Distrito Federal. CEP: 70910-900. Brasil. (61) 31077257. jgustavosn@gmail.com [2] Dr. Pesquisador, Departamento de Geografia, Universidade de Brasília Campus Universitário Darcy Ribeiro, Brasília, Distrito Federal. CEP: 70910-900. Brasil. (61) 31077257. rogeriouagoda@unb.br

Artigo recebido em 24/09/2019 e aceito em 21/03/2020

R E S U M O

Este artigo é uma revisão das metodologias indiretas de mapeamento pedológico, que incluiu o SIG e sensoriamento remoto dentro do mapeamento digital de solos, a espectrorradiometria e Georadar (GPR), comparados à análise da paisagem. Pesquisas tem demonstrados que o mapeamento digital de solos (MDS) é uma ferramenta eficiente desde o início do ano 2000, associadas a outros métodos como o sensoriamento remoto e análises laboratoriais, o MDS forneceu ao mundo mapas que representam bem a realidade dos solos. Mas as técnicas diretas ainda são usuais e eficientes, e podem ser associadas aos métodos indiretos, para que informações locais de mapeamento possam ser dispersadas regionalmente. A busca por técnicas de baixo custo, eficiência e praticidade tem levado pesquisadores a optarem por métodos como o Georadar para verificar a profundidade do solo, sem que seja necessário a destruição de perfis por meio da abertura de trincheiras, como também ao uso de imagens de radar que disponibilizam um produto de alta resolução espacial, independentemente da altitude da plataforma, e que tem auxiliado na extração de diversas informações da paisagem diretamente ligadas à pedogênese. A espectrorradiometria é uma metodologia que trabalha com mensuração da energia eletromagnética radiante, e permite fazer associações rápidas entre alvos e curvas espectrais, permitindo a criação de bibliotecas globais destas curvas. A radiometria por sua vez tem sido amplamente utilizada em sistemas que operam na faixa de frequência de micro-ondas, que variam entre 1mm à 1m de comprimento, e permitem localizar objetos. Esta pesquisa tem o intuito de buscar a evolução do mapeamento pedológico através das diversas técnicas citadas, e bem como a associação entre os diversos métodos para gerar um mapa de solos de alta precisão.

Palavras Chaves: Mapeamento de Solo; GPR; Espectrorradiometria; Sensores Orbitais.

Efficiency analysis of indirect methods for soil mapping against direct techniques, and their possible associations: A methodological review

A B S T R A C T

This article is a review of indirect methodologies for pedological mapping, which included GIS and remote sensing within digital soil mapping, spectroradiometry and Georadar (GPR), compared to landscape analysis. Research has shown that digital soil mapping (MDS) has been an efficient tool since the beginning of the year 2000, combined with other methods such as remote sensing and laboratory analysis, MDS has provided the world with maps that represent the reality of soils well. But direct techniques are still common and efficient, and can be associated with indirect methods, so that local mapping information can be dispersed regionally. The search for low-cost, efficient and practical techniques has led researchers to look for techniques such as Georadar to check the depth of the soil, without the need to destroy profiles by opening trenches, as well as using radar images. which provide a high spatial resolution product, regardless of the platform's altitude, and which has helped in the extraction of various landscape information directly linked to pedogenesis. Spectroradiometry is a methodology that works with the measurement of radiant electromagnetic energy, and allows for quick associations between targets and spectral curves, allowing the creation of global libraries of these curves. Radiometry in turn has been widely used in systems that operate in the microwave frequency range, ranging from 1mm to 1m in length, and allow you to locate objects. This research aims to seek the evolution of pedological mapping through the various techniques mentioned, as well as the association between the various methods to generate a highly accurate soil map.

Keywords: Soil Mapping; GPR; Spectroradiometry; Orbital Sensors.

Revista Brasileira de Geografia Física v.13, n.02 (2020) 487-509.

Introdução

O mapeamento de solos é uma das primeiras fases para uso, manejo e preservação de uma área ambiental. Não há como falar em mapeamento sem antes passar por estudos de pedometria, termo criado por Alex McBratney da Universidade de Sydney para descrever o estudo quantitativo da variação do solo. O mapeamento tradicional, envolvendo coletas de campo, tradagens, pedometria em trincheiras ainda hoje é usual, sendo a mais importante fonte de classificação do solo, além da confirmação de informações referentes a pedologia. Mas devido a importância da preservação, o uso de técnicas indiretas tem avançado no sentido de dar mais agilidade neste processo, sem a necessidade de destruir parcialmente os perfis ou horizontes diagnósticos do solo. Embora a informação correta e precisa acerca do solo constitua um desafio, devido à divergência de termos, desatualização, generalização e imprecisão dos métodos (Sanchez, 2009).

O solo é produto da ação concomitante do clima e de organismos que atuam desgastando material de origem (rocha), que dependendo do tipo de relevo poderá intensificar ou retardar o processo. Todos estes fatores devem ter uma continuidade ao longo do tempo para desenvolver um perfil do solo. Durante sua formação, o solo poderá passar por processos de desenvolvimento como perdas, transformações, translocações e adições. Sendo assim estes sistemas ambientais estão entre os mais complexos devido a diversidade de processos e interações envolvidos em sua formação. Por se tratar de um sistema aberto com contínuo fluxo de massa dentro e fora do sistema em diversas fases (líquido, gasoso e sólido), estes sistemas são muito sensíveis às interferências antrópicas, devido ao seu manejo e uso (Young e Crawford, 2004). E atualmente, pesquisas consideráveis sobre o solo são realizadas fora do domínio imediato dos departamentos e centros de pesquisa em ciências do solo (Hartemink, 2016).

A falta de informações abrangentes sobre solos em escala global, nacional ou local aumenta o risco de se tomar decisões políticas equivocadas, e manter uma contínua degradação evitável deste recurso, que poderá ser irreversível, causando problemas relacionados à segurança alimentar, além de provocar danos a outros recursos terrestres como a água e atmosfera (Mulder et al., 2011).

Devido à complexidade de um sistema pedológico, uma série de técnicas, que fazem mensuração de umidade, composição, cor, fração e profundidade tem sido empregada no mapeamento afim de se obter resultados mais precisos e confiáveis. Para se fazer estas mensurações indiretas, a utilização de ondas eletromagnéticas através de Georadar, sensores orbitais, que são emissores e receptores, e expressam suas informações em radargramas ou em curvas espectrais, tem sido utilizada com maior frequência.

Um levantamento pedológico para fins de mapeamento ocorre com o uso de "ferramentas convencionais", envolvendo fotointerpretação (com a utilização de bibliografias prévias), com a delimitação das unidades fisiográficas (SOUZA et al., 2016). Esta ferramenta primaria facilita a próxima etapa que envolve a coleta e verificação dos dados de campo, tanto para a confirmação quanto para correção de dados. Os limites entre as zonas homólogas são de difícil diagnóstico em campo, tendo em vista que a fronteira entre solos nunca ocorre de maneira abrupta, mas é transicional ou gradual, exigindo técnicas holísticas apuradas.

Mas segundo Demattê et al. (2016), o sensoriamento remoto se apresenta como uma alternativa para a delimitação de solos, tendo em vista a eficiência e velocidade dos mapeamentos através de sensores orbitais, que em um curto espaço de tempo tem oferecido produtos com acurácia cada vez maior. As técnicas de sensoriamento envolvem variadas classes de sensores, mas para este trabalho apenas duas serão abordadas, envolvendo os sensores multiespectrais e os sistemas ativos com radares de abertura sintética (SAR). Outros métodos envolvendo ondas eletromagnéticas como o Georadar, também tem se apresentado como ótimas opções de técnicas não destrutivas e de bom custo benefício (Van Dam, 2012).

A União Internacional de Ciência do Solo (IUSS), já no ano de 1960, em seu 7º congresso, previu a necessidade e importância dos mapas de solos, e com o acompanhamento da FAO e da UNESCO, recomendou que fosse construída uma base de dados com relatórios e um mapa de solos mundial na escala de 1:5.000.000. Este projeto teve início no ano de 1961 e foi concluído vinte anos depois, cujo os resultados produzidos, envolvendo mapas e relatórios, estão disponíveis no site da FAO (2019).

Além das bases de dados globais, existem inúmeras bases de diversas nacionalidades, de

forma que há muita informação disponível sobre o solo. No entanto, um grande problema é a inconsistência na aquisição de dados, porque as informações são coletadas por diferentes pesquisadores, em várias escalas, usando diferentes padrões e métodos, além destes fatores a crescente disponibilidade de ferramentas no mercado tem produzido resultados em tempo muito menor, pois a aquisição de dados se tornou muito mais rápida e eficiente. Porém, o problema gerado é como estes dados estão sendo tratados, processados e difundidos. Estes produtos que chegam ao meio científico são confiáveis? Existe a possibilidade de se chegar às ferramentas ideais e ao processamento adequado para se gerar mapas e outros produtos relacionados a pedologia sem grandes distorções da realidade, ou equívocos que prejudiquem no uso ou manejo do solo?

O objetivo deste trabalho é realizar uma pesquisa das metodologias indiretas aplicadas em mapeamento de solos, visando a eficiência dos diferentes métodos para esta finalidade, além das possíveis integrações entre essas e as ferramentas diretas, que compreende a coleta de amostras, tradagem e pedomorfometria. As técnicas indiretas que serão abordadas envolvem Georadar, obtenção de curvas espectrais através do sensor como o FieldSpec, e imagens de radar como Alos Palsar (disponibilizada gratuitamente).

Mapeamento digital de solos

O desenvolvimento de cenários pedológicos, e soluções para a preservação, manutenção e uso sustentável requerem informações e conhecimento das propriedades e das funções do solo. Além disso, se faz necessário que as informações estejam disponíveis de maneira espacial, para que possam ser facilmente atualizadas e usadas para uma série de estudos e interpretações (Arrouays et al., 2017).

Tradicionalmente, imagens de sensoriamento remoto têm sido usadas para apoiar a segmentação da paisagem em unidades de solo-paisagem bastante homogêneas para as quais a composição do solo pode ser estabelecida por amostragem. Usada como uma fonte de dados secundária, as imagens de sensoriamento remoto podem suportar a interpolação espacial de dados de propriedades do solo amostrados de forma esparsa (Mulder et al., 2011). O processo de interpolação é uma das ferramentas mais comuns na análise de imagens em sensoriamento remoto. Algumas aplicações de interpolação permitem reconstrução, restauração e ampliação de imagens (Khosravi e Samadi, 2019).

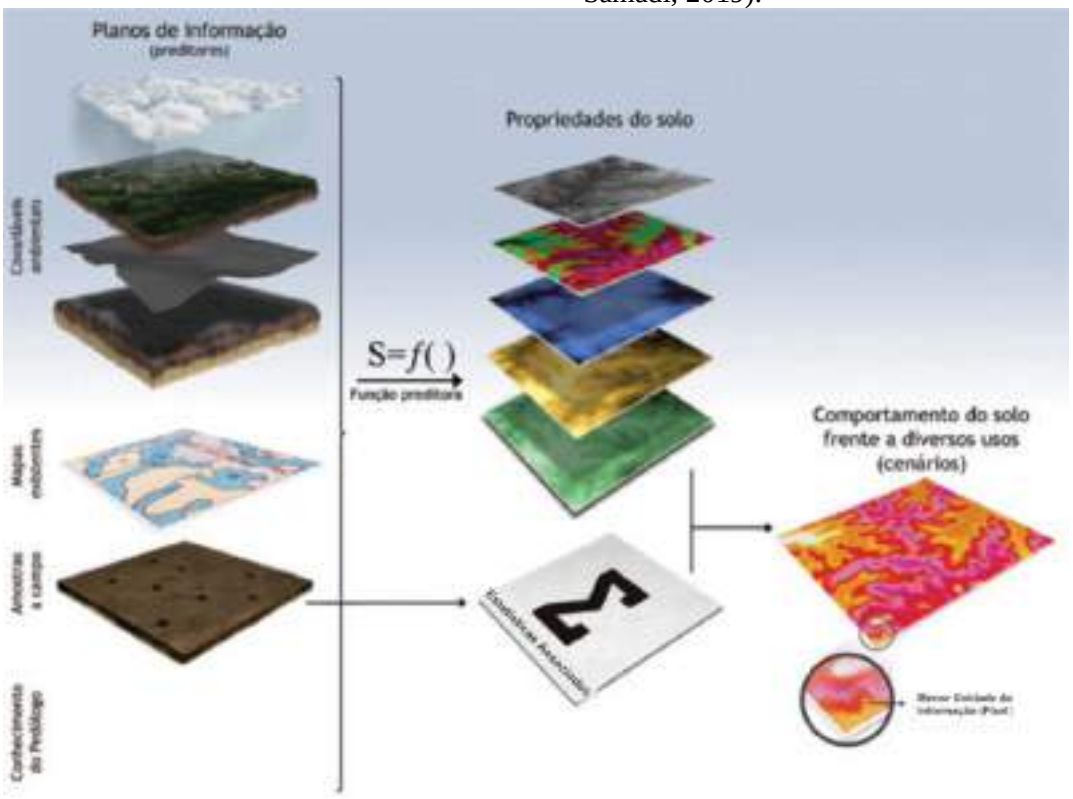


Figura 9. Conjunto de informações para o mapeamento digital de solos. Fonte: Caten et al., 2012.

O mapeamento digital de solos (MDS) é um conjunto de técnicas que visa compilar dados de coleta, armazenamento, análise, interpretação em um mapa de solos, permitindo a predileção da distribuição espacial das classes pedológicas, conforme está ilustrado na Figura 9. Dobos et al. (2002) utilizou-se do termo "mapeamento digital do solo" como forma de integrar mapas de solo com imagens de sensoriamento por satélite e modelo de elevação digital (MDE). Mas este tipo de trabalho passou a ser amplamente reconhecido e divulgado a partir do primeiro "Global Workshop" sobre Mapeamento de Solos Digitais que foi organizado em Montpellier em 2004 (Lagacherie et al., 2007), após a publicação de um artigo sobre mapeamento digital do solo (Mcbratney et al., 2003). No MDS, utilizam-se dados e informações de solos existentes, aliados a novas tecnologias (imagens de sensores remotos, sistemas de informação geográfica, instrumentos para a coleta in situ e georreferenciada), os quais permitem, por meio de modelagem matemática, a elaboração de mapas de diversos atributos e de classes de solo, com acurácia conhecida (Lagacherie et al., 2007).

O sucesso do mapeamento digital do solo é uma confluência de vários fatores, que teve início na década de 2000, e incluiu o aumento da disponibilidade de dados espaciais (modelo de elevação digital, imagens de satélite), a disponibilidade e evolução do poder computacional para processar dados, o desenvolvimento de ferramentas de mineração de dados, GIS e inúmeras aplicações além da geoestatística (Minasny e Mcbratney, 2016; Arrouays et al., 2017). A modelagem matemática através da mineração de dados tem sido aplicada em vários estudos pedológicos, como nos trabalhos Taghizadeh-Mehrjardi et al., 2016, que fez uso de seis técnicas incluindo redes neurais artificiais, regressão vetorial de suporte, vizinho knearest, florestas aleatórias, modelos de árvores de regressão e programação genética que foram combinados com splines de suavização de áreas iguais, afim de se determinar as variações laterais e verticais de matéria orgânica nos solos da região de Baneh, Irã. E embora os resultados não tenham sido satisfatórios como o esperado, este tipo de técnica tem evoluído.

Em trabalhos recentes, como o de Biswas e Zhang (2018), tem se utilizado com maior frequência o Design de Amostragem (DA), para aumentar a eficiência do MDS, já que uma boa cobertura dos recursos no espaço garante uma estimativa precisa dos parâmetros de regressão, enquanto que a cobertura espacial contribui para a efetiva interpolação. Basicamente, esses dados tem a finalidade de espalhar uniformemente informações de coletas locais em uma região, com base em inferências estatísticas rigorosas (Royle e Nychka, 1998), de forma que cada unidade de amostragem é selecionada aleatoriamente e de maneira independente. Todas as potenciais unidades de amostragem têm probabilidades iguais de serem incluídas e, assim, permitem estimativas imparciais da média e da variância, tomando precauções como por exemplo não colocar artificialmente mais pontos em "áreas suspeitas", com maior variabilidade espacial em um campo heterogêneo.

Em MDS, os atributos topográficos primários (Declividade e Curvatura do Terreno) e secundário (Índice de Capacidade de Transporte de Sedimentos - ICTS) podem ser utilizados como variáveis na equação do modelo, e podem ser obtidos em qualquer Modelo Digital de Elevação de Terreno, assim, serão trabalhados através de softwares de SIG (Silva et al., 2018).

Para Wood (2009), os programas de código fonte fechados limitam a comunicação dos procedimentos executados para a obtenção de determinado resultado, uma propositiva a este problema seria a utilização de programas com código fonte aberto (SAGA, GRASS, ILWIS, QGIS e o pacote estatístico R por exemplo), que tem uma grande rede de colaboradores. O autor realizou um estudo detalhado sobre o uso de alguns softwares abertos e fechados, criando algumas tabelas sobre a relação de uso de alguns softwares, tendo como ponto de partida a sua disponibilidade no mercado, e por quanto tempo foram utilizados, até a criação de uma nova versão.

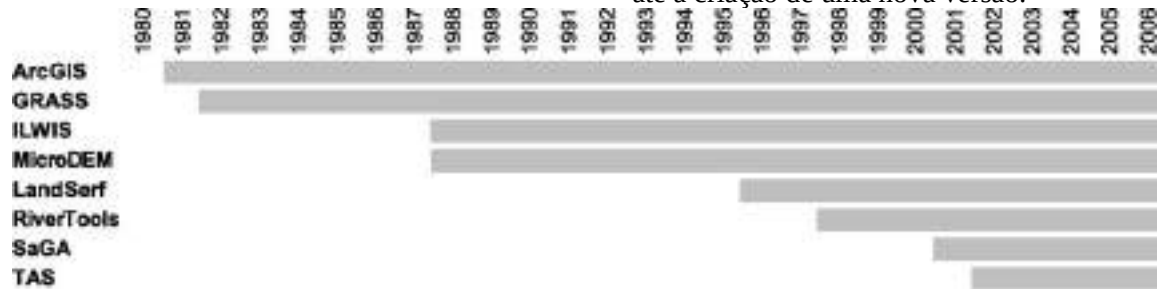


Figura 10. Cronogramas mostrando a disponibilidade pública do software de geomorfometria. Fonte Wood, 2009.

Revista Brasileira de Geografia Física v.13, n.02 (2020) 487-509.

Já foi realizado um levantamento bibliográfico vasto sobre os trabalhos de MDS brasileiros até o ano de 2011, e foi verificado que o primeiro trabalho deste gênero ocorrido no Brasil foi apenas no ano de 2006, período em que foi sediado, no Rio de Janeiro, o 2° Workshop Global em Mapeamento Digital de Solos. Segundo o autor, este interesse mais recente pode ter ocorrido devido a disponibilidade tardia de hardwares e softwares no país.

Segundo Caten et al. (2012), o MDS aplicado à predição de classes de solos no Brasil tem ocorrido em níveis de semidetalhe, que compreende uma escala de 1:50.000. O autor afirma ainda que estes mapas de solos têm condicionado a extensão territorial da maioria dos trabalhos. Entre os estudos de MDS realizados no país, predomina a utilização de softwares proprietários.

Até o momento, diversos autores trabalharam com variadas fórmulas e modelos para desenvolver um MDS, mas não há uma metodologia coerente estabelecida, onde abordagens de segmentação espacial, medidas de propriedades do solo e interpolação usando dados de sensoriamento remoto são integrados de forma holística para alcançar uma cobertura completa da área, porém a precisão deste tipo de técnica tem melhorado, e quando associada a outras ferramentas, tem produzido bons mapas e outros subprodutos importantes para uso, manejo e conservação do solo.

O cenário para o uso de ferramentas voltadas para a criação de MDS tem se mostrado favorável, principalmente no que tangencia as técnicas de coleta, processamento de dados, formação e desenvolvimento de modelos.

Georadar

A utilização do Georadar para estudos de solo e rocha *in situ* tem avançado nas últimas décadas (Neil, 2004), sendo que as primeiras utilizações de ondas de rádio de alta frequência para mapeamento de estruturas em subsuperfície foram realizadas no fim da década de 1920 por W. Stern. Devido ao emprego de ondas eletromagnéticas o Georadar é capaz de detectar descontinuidades elétricas na subsuperfície rasa (profundidades <50 m), através de pulsos de alta frequência destas ondas, geradas, propagadas e recebidas pelo próprio equipamento. Este através do comportamento (reflexão) da energia no meio em questão é capaz de identificar alvos (objetos soterrados) e variações composicionais na direção vertical conforme ilustrado na Figura 11 (estratigrafia de solos e rochas) (Karim et al., 2019).

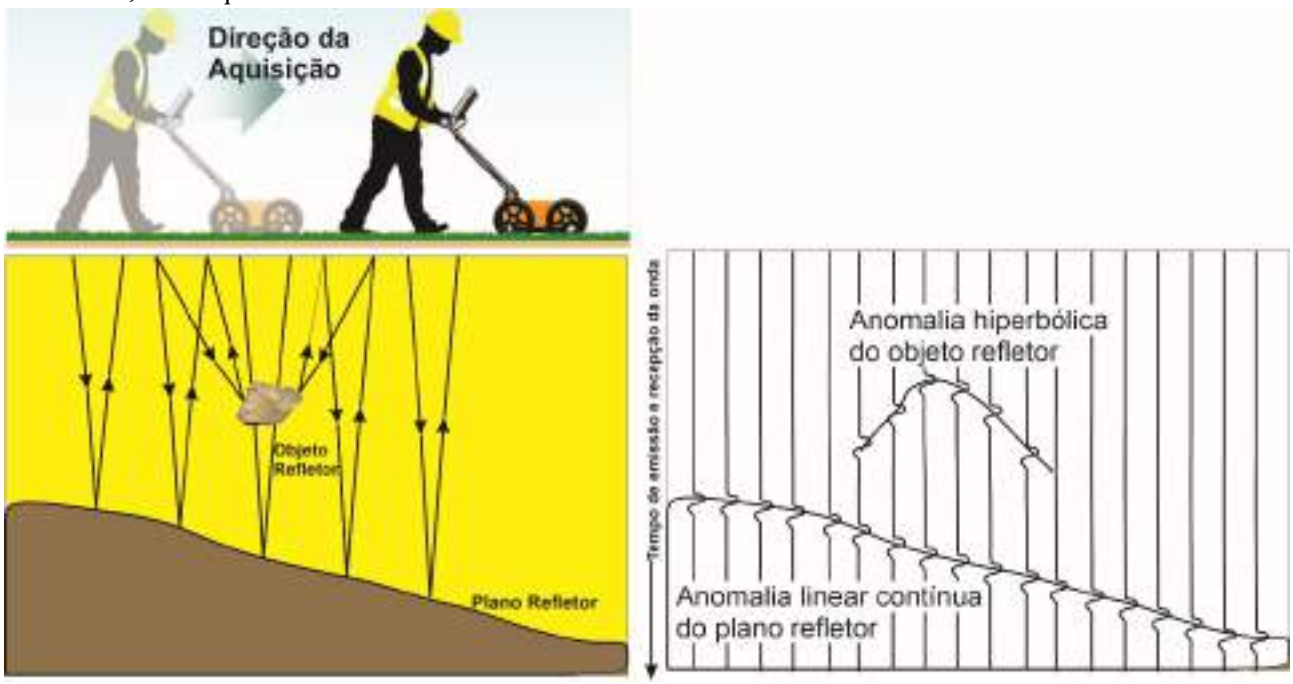


Figura 11. Aplicação do método GPR.

Os sistemas de GPR contam com diversos tipos de antenas disponíveis no mercado, as mais usuais são as que apresentam um conjunto de antenas, transmissora e receptora, com a execução de perfis de reflexão, no qual a antena que emite e recebe a onda é transportada ao longo do perfil.

Este tipo de aquisição é feita através das reflexões versus o deslocamento da antena, cujo o resultado obtido apresenta no eixo vertical da imagem as variações das propriedades elétricas em função do tempo (de emissão e recepção da onda), e na posição horizontal o deslocamento da antena (Nunes et al., 2019).

As ondas de rádio empregadas apresentam frequência entre 10 MHz e 2,6 GHz, obtendo informações relacionadas à subsuperfície, através do cálculo da permissividade dielétrica do solo. A penetração depende também do material estudado, podendo variar de 5 a 50 metros, e a resolução da imagem produzida no radargrama, que pode variar de 0,5 a 100 centímetros (Caselle, et al., 2020; Jol e Bristow, 2003).

A facilidade de repetição do método para um mesmo perfil de solo, tanto para a validação de resultados, quanto para a correção de erros que possam ocorrer durante a aquisição, é outro fator de vantagem desta ferramenta não destrutiva, e de fácil execução (Zajícová e Chuman, 2019).

A ferramenta Georadar apresenta seus dados como uma resposta da propagação das ondas eletromagnéticas na forma de imageamento de representação de descontinuidades elétricas, frente a propagação e reflexão das ondas que compõe um Radargrama, no qual é feito uma identificação de padrões representativos destas descontinuidades, na forma de agrupamento de respostas associadas a um padrão de reflexão, correlacionado com o alvo a ser identificado. O método se baseia no coeficiente de reflexão da superfície, e não no tempo de transmissão do meio (Slater e Comas, 2009).

No que se refere à investigação da profundidade dos solos, o Georadar já é considerado uma ferramenta com eficiência comprovada. Alguns trabalhos como o de Zhang et al, 2018, que investigou pacotes pedológicos na província de Sichuan, na China, em uma grade com 10 KM de espaçamento entre uma linha e outra, demonstram que o Georadar é capaz de obter com precisão e rapidez a profundidade do solo. Os dados foram associados à geoestatística, sendo indiferentes à topografia do terreno pesquisado, obtendo uma diferença de apenas 3cm em média entre os dados diretos e indiretos.

O solo é constituído por diferentes fases (sólida, líquida e gasosa), que definem a permissividade dielétrica deste meio, que será proporcional a contribuição de cada uma destas fases. Salat e Junge (2010) demonstraram uma correlação linear entre a permissividade dielétrica e a densidade de massa seca de um solo, indicando que a permissividade de solos secos depende fortemente de sua porosidade e compactação. Segundo os autores a compactação do solo diminui a porosidade, e consequentemente a fase gasosa do sistema, aumentando a permissividade dielétrica. Com este tipo de informação André et al. (2012), conseguiu identificar camadas de solos compactadas por máquinas agrícolas com o uso do Georadar.

A variação da permissividade dielétrica do solo tem sido objeto de estudo de diversos autores, como Cassidy (2009), que chegou à conclusão que a composição mineral pode afetar diretamente este fator.

Ao se utilizar Georadar para estudos pedológicos deve-se considerar a quantidade de água presente no sistema, pois segundo Annan, 1992, a atenuação do sinal da antena é diretamente proporcional a condutividade elétrica do meio, sendo que a presença de água reduz consideravelmente a faixa real de profundidade alcançada pela onda eletromagnética, efeito semelhante ao provocado pela presença de argila no solo. Mas apesar do efeito citado, De Benedetto et al (2009), não conseguiu um resultado positivo com o uso do Georadar para mensuração de argila presente no solo.

Considerando que o solo é multifásico, a água deste sistema poderá apresentar diferentes composições em camadas distintas. A fase liquida não apresentará quebras contínuas, mas sim uma variação gradual vertical, um exemplo desta hipótese seria um mesmo sistema pedológico contendo a água capilar e a água adsorvida na região de uma superfície freática. E com variações composicionais diferentes (saturação ou não em alguns elementos como sais e óxidos), tem-se também variações na permissividade da onda (Huang et al, 2013).

O Georadar já foi utilizado até mesmo para investigar a distribuição de cobre (Cu) em solos de países da União Europeia, de forma que Ballabio et al (2018), utilizou-se de Georadar associado a

Revista Brasileira de Geografia Física v.13, n.02 (2020) 487-509.

krigagem para mapear a concentração de cobre no solo superficial. O GPR mostrou-se eficiente na previsão da concentração de Cu, especialmente em combinação com a krigagem.

A água é a substância com maior permissividade presente no solo, e quando apresenta alta concentração no meio em questão, poderá influenciar a permissividade de outros materiais, o autor diz que esta característica permite fazer estimativas da quantidade de água presente no solo (Liu B. et al., 2019). Thomas et al. (2006), também constatou que a área superficial específica de solos argilosos é elevada, o que pode acarretar em diminuição da permissividade se o teor de água for elevado neste tipo de solo, e isso quando não houver perdas de condutividade, devido à presença de partículas negativas que favorecem as trocas catiônicas. A relação entre a permissividade e a fração do solo é demonstrado na Figura 12, para um solo com alto teor de caolinita.

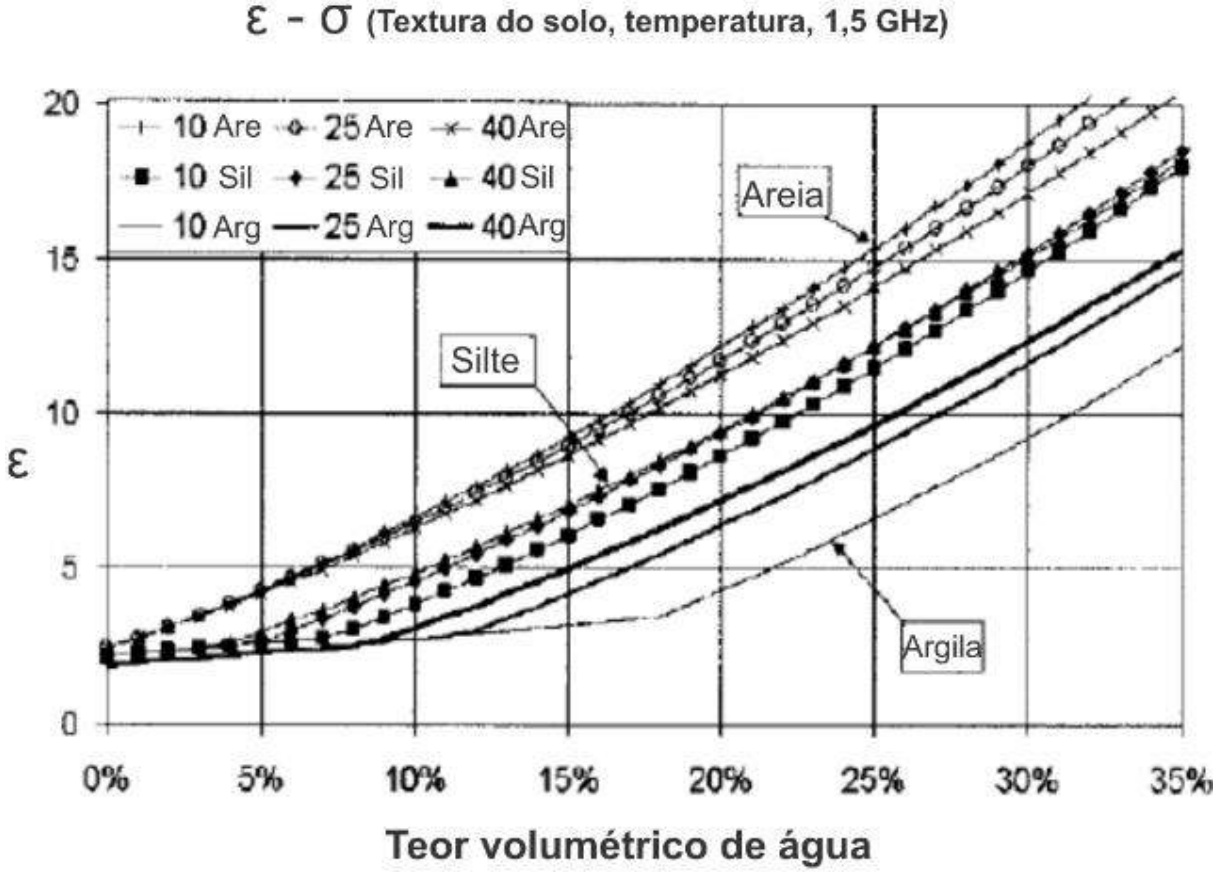


Figura 12. Variação da permissividade relativa com o aumento do teor de água em um solo com alto teor de caolinita. Fonte: Thomas et al. (2006).

Chanzy et al (1996), demonstrou que o erro para a determinação da umidade na camada superficial (10 a 20cm), foi de no máximo 0,046 m^3/m^3. Através da antena de 200 MHz foram mensurados valores de tensão, registrados pelo receptor durante 200 ns. De forma que para análise dos resultados foram verificados traços de solo seco em contraposição aos traços de solo úmido, comparando ondas entre 0 e 10ns com ondas entre 25 e 45 ns, que representam profundidades distintas. Os valores de picos das ondas eletromagnéticas, obtidos entre 65 e 75 MHz, são considerados traços do GPR relacionados a umidade segundo as teorias de Fourier. Como é possível fazer uma estimativa coerente da presença de umidade no solo, outros autores trabalharam com GPR buscando esta finalidade (Ardekani, 2013; Lambot et al., 2008; Minet et al., 2012; Minet et al. 2011;Afshar, et al., 2015; Algeo, et al., 2016; Liu, et al., 2017; Wu, et al., 2019).

Zajícová e Chuman (2019), investigaram métodos para mensurar a quantidade de água no solo a partir do uso de Georadar com base na inversão de forma da onda. Para isso fizeram análises de velocidades do sinal eletromagnético, das reflexões e do comportamento das ondas, com ênfase nos horizontes orgânicos e detecção de raízes de árvores.

Revista Brasileira de Geografia Física v.13, n.02 (2020) 487-509.

Tabela 3. Resumo dos estudos de solo que empregaram métodos GPR, organizados por sua aplicação e método.

Aplicação	Método	Estudos
Teor de água no solo	Análise de velocidade a partir do tempo de viagem bidirecional de uma onda refletida por um refletor conhecido	Ercoli et al., 2018; van Overmeeren et al., 1997
	Análise de velocidade por "ponto médio comum"	Greaves et al., 1996; Koyama et al., 2017; Lu et al., 2017; Steelman and Endres, 2012; van Overmeeren et al., 1997
	Velocidade da onda no solo	Ardekani, 2013; Galagedara et al., 2005a, 2005b, 2003; Grote et al., 2003; Huisman et al., 2001; Lu et al., 2017; Pallavi et al., 2010; van Overmeeren et al., 1997
	Velocidade e dispersão da onda guiada	Arcone et al., 2003; Mangel et al., 2015; Rege and Godio, 2012; Strobbia and Cassiani, 2007; van der Kruk et al., 2010, 2006
	Coeficiente de reflexão	Hagrey e Müller, 2000; Ardekani, 2013; Reppert et al., 2000
	Análises de sinais adiantados	Algeo et al., 2016; Benedetto, 2010; Comite et al., 2016, 2014; Di Matteo et al., 2013; Ferrara et al., 2013; Pettinelli et al., 2014, 2007
	Inversão completa da onda	Ardekani et al., 2014a; Ardekani, 2013; Lambot et al., 2008, 2006, 2004, Minet et al., 2012, 2011; Mourmeaux et al., 2014; Tran et al., 2015; Weihermüller et al., 2007
	Outras modelagens aproximadas envolvendo inversão da forma da onda	Ardekani et al., 2014a; Ardekani, 2013; Lambot et al., 2008, 2006, 2004, Minet et al., 2012, 2011; Mourmeaux et al., 2014; Tran et al., 2015; Weihermüller et al., 2007
Salinidade do solo	Coeficiente de reflexão	Hagrey and Müller, 2000
Textura do solo	Análise do sinal antecipado	Benedetto and Tosti, 2013; Meadows et al., 2006; Tosti et al., 2013
	Abordagens de modelagem por inversão de formas de onda	Busch et al., 2014
Estratigrafia do perfil do Solo	Imagens de reflexão	André et al., 2012; Nováková et al., 2013; Simeoni et al., 2009; Zhang et al., 2014
	Abordagens de modelagem por inversão de formas de onda	Buchner et al., 2012
Estimativa da Espessura de horizontes orgânicos	Imagem de reflexão	Li et al., 2015; Winkelbauer et al., 2011
	Inversão completa da onda	André et al., 2016, 2015, 2014
Estratigrafia de turfeiras	Imagem de reflexão	Comas et al., 2017, 2015; Fyfe et al., 2014; Karuss and Berzins, 2015; Kettridge et al., 2012, 2008; Laamrani et al., 2013; Parry et al., 2014; Parsekian et al., 2012a; Parsekian et al., 2012b; Plado et al., 2011; Proulx-McInnis et al., 2013; Rosa et al., 2009; Sass et al., 2010; Slater and Reeve, 2002; Walter et al., 2016
Gases biogênicos em turfeiras	Imagem de reflexão	Comas et al., 2008, 2005; William and Comas, 2016
	Análises da velocidade do sinal	Chen and Slater, 2015; Parsekian et al., 2012a; Strack and Mierau, 2010
	Análises espectrais da frequência do sinal	Terry and Slater, 2017
Raízes e sistema radicular	Imagem de reflexão	Borden et al., 2016; Freeland, 2015; Guo et al., 2013b; Hirano et al., 2009; Li et al., 2016; Q. Liu et al., 2018; Raz-Yaseef et al., 2013; Rodríguez-Robles et al., 2017; Tanikawa et al., 2013; Tardío et al., 2016; Wu et al., 2014; Yeung et al., 2016
Diâmetros de raiz e biomassa	Índices extraídos da força do sinal ou da forma de onda	Barton and Montagu, 2004; Borden et al., 2014; Cui et al., 2011; Hirano et al., 2009; Q. Liu et al., 2018; X. Liu et al., 2018; Rodríguez-Robles et al., 2017; Simms et al., 2017; Stover et al., 2016; Zhu et al., 2014

Fonte: Zajícová e Chuman (2019).

Não existe uma padronização de processamento para Georadar, tendo sido observado que várias metodologias aplicadas corretamente fornecem suporte para variadas

Revista Brasileira de Geografia Física v.13, n.02 (2020) 487-509.

inferências em um radargrama ou seção de Georadar. E se levar em consideração, que cada solo, em diferentes latitudes poderá apresentar características particulares que implicam em respostas diferentes no equipamento, necessitando adequar filtros ou ganhos de sinal. O método é amplamente utilizado em pesquisas pedológicas como também em áreas subjacentes, e embora não haja uma padronização no processamento, seus resultados podem ser correlacionados a outros métodos para um mapeamento de solos, principalmente para identificação de profundidades.

Espectrorradiometria

A radiometria é a ciência que estuda a medição da energia radiante eletromagnética, ou seja, a interação da radiação com um alvo pode ser mensurada e quantificada/qualificada por técnicas de radiometria. As quantidades de energia envolvidas são denominadas grandezas radiométricas, podendo ser mensuradas em campo ou laboratório, através de radiômetros. Entre as grandezas quantificadas no processo, a principal é a energia radiante (Q), a partir do qual são derivadas as demais grandezas, como: radiância (L), irradiância (E), fluxo radiante (f), exitância (M), intensidade radiante (I) (Steffen e Moraes, 1993) (Carney e Johnston, 2016).

Quando a energia radiante, ou qualquer outra relacionada a ela, é mensurada em termos de seus componentes monocromáticos, torna-se uma função do comprimento de onda. Portanto, as designações para essas quantidades devem ser precedidas do adjetivo “espectral”, por exemplo como no uso do termo “irradiação espectral”.

Considerando que a radiometria envolve a medição da energia radiante total emitida pela fonte radiante sobre todo o espectro óptico (1 nm a 1000 µm), e que a espectrorradiometria está relacionada com o conteúdo espectral da fonte radiante, medidas radiométricas realizadas a partir de espectrorradiometros portáteis ou mantidos em ambiente controlado (laboratórios), operam em faixas espectrais estreitas e numerosas (Figura 13).

A radiometria permite a caracterização espectral de objetos e a condução de experimentos visando a calibração absoluta de sensores remotos. esta característica a diferencia da fotometria que se refere apenas à porção do espectro óptico a que o olho humano é sensível (380 nm a 780 nm) (Price et al., 2019).

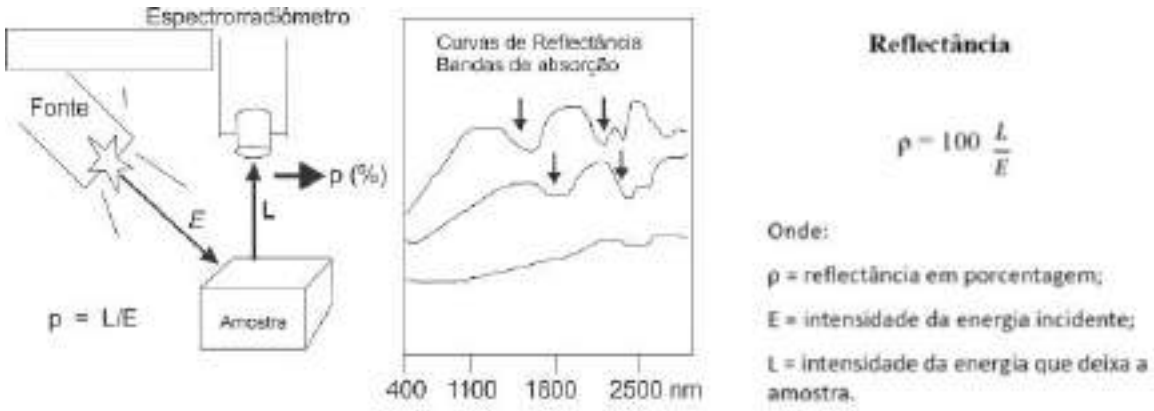


Figura 13. Esquema ilustrando a espectrorradiometria. Fonte: Meneses, 2001.

Pesquisadores de várias partes do mundo têm estimado diversas propriedades do solo como pH, condutividade elétrica, carbono orgânico, argila, silte, areia, soma de bases, capacidade de troca de cátions, ferro total, além de características de fertilidade como ferro (Fe), manganês (Mn), cobre (Cu) e zinco (Zn), utilizando-se de ondas, cuja a faixa espectral variam entre o visível, o infravermelho próximo e o infravermelho médio, apresentando resultados com diversos graus de confiabilidade (Ben-Dor & Banin, 1995; Stenberg et al., 2002; Islam et al., 2004; Nanni e Demattê, 2006; Brown et al., 2006; Demattê et al., 2017; Lamine et al., 2019; Cezar et al., 2019; Rodrigues et al, 2019).

O método tem sido utilizado frequentemente em pesquisas voltadas para estudos pedológicos, a exemplo dos trabalhos de Demattê e Nanni (2003), Chang et al. (2001), Shepherd e Walsh (2002), Daniel et al. (2003), Stenberg et al. (2010), e Cezar et al. (2013) nos quais foram utilizados métodos estatísticos como regressão linear múltipla, mínimo quadrado, regressão

Revista Brasileira de Geografia Física v.13, n.02 (2020) 487-509.

multivariada splines, e redes neurais, para relacionar o espectro com os atributos do solo.

A quantificação de atributos do solo estudados por meio de sua curva espectral é baseada em suas características que envolvem a absorção de energia eletromagnética em níveis ou em intervalos específicos da curva, uma vez que, diferentes quantidades de determinados elementos presentes no solo podem aumentar ou diminuir a reflectância espectral em comprimentos de onda específicos do espectro eletromagnético (Nanni, 2000). Para Rodrigues et al. (2019), o uso da espectrorradiometria para determinar as propriedades químicas, físicas e mineralógicas do solo mostrou resultados favoráveis quando investigado na região espectral visível (VIS: 400-700 nm).

Segundo Price (1994), é esperado que uma única assinatura espectral permita a identificação da maioria dos tipos de superfície de rochas, solos e vegetação, desde que a resolução espacial dos dados seja suficiente para representar um único tipo de superfície para cada espectro, porem a mistura espectral cria uma complicação de dados, de modo que é necessário explorar a possibilidade de identificar componentes individuais dentro do sinal misto, provenientes de vários tipos de superfície. Como é sugerido pelo autor pode-se distinguir alguns elementos facilmente, no entanto existem casos nos quais os espectros apresentam muitas similaridades em todos os comprimentos de ondas. Para melhor discriminação destes espectros faz-se necessário uma comparação no campo quantitativo, para tal deve-se estabelecer uma métrica que descreva a diferença entre os espectros.

Para Cathcart et al., (2004), processos naturais, como intemperismo, precipitação, infiltração de água, etc, darão origem a mudanças nas características de assinatura para solos e seus constituintes individuais. Portanto é importante entender a origem e o impacto dos processos naturais e artificiais nas características de assinatura subjacentes, a fim de definir precisamente as condições e restrições sob as quais a detecção dessas atividades feitas pelo homem pode afetar a resposta espectral.

Selige et al. (2006) diz que a criação de bibliotecas espectrais, teria como finalidade a utilização de dados em sensoriamento remoto como medições de radiância ou refletância in situ para a calibração e / ou seleção de membros finais no processamento de dados adicionais. Uma outra possibilidade para emprego destas medições seria para avaliação laboratorial rápida por espectroscopia de reflectância difusa (DRS) através das propriedades do solo (Viscarra Rossel et al. 2006; Brown 2007).

Viscarra Rossel (2008), começou a elaborar uma biblioteca global de espectros de solos, que recebeu várias atualizações, e até 2016 já havia mais de 23.600 respostas espectrais de solos de 12.509 localizações diferentes conforme está ilustrado na Figura 14 (Viscarra Rossel et al., 2016).

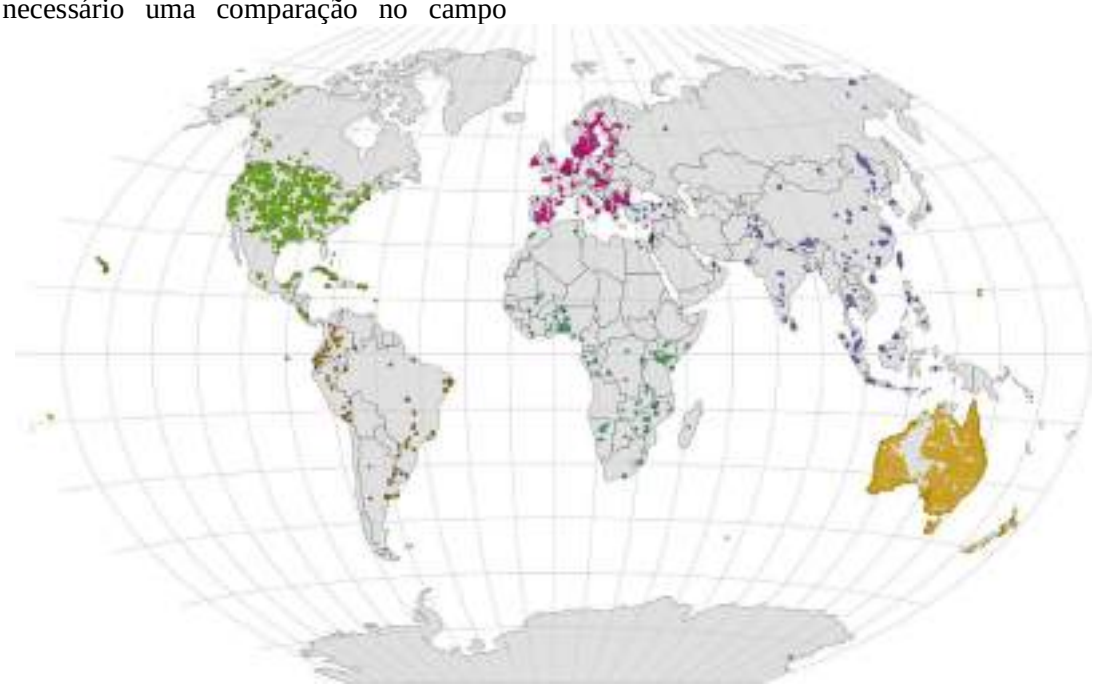


Figura 14. Localizações dos 12.509 pontos de resposta espectral que estão no banco de dados global. Fonte: Viscarra Rossel, 2016.

Revista Brasileira de Geografia Física v.13, n.02 (2020) 487-509.

Nas últimas décadas, os trabalhos envolvendo espectrorradiometria para o mapeamento digital de solos tem se multiplicado. O trabalho de Brodský et al. (2011) se propôs a construir uma biblioteca espectral de solos Checos. Segundo o autor, esta biblioteca deve conter um banco de dados e metadados que armazena as informações auxiliares correspondentes dos solos, como tipo de material (solo, material parental), preparação da amostra, localização da amostra com coordenadas geográficas, classificação do solo, características morfológicas, medições laboratoriais do solo, propriedades biológicas, químicas, físicas e potenciais, características geofísicas além de informações climatológicas sobre a localização da amostra.

O Brasil possui uma biblioteca com mais de 39 mil amostras (Figura 15) doadas por 65 colaboradores representando 41 instituições dos 26 Estados brasileiros e do DF, esta equipe de pesquisa é conduzida pelo Dr. Demattê da Universidade de São Paulo. A equipe recebe vários tipos de amostras classificadas como amostras simples, amostras em profundidade coletada por tradagem; amostras por horizontes de perfis completos. Todas as amostras recebidas são catalogadas, e padronizamos no sensor Fieldspec, em seguida são analisados os espectros e catalogados. Por fim as amostras são indexadas ao banco de dados disponível na Biblioteca Espectral de Solos do Brasil (BESB).

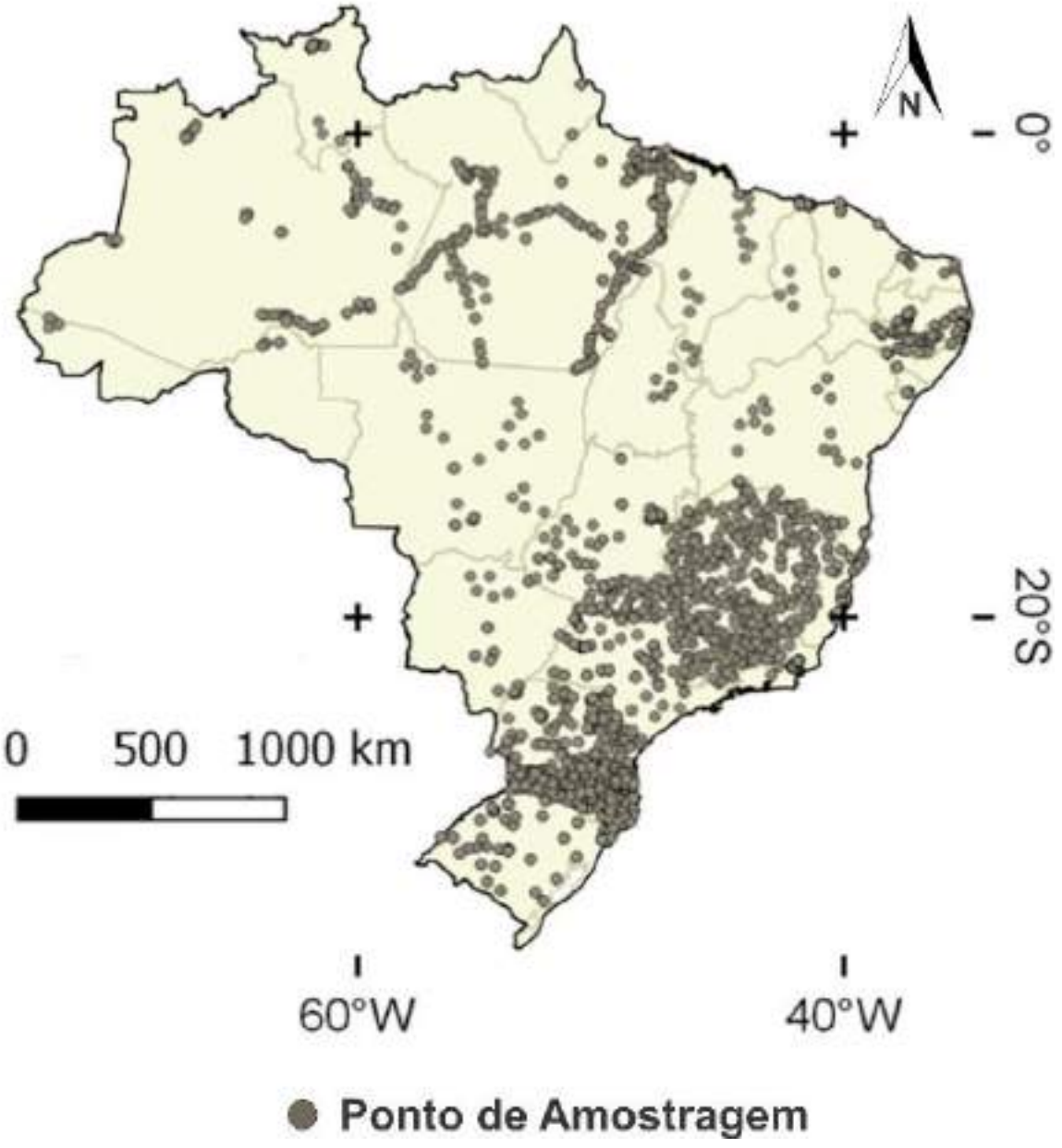


Figura 15. Locais de amostragem da Biblioteca Espectral do Solo do Brasil. Fonte: Demattê et al, 2019.

Revista Brasileira de Geografia Física v.13, n.02 (2020) 487-509.

Comportamento Espectral do Solo

A reflectância do solo é uma propriedade derivada do somatório de diversos fatores que apresentarão o comportamento ou assinatura espectral. Os fatores mencionados incluem combinação heterogênea de componentes como tamanho de partícula, estrutura do solo, rugosidade superficial, umidade, teor de matéria orgânica, teor de minerais carbonatados, presença ou não de quartzo e dos óxidos de Fe (Stoner e Baumgardner, 1981), dentre outros fatores.

Formaggio et al. (1996), demonstraram a possibilidade a possibilidade de caracterizar os solos através de sensores remotos trabalhando-se com dados de campo e laboratório, demonstrando que os agrupamentos das classes de solos pesquisados não obedeceram às mesmas compartimentações estabelecidas pelo sistema de classificação taxonômica de solos, segundo o critério de comportamento espectral.

Segundo Condit (1970), as curvas espectrais dos solos podem ser tipificadas em 5 classes, organizando faixas espectrais que facilitaram os estudos de propriedades do solo de acordo com a região do espectro:

Tabela 4. Principais características das curvas espectrais de solos. Fonte: Condit, 1970. Adaptada por Moraes, 2010.

Tipo de Curva	Região do Espectro	Feição Espectral	Característica do Solo
1	0,32 – 1,00 µm	Baixa Reflectância Forma Côncava	
2	0,32 – 0,60 µm 0,60 – 0,70 µm 0,70 – 0,74 µm 0,32 – 0,75 µm	Gradiente Decrescente Gradiente Acentuado Gradiente Decrescente Forma Convexa	Solos bem drenados pouca matéria orgânica
3	0,32 – 0,60 µm 0,60 – 0,74 µm 0,76 – 0,78 µm 0,88 – 1,00 µm	Gradiente Acentuado Gradiente Pequeno Gradiente Decrescente Gradiente Aumenta c/d	Solos com conteúdo de ferro razoavelmente elevado
4	0,32 – 2,30 µm 0,88 – 1,30 µm	Baixa Refletância Redução da Reflectância	Alto conteúdo de ferro e matéria orgânica
5	0,75 – 1,30 µm	Gradiente Decrescente Não há Banda de Absorção de Água em 1,45 µm	Alto conteúdo de ferro e baixo conteúdo de matéria orgânica

Nos trabalhos de Stoner & Baumgardner (1981), foram caracterizados outros dois padrões de curvas espectrais, complementando a tabela 2 de Condit (1970), estes dados juntamente com os dados produzidos por Fromaggio et al. (1996), foram organizados em gráficos (Figura 16), e comparados a solos estudados por Demattê (1992). Desde então, outros trabalhos posteriores tentaram estabelecer relação entre os atributos do solo e a energia refletida, como os de Coleman & Montgomery (1991) e Henderson et al. (1992).

Revista Brasileira de Geografia Física v.13, n.02 (2020) 487-509.

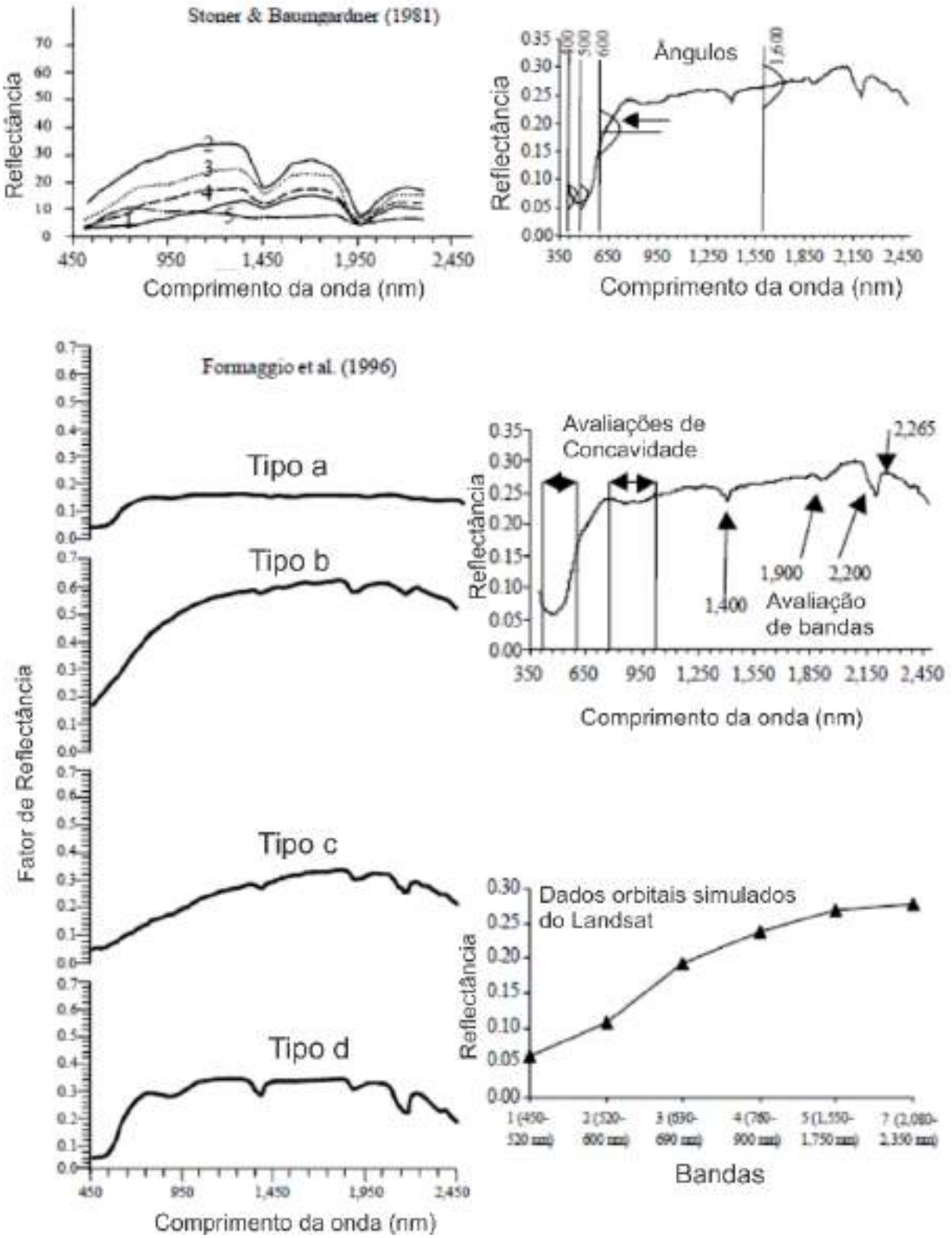


Figura 16. Determinação de ângulos, avaliações de concavidade, banda e dados simulados de curvas espectrais dos solos estudados por Demattê, comparados com as curvas espectrais dos tipos de solo classificados por Stoner & Baumdardner (1981) e Formaggio et al. (1996). Fonte: Demattê, 2002.

O sensoriamento remoto tangencia a refletância, com uma série de operações matemáticas, cujo a finalidade é a produção de imagens que evidencie o alvo ou o objeto de estudo. Para tal fim, as operações utilizadas são soma ou adição, subtração, multiplicação e divisão entre bandas, com destaque para a última, quando se deseja realçar uma feição ou alvo em uma operação não-linear, pois a divisão entre bandas realça uma assinatura espectral em detrimento da

Revista Brasileira de Geografia Física v.13, n.02 (2020) 487-509.

outra, permitindo a caracterização de algumas curvas (Nanni e Demattê, 2006).

Para se compreender as variações de dados espectrais em nível orbital, é necessário conhecer os solos através da radiometria em laboratório, que reflete a realidade mais próxima do objeto de estudo (Demattê, 1999). Este tipo de pesquisa não é recente, Epiphanio (1983) verificou os efeitos que a rugosidade de uma superfície e os ângulos de exposição apresentavam sobre a curva espectral do solo, em diversas condições de umidade. Valeriano et al. (1995) estudou o fator de refletância bidirecional em 14 classes de solo no Brasil. Já Meneses e Madeira Neto (2001), realizou estudos do comportamento espectral voltados para o tamanho da partícula.

Existem variadas limitações impostas pelos sensores, as principais estão relacionadas ao número de bandas e a sua largura espectral. Alguns materiais pedológicos poderão ser diferenciados ou identificados caso a largura das bandas espectrais dos sensores imageadores sejam suficientemente estreitas da ordem de 10 nm, que é mais ou menos a largura média das bandas de absorção (Lima, 2011). Embora as regiões espectrais de todo o VIS (350–800 nm), NIR (800–1100 nm), SWIR (1100–2500 nm) possam ser usadas para calibrar modelos para quantificação, a maioria das regiões indesejadas que não contêm informações relevantes relacionados ao atributo de interesse podem gerar ruído nos modelos e aumentar o processamento computacional (Dematte et al 2017).

Radiometria

Kingsley e Quegan (1999), afirmam que radar é tudo o que usa ondas de rádio para detectar a presença de objetos e encontrar sua posição. O termo radar tem sido amplamente aplicado para descrever sistemas que operam na faixa de frequência de micro-ondas, o que o torna um sistema ativo, que ao emitir a onda, esta interage com a superfície, com sinais eletromagnéticos, de forma que o sensor mede o sinal refletido. Neste sistema são empregadas ondas que vão de 1mm à 1m de comprimento, coincidindo com as ondas utilizadas nos sistemas de comunicação (Ulaby et al., 1981).

Segundo Massonnet et al. (1998), as aplicações geofísicas de interferometria de radar para medir mudanças na superfície da Terra explodiram no início dos anos 90. Mas já entre 1981 e 1984, aconteceram as missões do ônibus espacial colômbia para coleta de dados SAR, nas bandas **L**, **C** e **X**. E a partir da década de 90, vários satélites começaram a fornecer cobertura radar da superfície terrestre, dentre eles, o Radarsat, JERS e ERS.

Os dois tipos de radar mais usuais são os aerotransportados de visada lateral (side-looking airborne radar – SLAR) e os de abertura sintética (Synthetic Aperture Radar – SAR). No primeiro caso, uma antena fixa é a uma plataforma móvel, sendo as ondas propagadas a partir desta fonte. A direção de visada é lateral, em relação à direção de voo da aeronave. Em radares de abertura sintética, uma antena longa virtual é formada através do registro sequencial de amplitudes e fases do sinal retroespalhado por uma antena de dimensões reduzidas (Freneau et al, 1996). E segundo Mura (2000), a aeronave que transporta esta antena deve se deslocar a uma velocidade constante, no qual um emissor envia pulsos de micro-ondas modulados linearmente em frequência, com intervalos regulares.

O SAR mantém a fase e a magnitude do sinal retroespalhado pela superfície imageada, com intuito de aumentar a resolução espacial, sem que seja necessário aumentar o tamanho físico da antena (Figura 17). Ele surgiu por conta da limitação na capacidade de produzir resoluções fina o suficiente para a maioria das aplicações de sensoriamento remoto, pois o transporte de antenas longas é difícil, e aumentaria o custo da aquisição de dados.

O satélite Daichi foi lançado em orbita polar, há uma altura de 691,25 Km, em 24 de janeiro de 2006, portando três sensores de alta resolução, sendo um deles o Radar de Abertura Sintética de Banda L com Estrutura Faseada (PALSAR), de forma que o esperado é que este sensor fosse capaz de monitorar o desmatamento, estimar a biomassa e medir a deformação usando interferometria e diferenciação de amplitude, devido ao maior poder de penetração de sinal do SAR (Radar de Abertura Sintética) através da cobertura vegetal. O PALSAR exige mais tempo de processamento devido ao tempo de azimute mais longo resultante do sinal da banda L (Shimada et al, 2009).

Revista Brasileira de Geografia Física v.13, n.02 (2020) 487-509.



Figura 17. Esquema de aquisição de dados através de antenas do tipo SAR. Fonte: Agência de Exploração Aeroespacial do Japão, 2014.

A interpretação de imagens SAR baseia-se principalmente nas diferenças entre as propriedades dielétricas, como a presença de água no meio em questão, pois ao operar em faixas espectrais centimétricas, abre possibilidade de se obter imagens de uma área, independente de nebulosidade ou de iluminação natural (Henderson e Lewis, 1998). No Brasil o sistema de radar que adquiriu um dos maiores volumes de dados de radar no período 2006-2011 foi o Advanced Land Observing Satellite Phased Array L-band Synthetic Aperture Radar (ALOS PALSAR), operando em uma faixa de 23 cm de comprimento, sendo conhecida como banda L (Igarashi, 2001), e a partir de 2013 deu lugar ao ALOS 2. Quanto maior o comprimento de onda, maior a capacidade de penetração dos sinais de radar no dossel ou em solos. Não existe uma banda espectral que seja melhor ou pior, dependendo do tipo de aplicação (Jensen, 2009).

Tabela 5. Principais comprimentos de onda e frequências utilizados pelos sistemas de Radar.

Banda	Comprimento de onda (cm)	Frequência (GHz)
Ku	1,67 – 2,24	18,0 – 12,5
X	2,24 – 3,38	12,5 – 8,0
C	3,9 – 7,75	8,0 – 4,0
S	7,75 – 15,0	4,0 – 2,0
L	15,0 – 30,0	2,0 – 1,0
P	30,0 – 100,0	1,0 – 0,3

Fonte: Jensen (2009).

Integração entre GPR e SAR

As abordagens de migração entre dados GPR e SAR são baseadas em equações de onda, aplicadas para objetos previamente conhecidos e enterrados. Estas equações têm sido amplamente utilizadas com sucesso no processamento de sinais sísmicos para exploração de petróleo por décadas (Gu et al., 2003).

Ao levar em consideração que os dois métodos se utilizam de ondas eletromagnéticas, alguns autores como Nazli e Sezgin (2011), trabalharam com GPR para transformar os dados obtidos em uma Imagem SAR. Através transformação inversa de Fourier 2D, os dados de domínio de tempo coletados em diversos pontos de observação foram transformados em domínio

Revista Brasileira de Geografia Física v.13, n.02 (2020) 487-509.

espectral 2D, através de dois algoritmos: radar de abertura sintética Strip-map e métodos de subtração de fundo para dados GPR A-scan. Os resultados foram satisfatórios para o método SAR, que oferece melhor foco sobre a assinatura do alvo do que o método de subtração do sinal A-scan. Em um trabalho semelhante Baer et al. (2017), realizou uma integração entre as técnicas de Radar de Penetração no Solo (GPR) e Radar de Abertura Sintética (SAR), verificando a reflexão da superfície do solo e a propagação da onda no solo. Aplicando o princípio de Fermat e o operador Sober, foi feita uma otimização da imagem SAR dos dados GPR, enquanto a permissividade do solo foi estimada.

Mas para Baer et al. (2017), a combinação de técnicas comuns de GPR e SAR não é direta, devido ao comportamento diversificado de propagação das ondas eletromagnéticas no espaço livre e no solo, pois as diferentes velocidades de propagação, bem como os efeitos de reflexão na superfície do solo, influenciam os algoritmos de SAR negativamente. Negligenciar a permissividade do solo poderá causar uma superposição errônea das fases, fazendo com que as imagens de SAR pareçam borradas. Estudos semelhantes foram realizados por Gonzalez-Valdes et al. (2013), conseguindo caracterizar a rugosidade da superfície.

Em trabalhos posteriores de aplicação, foram realizados monitoramentos de zonas úmidas dentro do canal de uma usina hidrelétrica usando Radar de Abertura Sintética (SAR) e dados de radar de penetração no solo (GPR). O monitoramento baseado em SAR considerou a estimativa de umidade do solo e a detecção de umidade causada por vazamentos, utilizando descritores de Fourier, enquanto a interpretação automática de dados baseada em GPR usou descritores de Fourier para detectar potenciais zonas úmidas dentro do canal. A partir dos dados obtidos foram comparados os momentos espectrais, os resultados mostraram que os dados de SAR podem ser usados para detectar vazamentos de água quando a superfície já está úmida, enquanto os dados GPR, obtidos no topo e nas laterais do canal, podem ser usados para determinar possíveis vazamento de água dentro do canal (Gleich, 2013).

Grandjean et al. (2003), fez um abordagem baseada na integração entre duas técnicas o Radar de Abertura Sintética aerotransportada (SAR) na frequência da banda L (1,2 GHz), capaz de produzir imagens de estruturas subsuperficiais de grande escala, e o Radar de Penetração no Solo (GPR) usado entre 500 e 900 MHz para sondar solos em escala local, da superfície até vários metros de profundidade. Este trabalho visou identificar paleodunas e paleossolos, no Egito e França, com a possibilidade de mapear grandes estruturas como estratificações cruzadas, devido ao ambiente de deposição. A profundidade de penetração do SAR é estimada invertendo um modelo de espalhamento simples, permitindo diagnosticar propriedades geométricas em subsuperfície, e as propriedades dielétricas foram determinadas pela análise de dados GPR. Com a combinação das técnicas foi possível detectar estruturas, além da profundidade de pacotes espessos de solo.

No trabalho de Grandjean et al. (2003), ele optou por realizar um perfil de 400 m de distância e 2,5m de largura, nos modos GPR e SAR, com incidência de 0º a 45º e abertura de 45º a 2º, cuja as respostas dielétricas para os modelos estão na Figura 18.

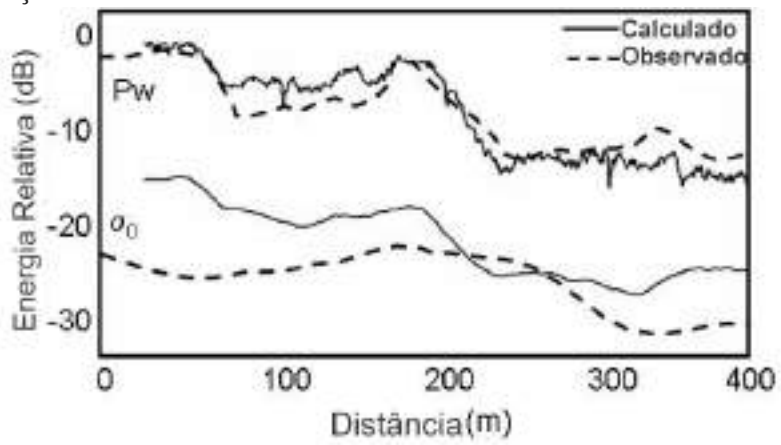


Figura 18. As curvas superior e inferior referem-se, respectivamente, às potências GPR e SAR. Fonte: Grandjean et al., 2003

Conclusão

Todas as citadas técnicas apresentam potencial para obtenção de informações pedológicas, mas necessitam do processamento adequado para se chegar a um resultado satisfatório. Da etapa de aquisição até o produto final (mapa), muitos passos podem interferir negativa ou positivamente. Uma má calibração de um equipamento, levar em consideração fatores irrelevantes ou uma aquisição mal elaborada podem interferir diretamente no resultado. Da mesma forma o uso correto dos equipamentos e processamentos adequados geram produtos mais próximos da realidade.

O mapeamento digital de solos pode ser integrado ou utilizar dados de outros métodos, de forma que está ferramenta está em constante evolução, a sua base de dados internacional é extensa e continua se expandindo.

O mapeamento digital envolvendo métodos como SIG e sensoriamento remoto com uso de imagens de radar, tem gerado mapas com maior precisão. Mas ainda se faz necessária a confirmação de dados através da coleta de amostras em campo, descrição de perfis de solos e a análise de amostras em laboratório, pois a confirmação e calibração de equipamentos dependem de informações diretas, que apenas podem ser obtidas em campo.

Ferramentas como o Georadar e imagem de radar tem demonstrado um grande potencial para integrar o mapeamento de solos pois apresentam baixo custo e eficiência na aquisição de dados com baixa margem de erro. E, devido ao fato destas tecnologias empregarem ondas eletromagnética em diversos comprimento, podem ser ajustadas para diferentes realidades.

A espectrorradiometria é um dado de baixo custo, fácil e rápida aquisição, e embora as composições pedológicas sejam multifásicas, a resposta espectral para cada elemento isoladamente não varia, permitindo uma parametrização de composições semelhantes. A base de dados construída através da ferramenta fornece suporte para que pesquisadores possam fazer análises comparativas em qualquer parte do mundo.

O SAR é outra ferramenta com potencial de crescimento, pois com o avanço do poder de processamento dos computadores atuais, o método tem crescido cada vez mais, e a principal vantagem é a capacidade de penetração da onda de radar através da nebulosidade e da vegetação.

O mapeamento pedológico tem evoluído por conta do número crescente de ferramentas que dão suporte a esta ciência, mas a construção de um mapa que se aproxime da realidade vai depender da habilidade do pesquisador em escolher o (s) método (s) mais adequado a cada realidade.

Agradecimentos

Os autores agradecem à UNB (Universidade de Brasília) que forneceu uma estrutura adequada para a realização da pesquisa, além da Capes, ICMBIO e CECAV, que tem trabalhado em parceria com os autores via Laboratório de Geografia Física da UNB, para a realização de diversos trabalhos.

Referências

AFSHAR, A.; ABEDI, M.; NOROUZI, G.-H.; RIAHI, M.-A. 2015. Geophysical Investigation of Underground Water Content Zones Using Electrical Resistivity Tomography and Ground Penetrating Radar: A Case Study in Hesarak-Karaj, Iran. Engineering Geology, 196, 183–193. doi: 10.1016 / j.enggeo.2015.07.022

ALGEO, J.; VAN DAM, R. L.; SLATER, L. 2016. GPR precoce: Early-Time GPR: A Method to Monitor Spatial Variations in Soil Water Content During Irrigation in Clay Soils.. **Vadose Zone Journal**, 15 (11), 0. doi: 10.2136 / vzj2016.03.0026

ANNAN AP. 1992. Ground penetration radar workshop notes. **Sensors & Software**, Mississauga. Retrieved from.

ARDEKANI, M. R. 2013. Off- and on-ground GPR techniques for field-scale soil moisture mapping. **Geoderma**. V. 200–201, P. 55–66.

https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2013. 02. 010.

ARROUAYS, D. 2017. LAGACHERIE, P.; HARTEMINK, A. E. Digital soil mapping across the globe. **Geoderma Regional**, V. 9, P. 1–4,

BAER, C.; GUTIERREZ, S.; JEBRAMCIK, J.; BAROWSKI, J.; VEGA, F.; ROLFES, I. 2017. Ground penetrating synthetic aperture radar imaging providing soil permittivity estimation. **IEEE MTT-S International Microwave Symposium Digest**, p. 1367–1370,

BALLABIO, C.; PANAGOS, P.; LUGATO, E.; HUANG, J.H.; ORGIAZZI, A.; JONES, A.; FERNANDEZ-UGALDE, O.; BORRELLI, P.; MONTANARELLA, L. 2018. Copper distribution in European topsoils: an assessment based on LUCAS soil survey**.** **Sci. Total Environ**. 636, 282–298.

BEN-DOR, E.; BANIN, A. 1995. Near-infrared analysis as a rapid method to simultaneously evaluate several soil properties. **Soil Sci**. Soc. Am. J., 59:364-372.

BISWAS, A.; ZHANG, Y. 2018. Sampling Designs for Validating Digital Soil Maps: A Review. **Pedosphere**, v. 28, n. 1, p. 1–15.

BORECKA, A.; HERZIG, J.; DURJASZ-RYBACKA, M. 2015. Ground Penetrating Radar Investigations of Landslides: A Case Study in a Landslide in Radziszów. Studia **Geotechnica et Mechanica**, v. 37, n. 3, p. 11-18 DOI: 10.1515/sgem- 2015-0028.

BRODSKÝ, L.; KLEMENT A.; PENÍŽEK V.; KODEŠOVÁ R.; BORUVKA L. 2011. Building soil spectral library of the czech soils for quantitative digital soil mapping. **Soil and Water Research**, v. 6, n. 4, p. 165–172,

BROWN D.J. 2007. Using a global VNIR soil-spectral library for local soil characterization and landscape modeling in a 2nd-order Uganda watershed. **Geoderma,** 140: 444–453.

BROWN, D.J.; SHEPHERD, K.D.; WALSH, M.G.; MAYS, M.D. & REINSCH, T.G. 2006. Global soil characterization with VNIR diffuse reflectance spectroscopy. **Geoderma**, 132:273-290.

CARNEY, M. N.; JOHNSTON, W. M. 2016. A novel regression model from RGB image data to spectroradiometric correlates optimized for tooth colored shades. **JOURNAL OF DENTISTRY**. Vol: 51 Pág: 45-48.

CASELLE, C., BONETTO, S., COMINA, C., & STOCCO, S. 2020. GPR surveys for the prevention of karst risk in underground gypsum quarries. Tunnelling and Underground Space Technology, 95, 103137. doi:10.1016/j.tust.2019.103137

CATHCART, J. M.; CAMPBELL R.; GREENWOOD S.; BOCK R. D.; MAURO B. 2004. Impact of soil and environmental processes on hyperspectral infrared signatures. **Detection and Remediation Technologies for Mines and Minelike Targets IX**, v. 5415, p. 638,

CATEN, A. TEN; DALMOLIN R. S. D.; MENDONÇA-SANTOS M DE L, GIASSON E. 2012. Mapeamento digital de classes de solos : características da abordagem brasileira. **Ciência Rural.** Santa Maria, v.42, n.11, nov, Pág:1989–1997.

CEZAR, E.; NANNI, M.; DEMATTÊ, J.; CHICATI, M.; BERTI, R. 2013. Estimativa de atributos do solo por meio de espectrorradiometria difusa. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. 37 (4): 858-868, [Fecha de consulta: 16 de junho de 2019]. Disponível em: http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=180228128004

CEZAR, E., NANNI, M. R., GUERRERO, C., DA SILVA JUNIOR, C. A., CRUCIOL, L. G. T., CHICATI, M. L., & SILVA, G. F. C. 2019. Organic matter

and sand estimates by spectroradiometry: Strategies for the development of models with applicability at a local scale. **Geoderma,** Vol: 340, Pag: 224–233. doi:10.1016/j.geoderma.2019.01.021

CHANG, C.; LAIRD, D.A.; MAUSBACH, M.J. & HURBURGH JUNIOR, C.R. 2001. Near-infrared reflectance spectroscopy - principal components regression analyses of soil properties. **Soil Sci**. Soc. Am. J., 65:480-490,

CHANZY A.; TARUSSOV A.; JUDGE A.; BONN F. 1996. Soil water content determination using a digital ground-penetrating radar, **Soil Sci**. Soc. Am. J. 60 1318–1326.

COLEMAN, T.L. & MONTGOMERY, O.L. 1987. Soil moisture, organic matter and iron content effect on the espectral characteristics of selected Vertisols and Alfisols in Alabama. Photogr. **Eng. Remote Sens**., 53:1659-1663,

DANIEL, K.W.; TRIPATHI, N.K. & HONDA, K. 2003. Artificial neural network analysis of laboratory and in situ spectra for the estimation of macronutrients. In: **Soils of Lop Buri** (Thailand). Aust. J. Soil Res, 41:47-59,

DE BENEDETTO, D.; CASTRIGNANÒ, A.; SOLLITTO, D.; MODUGNO, F. 2010. Spatial relationship between clay content and geophysical data. **Clay Minerals** 45 (2) 197-207.

DEMATTÊ, J. A. M., RAMIREZ-LOPEZ, L., MARQUES, K. P. P., & RODELLA, A. A. 2017. Chemometric soil analysis on the determination of specific bands for the detection of magnesium and potassium by spectroscopy. **Geoderma**, Vol: 288, Pág 8–22. doi:10.1016/j.geoderma.2016.11.013

DEMATTÊ, J. A. M.; ALVES, M. R. ; TERRA, F. D. S.; BOSQUILIA, R. W. D.; FONGARO, C.T.; BARROS, P. P. D. S. 2016. É possível classificar a textura do solo usando um sensor localizado a 800 km da superfície ?. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, vol 40. P. DOI: http://dx.doi.org/10.1590/18069657rbcs20150335.

DEMATTÊ, J. A. M., DOTTO, A. C., PAIVA, A. F. S., SATO, M. V., DALMOLIN, R. S. D., DE ARAÚJO, M. DO S. B; ELISÂNGELA B. DA SILVA; NANNI, M. R.; CATEN, A. TEN; NORONHA, N. C.; LACERDA, M. P. C.; JOSÉ COELHO DE ARAÚJO FILHO; RODNEI RIZZO; BELLINASO H.; FRANCELINO, M. R.; SCHAEFER, C. E. G. R.; LUIZ E. VICENTE; UEMESON J. DOS SANTOS; SAMPAIO, E. V. S. B.; MENEZES, R. S. C.; SOUZA, J. J. L. L. DE; ABRAHÃO, W. A. P.; COELHO, R. M.; GREGO, C. R.; LANI, J. L.; FERNANDES, A. R.; GONÇALVES, D. A. M.; SILVA, S. H. G.; MENEZES, M. D. DE; CURI, N.; COUTO, E. G.; ANJOS, L. H. C.; CEDDIA, M. B.; PINHEIRO, É. F. M.; GRUNWALD S.; VASQUES, G. M.; MARQUES. J. J.; SILVA, A. J. DA; BARRETO, M. C. V.; NÓBREGA, G. N.; SOUZA, M. Z. DA SILVA; SARA F. DE; VALLADARES, G. S.; VIANA, J. H. M.; TERRA, F. S.; HORÁK-TERRA, I.; FIORIO, P. R.; SILVA, R. C.; FRADE, E. F. JÚNIOR; LIMA R. H. C.; ALBA, J. M. F.; SOUZA, V. S. DE JUNIOR; BREFI, L. M. S.; RUIVO M. L. P.; FERREIRA, T. O.; BRAIT, M. A.; CAETANO, N. R.; BRINGHENTI I.; MENDES, W. S.; SAFANELLI, J. L.; GUIMARÃES, C. C. B.; POPPIEL, R. R.; SOUZA, A. B.; QUESADA, C. A.; COUTO, H. T. Z. **2019.** The Brazilian Soil Spectral Library (BSSL): A general view, application and challenges. **Geoderma**, v. 354, n. August, p. 113793.

EPIPHANIO, J. C. N. 1983. Efeito do ângulo de observação e da rugosidade superficial no comportamento espectral

de solos sob condições hídricas temporalmente variáveis. São Jose dos Campos: **INPE**, 52 p.

EPIPHANIO, J.C.N.; FORMAGGIO, A.R.; VALERIANO, M.M.; OLIVEIRA, J.B. 1992. **Comportamento espectral de solos do Estado de São Paulo**. São José dos Campos: INPE, 131p. (INPE-5424-PRP-172).

FORMAGGIO, A.R.; EPIPHANIO, J.C.N.; VALERIANO, M.M.; OLIVEIRA, J.B. 1996. Comportamento espectral (450-2.450 nm) de solos tropicais de São Paulo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.20, p.467-474,

FRUNEAU B.; ACHACHE, J.; DELACOURT, C. 1996. "Observation and modeling of the SaintEtienne-de-Tinee landslide using SAR interferometry". **Tectophysics** 265, pp. 181– 190.

GLEICH, D. 2013. Detection of wet zones within a hydro-power plant's canal using SAR and GPR data. **IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing**, v. 6, n. 4, p. 1864–1878,

GONZALEZ-VALDES, B.; MARTINEZ-LORENZO, J. A.; RAPPAPORT, C. M. 2013. Dual band SAR processing for low dielectric contrast buried IED detection. **IEEE Antennas and Propagation Society, AP-S International Symposium (Digest)**, p. 1080–1081.

GU, K.; WANG, G.; LI, J. 2003. Migration Based SAR Imaging for Ground Penetrating Radar Systems. **Algorithms for Synthetic Aperture Radar Imagery X**. doi:10.1117/12.487135

HARRISON, L.; MICHALSKY, J.; BERNDT, J. 1994. "**Automated multifilter rotating shadow-band radiometer**: an instrument for optical depth and radiation measurements," Appl. Opt. 33(22), 5118–5125.

HARTEMINK, A. E. 2016. The definition of soil since the early 1800s. **Advances in Agronomy**, Vol: 137, Pág: 73–126. doi:10.1016/bs.agron.2015.12.001

HENDERSON, F. M.; LEWIS, A. J. 1998. **Principles and Applications of Imaging Radar**. Manual of Remote Sensing, Nova Iorque: John Wiley & Sons, 3a ed., v. 2, 866 p.

IGARASHI, T. 2001.ALOS mission requirements and specifications. **Advances in Space Research**, v. 28, n. 1, p. 127-131.

ISLAM, K.; SINGH, B.; SCHWENKE, G.; MCBRATNEY, A. 2004.Evaluation of vertosol soil fertility using ultra-violet, visible and near-infrared reflectance spectroscopy. In: **SUPERSOIL**, 3. 2004, Sydney. Proceedings... Sydney, University of Sydney.

JENSEN, J. R. 2009. **Sensoriamento Remoto do Ambiente**. Uma Perspectiva em Recursos Terrestres. Tradução: José Carlos Neves Epiphânio et al. São José dos Campos: Parentese, 585 p.

JOL, H.; BRISTOW, C.; 2003. GPR in sediments: Advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide. **Geological Society Special Publication**, 211 pp. 9-27. 10.1144/GSL.SP.2001.211.01.02.

KARIM, M. N. A.; JAMLOS, M. A.; IBRAHIM, S. Z.; JAMLOS, M. F.; LEE, Y. S. 2019. Geological Effect on GPR System Due to Soil Properties in Malaysia. **International Journal Of Integrated Engineering.** Vol: 11, Ed: 3, Pág: 313-320.

KINGSLEY, S.; QUEGAN, S. 1999. Understanding Radar Systems, **SciTech Publishing**, Raleigh, NC,

KHOSRAVI, M.R., SAMADI, S. 2019. Data compression in ViSAR sensor networks using non-linear adaptive weighting. **J Wireless Com Network**, vol: 2019, Nº 264 doi:10.1186/s13638-019-1577-z

LAGACHERIE, P.; MCBRATNEY, A.B.; VOLTZ, M.. Spatial soil information systems and spatial soil inference systems: perspectives for digital soil mapping. In: LAGACHERIE, P. et al. (Ed.). **Digital soil mapping: an introductory perspective**. Amsterdam: Elsevier, 2007. p.3-24.

LAMBOT, S., SLOB, E., CHAVARRO, D., LUBCZYNSKI, M., VEREECKEN, H. 2008. Measuring soil surface water content in irrigated areas of southern Tunisia using full-waveform inversion of proximal GPR data. **NEAR Surf**. Geophys. 6, 403–410.

LAMINE, S.; PETROPOULOS, G.; BREWER, P.; BACHARI, N. E. I.; SRIVASTAVA, P.; MANEVSKI, K.; KALAITZIDIS, C.; MACKLIN, M. 2019. Heavy Metal Soil Contamination Detection Using Combined Geochemistry and Field Spectroradiometry in the United Kingdom. **Sensors**. Vol: 19(4), 762. doi:10.3390/s19040762

LIU, B.; REN, Y.; LIU, H.; XU, H.; WANG, Z.; COHN, A. G.; JIANG, P. 2019. Deep Learning-Based Ground Penetrating Radar Data Inversion for Tunnel Lining. IEEE. Vol:2, Pag: 1-15.

LIU, X. B.; CHEN, J.; CUI, X. H.; LIU, Q. X.; CAO, X.; CHEN, X. H. 2017. Measurement of soil water content using ground-penetrating radar: a review of current methods. INTERNATIONAL JOURNAL OF DIGITAL EARTH Vol: 12 Ed. 1 P. 95-118 DOI: 10.1080/17538947.2017.1412520

LIMA, S. F. S. 2011.Iniciação em sensoriamento remoto. **Educar em Revista**, n. 40, p. 225–227.

MCBRATNEY, A.B., MENDONÇA SANTOS, MDL, MINASNY, B., 2003. On digital soil mapping. **Geoderma. vol** 117 (1–2), P. 3–52.

MENESES, P. R.; MADEIRA NETTO, J. S. 2001. orgs. **Sensoriamento remoto**: Reflectância dos alvos naturais. Brasília, UnB/Embrapa Cerrados, 262p.

MINASNY, B.; MCBRATNEY, A. B. 2016. Digital soil mapping: A brief history and some lessons. **Geoderma**, v. 264, p. 301–311.

MINET, J., WAHYUDI, A., BOGAERT, P., VANCLOOSTER, M., LAMBOT, S. 2011. Mapping shallow soil moisture profiles at the field scale using full-waveform inversion of ground penetrating radar data. **Geoderma.** Vol 161, P. 225–237. https://doi.org/10.1016/j.geoderma. 2010.12.023.

MINET, J., BOGAERT, P., VANCLOOSTER, M., LAMBOT, S. 2012. Validation of ground penetrating radar full-waveform inversion for field scale soil moisture mapping**. J. Hydrol**. 424–425, 112–123. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.12 .034.

NANNI, M.R. & DEMATTÊ, J. A. M. 2006. Spectral reflectance methodology in comparison to traditional soil analysis. **Soil Sci**. Soc. Am. J., 70:393-407.

NAZLI, H.; SEZGIN, M. 2011. Effects of different soil types on strip-map GPR SAR images. **Detection and Sensing of Mines, Explosive Objects, and Obscured Targets XVI**, v. 8017, p. 80170Y.

NEAL, A. 2004. Ground Penetrating Radar and Its Use in Sedimentology: Principle, Problem and Progress. **Earth Science Reviews**, v. 66, p. 261-330. Doi: 10.1016/j. earscirev.2004.01.004.

NUNES, J. G. S.; UAGODA, R.; CALDEIRA, D.; BRAGA, L. M.; HUSSAIN, Y. ; CARVAJAL, H. M. 2019. Aplicação do gpr para análise e diferenciação entre materiais aluvionares e coluvionares, embasadas em observações diretas, no Vale do Ribeirão Contagem - Distrito Federal (Brasil). Revista Brasileira De Geomorfologia,

Vol: 20 Ed: 2 Pág: 217-238, DOI: 10.20502/rbg.v20i2.1382

PRICE, J. C. 1994. How unique are spectral signatures? **Remote Sensing of Environment**, v. 49, n. 3, p. 181–186.

PRINCE, M.; ROY, A.; ROYER, A.; LANGLOIS, A. 2019. Timing and spatial variability of fall soil freezing in boreal forest and its effect on SMAP L-band radiometer measurements. **REMOTE SENSING OF ENVIRONMENT**. Vol: 231.

RAMOS D.P. 2003. Desafios da Pedologia Brasileira frente ao novo milênio - (CNPS/EMBRAPA). In: Simpósio do XXIX Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, Ribeirão Preto, SP, 2003. **Anais**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo,- 9p.

RODRIGUES, M., NANNI, M. R., CEZAR, E., ABRANTES DOS SANTOS, G. L. A., SILVEIRA REIS, A., & DE OLIVEIRA, K. M. Evaluation of the use of spectroradiometry for the determination of soil exchangeable ions after the application of mining coproducts. **Applied Spectroscopy Reviews**, 2019. doi:10.1080/05704928.2019.1683569

ROYLE J A, NYCHKA D. 1998. An algorithm for the construction of spatial coverage designs with implementation in SPLUS. **Comput Geosci**. V. 24, p. 479–488.

SANCHEZ, P. A.; AHAMED, S.; CARRÉ, F.; HARTEMINK, A. E.; HEMPE, J.; HUISING J.; LAGACHERIE P.; MCBRATNEY A. B.; MCKENZIE N. J.; SANTOS M. L. M.; MINASNY B.; MONTANARELLA L.; OKOTH P.; PALM C. A.; SACHS J. D.; SHEPHERD K. D.; VÅGEN T. G.; VANLAUWE B.; WALSH M. G.; WINOWIECKI L. A.; ZHANG G. L. 2009. "Digital soil map of the world". **Science** 325(5941):680–81.

SHEPHERD, K.D.; WALSH, M.G. 2002. Development of reflectance spectral libraries for characterization of soil properties. **Soil Sci**. Soc. Am. J., 66:988-998.

SHIMADA, M.; ISOGUCHI, O.; TADONO, T.; ISONO, K. 2009. Palsar Radiometric and Geometric Calibration. *IEEE* ***Transactions on Geoscience and Remote Sensing***, *47* 3915-3932.

SELIGE T., BOHNER J, SCHMIDHALTER U. 2006. High resolution topsoil mapping using hyperspectral image and field data in multivariate regression modeling procedures. **Geoderma**, 136: 235–244.

SILVA, B. A.; MARTINS V. M.; HAYAWAKA E. H.; MACEDO R. S. 2018. Mapeamento Digital De Solos E Os Atributos Topográficos Das Vertentes No Alto Curso Da Sub-Bacia Hidrográfica Do Córrego Quatro Pontes, Pr–Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 4.

SLATER, L.; COMAS, X. 2009. The contribution of ground penetrating radar to water resource research. In: Jol, H.M. (Ed.), Ground Penetrating Radar: Theory and Applications. **Elsevier**, Amsterdam, pp. 203–246.

SOUZA, E.; FERNANDES FILHO, E.I.; SCHAEFER, C.E.G.R.; BATJES, N.H.; SANTOS, G.R.; PONTES, L.M. 2016. Pedotransefer functions to estimate bulk density from soil properties and environmental covariates: Rio Doce basin**. Scientia Agricola** vol: 73, Pag: 525-534,

STONER, E. R.; BAUMGARDNER, M. F. 1981. Characteristic variations in reflectance of surface soils. **Soil Science Society of America**. Journal, Madison, v.45, p.1161-1165,

STENBERG, B.; JONSSON, A.; BORJESSON, T. 2002. Near infrared technology for soil analysis with implications for precision agriculture. In:

NEAR INFRARED SPECTROSCOPY: **PROCEEDINGS OF THE 10TH INTERNATIONAL CONFERENCE**, Chichester, Anais…Chichester, NIR Publications, 2002. p.279-284.

STENBERG, B.; VISCARRA ROSSEL, R.A.; MOUAZEN, A.M.; WETTERLIND, J. 2010. Visible and near infrared spectroscopy. In: **Soil Science**. Adv. Agron., 107:164-206.

TAGHIZADEH - MEHRJARDI, R.; NABIOLLAHI, K.; KERRY, R. Digital mapping of soil organic carbon at multiple depths using different data mining techniques in Baneh region, Iran. **Geoderma**, v. 266, p. 98–110, 2016.

ULABY, F.T.; MOORE, R.K. & FUNG, A.K. 1981. Microwave remote sensing - Active and passive. Washington, D.C., **Artech House**, v.1. 456p.

VALERIANO, M.M.; EPIPHANIO, J.C.N.; FORMAGGIO, A.R.; OLIVEIRA, J.B. 1995. Bidirectional reflectance of tropical soils. **International Journal of Remote Sensing**, London, v.16, n.1, p.113 – 128.

VAN DAM R.L. 2012. Landform characterization using 62 geophysics-Recent advances, applications, and emerging tools. Geomorphology, Doi: 137:57–73. 63.

VISCARRA ROSSEL, R. A.; BEHRENS, T.; BEN-DOR, E.; BROWN, D. J.; DEMATTÊ, J. A. M.; SHEPHERD, K. D.; SHI, B. STENBERG, A. STEVENS, V. ADAMCHUK, H. AÏCHI, B. G. BARTHÈS, H. M. BARTHOLOMEUS, A. D. BAYER, M. BERNOUX, K. BÖTTCHER, L. BRODSKÝ, C. W. DU, A. CHAPPELL, Y. FOUAD, V. GENOT, C. GOMEZ, S. GRUNWALD, A. GUBLER, C. GUERRERO, C. B. HEDLEY, M. KNADEL, H. J. M. MORRÁS, M. NOCITA, L. RAMIREZ-LOPEZ, P. ROUDIER, E. M. RUFAST. CAMPOS, P. SANBORN, V. M. SELLITTO, K. A. SUDDUTH, B. G. RAWLINS, C. WALTER, L. A. WINOWIECKI, S. Y. HONG, E W. J. 2016. A global spectral library to characterize the world's soil. **Earth-Science Reviews**, v. 155, n. February, p. 198–230,

VISCARRA ROSSEL R. 2008. The Soil Spectroscopy Group and the development of a global soil spectral library. **Pedometron, The Newsletter of the Pedometrrics Commission of the IUSS**, Issue 25.

VISCARRA ROSSEL R.A., WALVOORT D.J.J., MCBRATNEY A.B., JANIK L.J., SKJEMSTAD J.O. 2006. Visible, near infrared, mid infrared or combined diffuse reflectance spectroscopy for simultaneous assessment of various soil properties. **Geoderma**, 131: 59–75.

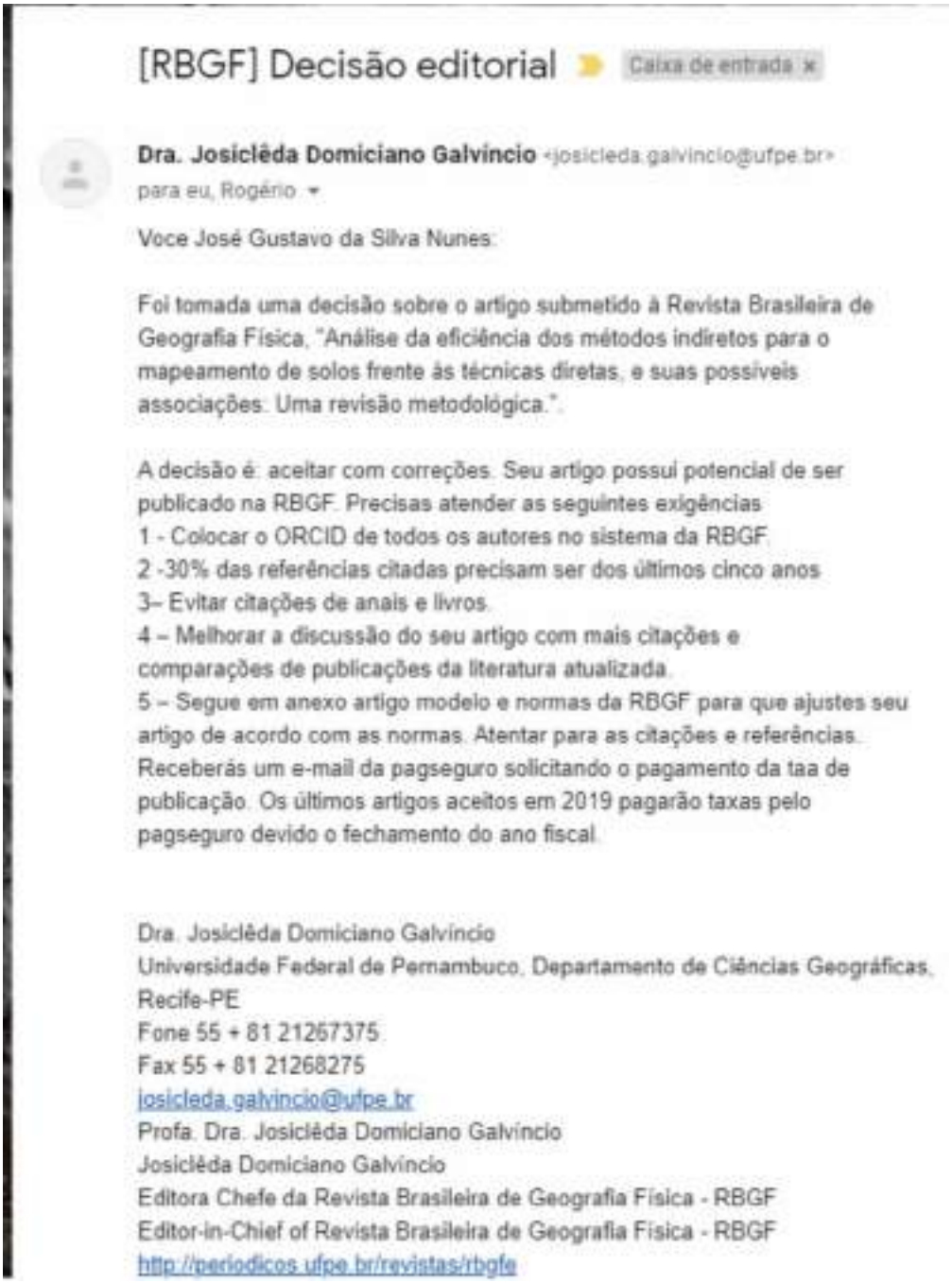
WOOD, J. 2009. Overview of software packages used in geomorphometry. In: HENGL, T.; REUTER, H.I. **Geomorphometry**: Concepts, Software, Applications. Amsterdam: Elsevier, Cap.10. p.257-267.

WU, K.; RODRIGUEZ, G. A.; ZAJC, M.; JACQUEMIN, E.; CLEMENT, M.; DE COSTER, A.; LAMBOT, S. 2019. A new drone-borne GPR for soil moisture mapping. REMOTE SENSING OF ENVIRONMENT Vol: 235 Nº: 111456 DOI: 10.1016/j.rse.2019.111456

YOUNG, I.M.; CRAWFORD, J.W. 2004. Interaction sand self-organization in the soil- microbe complex. **Science** 304,1634–1637.

ZAJÍCOVÁ, K.; CHUMAN, T. 2019. Application of ground penetrating radar methods in soil studies: A review. **Geoderma**, v. 343, n. February, p. 116–129,

ZHANG, X. L.; DAO, L. G.; ZHANG, C. S.; MORRISON, L.; HONG, B.; ZHANG, H. X.; GAN, Y. M. 2018. Mapping the spatial distribution of soil depth in a grassland ecosystem with the aid of ground penetrating radar and GIS (Northwestern Sichuan, China). **GRASSLAND SCIENCE** Edição 64, Pag: 217-225.



[RBGF] Decisão editorial Caixa de entrada ×

Dra. Josiclêda Domiciano Galvincio <josicleda.galvincio@ufpe.br>
para eu, Rogério

Voce José Gustavo da Silva Nunes:

Foi tomada uma decisão sobre o artigo submetido à Revista Brasileira de Geografia Física, "Análise da eficiência dos métodos indiretos para o mapeamento de solos frente às técnicas diretas, e suas possíveis associações. Uma revisão metodológica.".

A decisão é: aceitar com correções. Seu artigo possui potencial de ser publicado na RBGF. Precisas atender as seguintes exigências
1 - Colocar o ORCID de todos os autores no sistema da RBGF.
2 -30% das referências citadas precisam ser dos últimos cinco anos
3– Evitar citações de anais e livros.
4 – Melhorar a discussão do seu artigo com mais citações e comparações de publicações da literatura atualizada.
5 – Segue em anexo artigo modelo e normas da RBGF para que ajustes seu artigo de acordo com as normas. Atentar para as citações e referências.
Receberás um e-mail da pagseguro solicitando o pagamento da taa de publicação. Os últimos artigos aceitos em 2019 pagarão taxas pelo pagseguro devido o fechamento do ano fiscal.

Dra. Josiclêda Domiciano Galvíncio
Universidade Federal de Pernambuco, Departamento de Ciências Geográficas, Recife-PE
Fone 55 + 81 21267375
Fax 55 + 81 21268275
josicleda.galvincio@ufpe.br
Profa. Dra. Josiclêda Domiciano Galvíncio
Josiclêda Domiciano Galvíncio
Editora Chefe da Revista Brasileira de Geografia Física - RBGF
Editor-in-Chief of Revista Brasileira de Geografia Física - RBGF
http://periodicos.ufpe.br/revistas/rbgfe

CAPÍTULO 3 (ARTIGOS DE RESULTADOS)

O uso do Georadar para estudo da Catena em ambiente cárstico da APA Nascentes do Rio Vermelho, Mambaí-Go.

Resumo

Uma Catena é uma sequência de solos formados ao longo de uma encosta, para estudos detalhados deste tipo de topossequência deve-se levar em consideração uma série de fatores como o material de origem, o grau de declividade, a quantidade de precipitação, o nível freático, o tempo de permanência da água no sistema e o tipo de ambiente. Em áreas cársticas deve-se levar em consideração fatores exclusivos como zonas locais de alta permeabilidade, que levam a outros problemas nestes ambientes. Para o desenvolvimento desta pesquisa foram realizadas analises de campo para a descrição geomorfológica, incluindo estudos da paisagem, geológicos e pedológicos. Posteriormente foram realizados perfis de GPR com antena de 400 MHZ, para análise do comportamento, desenvolvimento e profundidade do solo, em ambiente cárstico, e de rochas sedimentares fluvioeólico. As seções de GPR conseguiram demonstrar com clareza os contatos entre diferentes litologias, demarcando a transição entre os materiais pedológicos, geológicos e estruturas cársticas, em áreas com inclinações diversas.

Palavras-chaves: GPR; Solo; Carste; Catena; Geomorfologia.

The use of Georadar for the study of Catena in the artistic environment of APA Nascentes do Rio Vermelho, Mambaí-Go

Abstract

A Catena is a sequence of soils formed along a slope. For detailed studies of this type of toposequence, a number of factors must be taken into account, such as the source material, the degree of slope, the amount of precipitation, the water table., the time the water remains in the system and the type of environment. In karst areas, exclusive factors such as local high permeability zones must be taken into account, which lead to other problems in these environments. For the development of this research, field analyzes were carried out for the geomorphological description, including landscape, geological and pedological studies. Subsequently, GPR profiles were made with a 400 MHZ antenna, to analyze the behavior, development and depth of the soil, in a karst environment, and of fluvioeolic sedimentary rocks. The GPR sections were able to clearly demonstrate the contacts between different lithologies, demarcating the transition between the pedological, geological materials and karst structures, in areas with different slopes.

Keywords: GPR; Soil; Karst; Catena; Geomorphology.

Introdução

Uma catena é uma sequência de solos ao longo de uma encosta, desde o cume até o sopé. A variação das características do solo observada em uma catena ocorrem principalmente devido à topografia e sua influência no movimento de sedimentos e água. O movimento da água subterrânea permite uma previsibilidade de fatores como cor, acúmulo de matéria orgânica e ambientes de oxirredução (HONEYCUTT et al., 1990).

O levantamento pedológico tradicional, sob muitos aspectos, é um método evasivo e destrutivo, pois depende da abertura de trincheiras, como também da coleta de solo através de trado ou sondagem, e este tipo de estudo é pontual, se restringindo à área na qual ocorre a descrição ou ensaio do solo estudado, e por esta razão tem se utilizado de métodos geofísicos para este tipo de estudo (NOVAKOVA et al., 2013).

A zona denominada epicarste, segundo Ford e Williams (1989), abrange o horizonte superior da rocha carbonática, sendo a interface rocha/solo, onde a frente de intemperismo está atuando na formação e desenvolvimento do solo, podendo apresentar fissuras alargada por processos de carstificação, por onde a água que entra no sistema é drenada, dificultando a retenção desta pelo solo. Os solos que recobrem rochas calcárias e dolomíticas são compostos por argila avermelhada, normalmente eles serão classificados como Neossolos Litólicos, Cambissolos, Luvissolos, Nitossolos e Vertisolos háplicos (Cromico). As taxas de dissolução da calcita na epicarste são altas, podendo chegar a 0.1cm/ano (WHITE, 1988).

Os ambientes cársticos, que se formam devido a dissolução da calcita e dolomita presente em rochas carbonáticas, correspondem a cerca 20% do total da superfície do planeta, livre de gelo (FORD & WILLIAMS, 1989), estes ambientes apresentam particularidades em relação a outros tipos de depósitos sedimentares, como tendência para desenvolver zonas locais de alta permeabilidade causando problemas que incluem a fuga de água subterrânea, resultando em escassez e baixa previsibilidade de abastecimento de água subterrânea, escassez de fluxos de superfície, instabilidade do solo para fins de fundação, vazamento de reservatórios de superfície e ambientes de eliminação de resíduos insatisfatórios (LEGRAND, 1983).

O emprego de novas tecnologias pode auxiliar e reduzir o tempo gasto na identificação e caracterização de solos, entre estes novos métodos destaca-se o Georadar (CASELLE, et al., 2020), de forma que pesquisas com esta tecnologia produziram resultados diversos, dentre os quais estimar a densidade dos solos e conteúdo de água presente no meio (BORECKA et al., 2015), mudanças de propriedades físicas de sedimentos em encostas (NUNES et al., 2019), e variabilidade espacial de horizontes (KARIM et al., 2019).

O GPR (Ground Penetration Radar) ou Georadar, tem se apresentado na última década como um método geofísico eficaz na aquisição de dados em pouca profundidade (até 60m), mas o emprego de ondas eletromagnéticas para o mapeamento de descontinuidades elétricas em subsuperfície não é recente, tendo W. Stern já na década de 1920, se utilizado do método para mensuração de camadas de geleiras (OLHOEFT, 1986). Mas a popularização do método veio a partir do uso do Georadar para estudo de grandes placas de geleiras que se desprenderam na Groelândia na década de 1960, com a missão Apolo á Lua na década de 1970, sendo um dos primeiros usos para estudos de rochas e sedimentos (ULRIKSEN, 1982).

O Georadar conta com diversos tipos de antenas disponíveis no mercado, as mais usuais são as que apresentam um conjunto de antenas, transmissora e receptora, do tipo dipolar que pode ser blindada ou não, e que possui polarização preferencialmente linear, ou seja, possui o vetor de campo elétrico principal alinhado ao eixo da antena (SMITH, 1984). E através do comportamento (da reflexão) da energia no meio em questão, é capaz de identificar alvos (objetos soterrados) e variações composicionais na direção vertical conforme ilustrado na Figura 19 (estratigrafia de solos e rochas) (VAN DAM, 2012).

A aquisição de dados feita com o uso do Georadar pode ser feita de três modos, o perfil “Commom Offset”, sondagens de velocidade e a trans-iluminação ou tomografia. Segundo

Porsani (1999), para a aquisição dos perfis de reflexão é necessário observar a frequência da antena, a abertura da janela temporal a amostragem espacial, a localização e orientação do perfil, além do numero de amostras por traços.

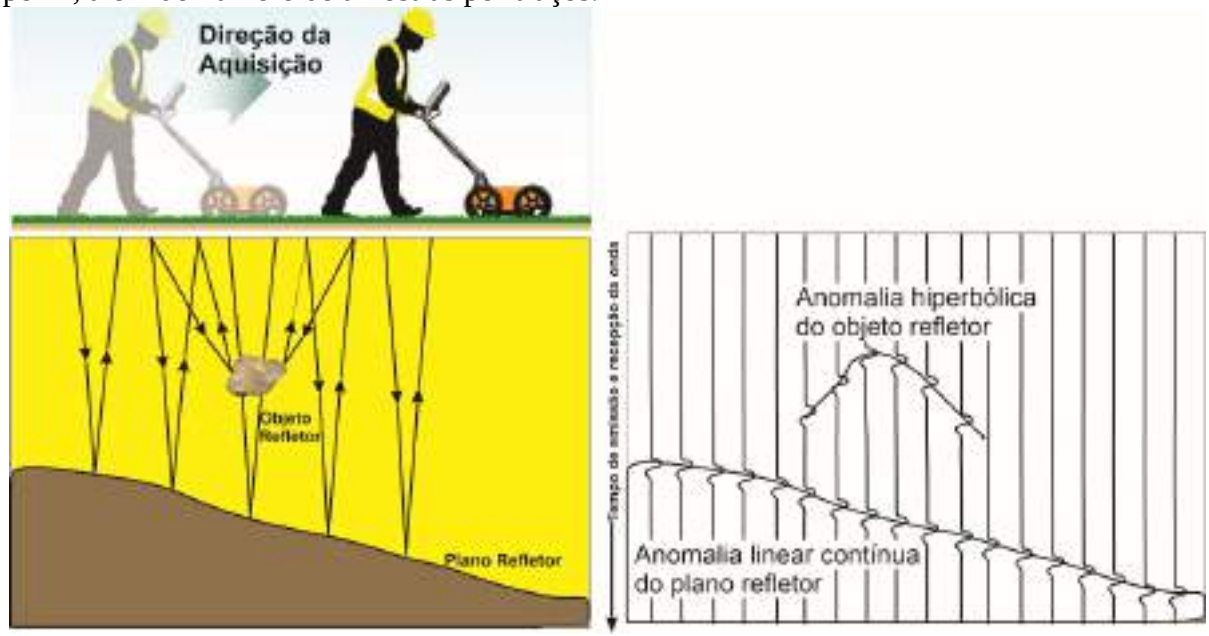


Figura 19. Aplicação do método GPR.

As ondas de rádio empregadas apresentam frequência entre 10 MHz e 2,6 GHz, obtendo informações relacionadas à subsuperfície, através da mensuração da permissividade dielétrica do solo. A penetração depende também do meio material, podendo variar de 5 a 60 metros, em relação inversamente proporcional à resolução da imagem produzida no radargrama, que pode variar de 0,5 a 200 centímetros (JOL & BRISTOW, 2003).

A possibilidade de repetição do método (GPR) para um mesmo perfil de solo, tanto para a validação de resultados, quanto para a correção de erros que possam ocorrer durante a aquisição, é outro fator de vantagem desta ferramenta não destrutiva, e de fácil execução (ZAJÍCOVÁ & CHUMAN, 2019).

Para gerar uma seção de GPR (ou Radargrama para o caso da superfície versus o tempo de viagem do pulso) é necessário realizar um processamento dos dados adquiridos em campo. O processamento sempre é iniciado com a correção do tempo zero, seguida por filtragem de dados e aplicações de ganhos, além das funções de migração (ANNAN, 1993). A ferramenta Georadar apresenta seus dados como uma resposta da propagação das ondas eletromagnéticas na forma de imageamento de representação de descontinuidades elétricas, frente a propagação e reflexão das ondas que são identificadas em um imageamento, no qual é feito uma identificação de padrões representativos destas descontinuidades, na forma de agrupamento de respostas associadas a um padrão de reflexão, correlacionado com o alvo a ser identificado. A técnica é baseada no coeficiente de reflexão da superfície, e não no tempo de transmissão do meio (SLATER & COMAS, 2009).

No que se refere à investigação da profundidade dos solos, o Georadar já é considerado uma ferramenta com eficiência comprovada. Alguns trabalhos como o de Zhang et al (2018), que investigou pacotes pedológicos na província de Sichuan, na China, em uma grade com 10 Km de espaçamento entre uma linha e outra, demonstram que o Georadar é capaz de obter com precisão e rapidez a profundidade do solo. Os dados foram associados à geoestatística, sendo

indiferentes à topografia do terreno pesquisado, obtendo uma diferença de apenas 3cm em média entre os dados diretos e indiretos.

O solo é constituído por diferentes fases (sólida, líquida e gasosa), características que definem a permissividade dielétrica, que será proporcional a contribuição de cada uma destas fases. Salat e Junge (2008) demonstraram uma correlação linear entre a permissividade dielétrica e a densidade de massa seca de um solo, indicando que a permissividade de solos secos depende fortemente de sua porosidade e compactação. Segundo os autores, a compactação do solo diminui a porosidade e, consequentemente a fase gasosa do sistema, aumentando a permissividade dielétrica.

A variação da permissividade dielétrica do solo tem sido objeto de estudo de diversos autores, como Cassidy (2009), que chegou à conclusão que a composição mineral pode afetar diretamente este fator. Um exemplo é a pesquisa de Salat e Junge (2008), na qual conseguiram comprovar que a presença de quartzo e/ou calcita no solo acarreta no aumento da permissividade. O aumento de matéria orgânica no perfil pedológico diminui a densidade do solo e consequentemente a permissividade.

Ao se utilizar Georadar para estudos pedológicos deve-se levar em consideração a quantidade de água presente no sistema, pois segundo Borecka et al (2015), a saturação da água do solo está diretamente associada à alta atenuação do sinal da antena, o que reduz consideravelmente a faixa real de profundidade alcançada pela onda eletromagnética, efeito semelhante ao provocado pela presença de argila no solo. Mas apesar do efeito citado, De Benedetto et al (2010), não conseguiram um resultado positivo com o uso do Georadar para mensuração de argila presente no solo.

Considerando que o solo é multifásico, a água deste sistema poderá apresentar diferentes composições em horizontes distintos. A fase liquida não apresentará quebras continuas, mas sim uma variação gradual vertical, um exemplo desta hipótese seria um mesmo sistema pedológico contendo a água capilar e a água adsorvida na região de uma superfície freática. E com variações composicionais diferentes (saturação ou não em alguns elementos como sais e óxidos), tem-se também variações na permissividade da onda (Faize et al., 2019).

O Georadar já foi utilizado para investigar a distribuição de cobre (Cu) em solos de países da União Europeia. Ao se associar krigagem com o mapear a concentração de cobre no solo superficial, A metodologia se provou eficiente na previsibilidade da concentração de Cu (Ballabio et al., 2018).

Annan (2007), no livro American Society for Testing and Materials, afirma que a água é a substancia com maior permissividade presente no solo e quando apresenta alta concentração no meio em questão poderá influenciar a permissividade de outros materiais, o autor diz que esta característica permite fazer estimativas da quantidade de água presente no solo. No entanto, Thomas et al. (2018) considera que a área superficial específica de solos argilosos é elevada, o que pode acarretar em diminuição da permissividade se o teor de água for elevado neste tipo de solo, e isso quando não houver perdas de condutividade devido a presença de partículas negativas que favorecem as trocas catiônicas. A relação entre a permissividade e a fração do solo é demonstrado na Figura 20, para solo com alto teor de caolinita.

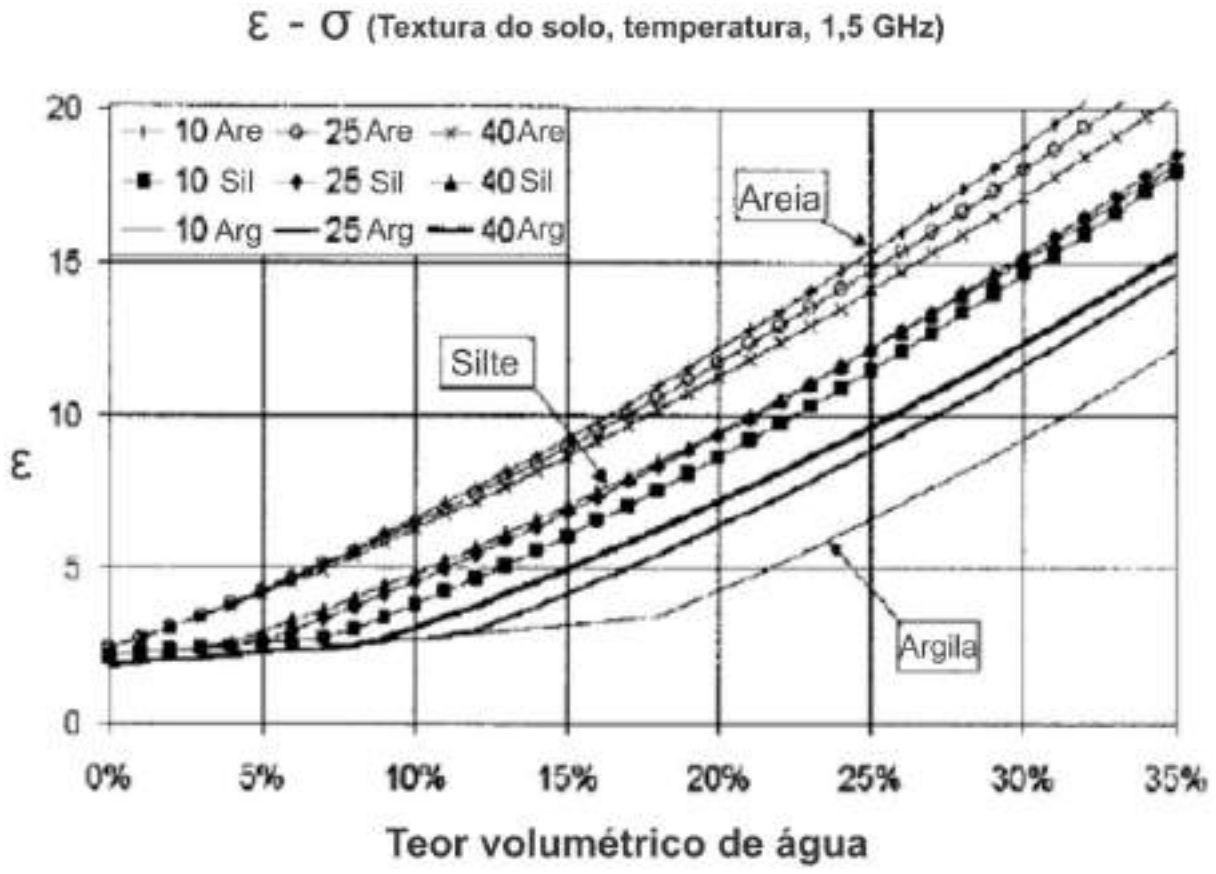


Figura 20. Variação da permissividade relativa com o aumento do teor de água em um solo com alto teor de caolinita. Fonte: Thomas et al. (2006).

Chanzy et al (1996), demonstrou que o erro para a determinação da umidade na camada superficial (10 a 20cm), foi de no máximo 0,046 m^3/m^3. Através da antena de 200 MHz foram mensurados valores de tensão, registrados pelo receptor durante 200 ns. De forma que, para análise dos resultados foram verificados traços de solo seco em contraposição aos traços de solo úmido, comparando ondas entre 0 e 10ns com ondas entre 25 e 45 ns, que representam profundidades distintas. Os valores de picos das ondas eletromagnéticas, obtidos entre 65 e 75 MHz, são considerados traços do GPR relacionados a umidade segundo as teorias de Fourier. Outros trabalhos fizeram estimativas da umidade do solo utilizando-se do GPR (ARDEKANI, 2013; LAMBOT et al., 2008; MINET et al., 2012, MINET et al. 2011)

Métodos para mensurar a quantidade de água no solo a partir do uso de Georadar com base na inversão de forma da onda também tem se provado eficiente. Para isso foram realizadas análises de velocidade do sinal eletromagnético, das reflexões e do comportamento das ondas, com ênfase nos horizontes orgânicos e detecção de raízes de árvores (Zajícová e Chuman, 2019)

Para uma descrição detalhada da paisagem o GPR pode ser útil na análise morfológica, e este estudo e descrições locais poderão ser extrapoladas para além de seus limites, com a devida analise de zonas homologas. Este tipo de estudo pode ser feito utilizando-se de modelos digitais de elevação (MDT), para através de fatores topográficos, aplicar informações obtidas com o GPR.

Materiais e Métodos

Área de Estudo

A APA NRV compreende uma área de 176.324,33 hectares, localizada no município de Mambaí - GO, na divisa com o estado da Bahia, a uma distância de 509 Km de Goiânia e 301, delimitado pela escarpa da Serra Geral de Goiás. A APA é uma unidade de conservação de uso sustentável criada em 2001, com a finalidade de proteger e conservar o patrimônio espeleológico e garantir a manutenção dos recursos hídricos e solos da região.

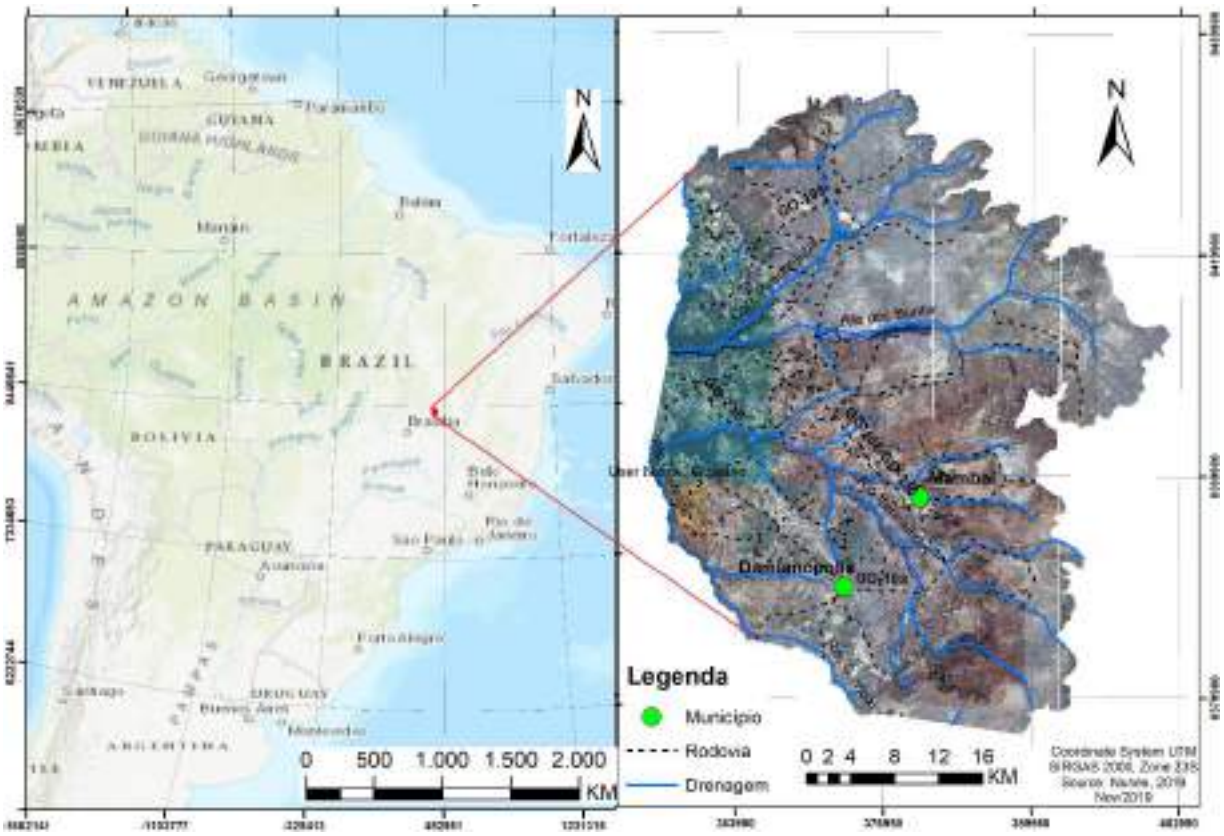


Figura 21. Mapa de localização da APA NRV.

A APA apresenta características físicas de clima tropical úmido, com duas estações bem definidas, sendo o verão quente e úmido e, inverno frio e seco. A área está compreendida na Bacia Hidrográfica do Rio Corrente, apresentando duas drenagens principais, Rio Vermelho na porção sul, e o Rio Buritis na porção norte.

A vegetação dominante é o cerrado, porem em áreas de domínio dos carbonatos se apresenta o Cerrado Denso, já nas porções dos arenitos observa-se a presença do Cerrado Típico. O contexto geomorfológico foi descrito por Cherem e Varajão (2014), apresentando duas compartimentações separadas por uma cuesta. A porção superior (Chapadão Central) é um remanescente da superfície Sulamericana representada pelos arenitos do Grupo Urucuia, apresentando sedimentos siliciclásticos inconsolidados, no sopé da cuesta, são observados depósitos colúvio-eluvionares predominantemente arenosos sendo que a maior contribuição paras os colúvios são provenientes da formação Serra das Araras, já a Formação Posse, estratigraficamente abaixo, contribui com a maior parte dos sedimentos, e ambas formações pertencentes ao Grupo Urucuia, sofrem erosão desde o período Cenozoico. Mais a oeste na porção inferior (Vão do Paramã) remanescente da superfície Velhas, afloram as rochas do Grupo Bambuí, mais especificamente a Formação Lagoa do Jacaré, compostas por carbonatos intercalados com rochas pelíticas, onde se concentram 150 cavernas catalogadas junto ao

CECAV/ICMBio (Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas) (observar a Figura 22 no mapa geológico).

O estudo indireto de áreas extensas, em tempo hábil e baixo custo**,** com a utilização de diferentes metodologias, pode ser facilitado ao se integrar geotecnologias disponíveis no mercado com as ferramentas tradicionais de campo para confirmação ou obtenção de informações locais. De forma que se esperava que o GPR fosse capaz de levar ao entendimento geomorfológico em subsuperfície, buscando a compreensão do desenvolvimento da Catena, podendo confirmar a situação dos contatos entre as litologias e indiretamente confirmar como cada pedon analisado se comporta na topossequência.

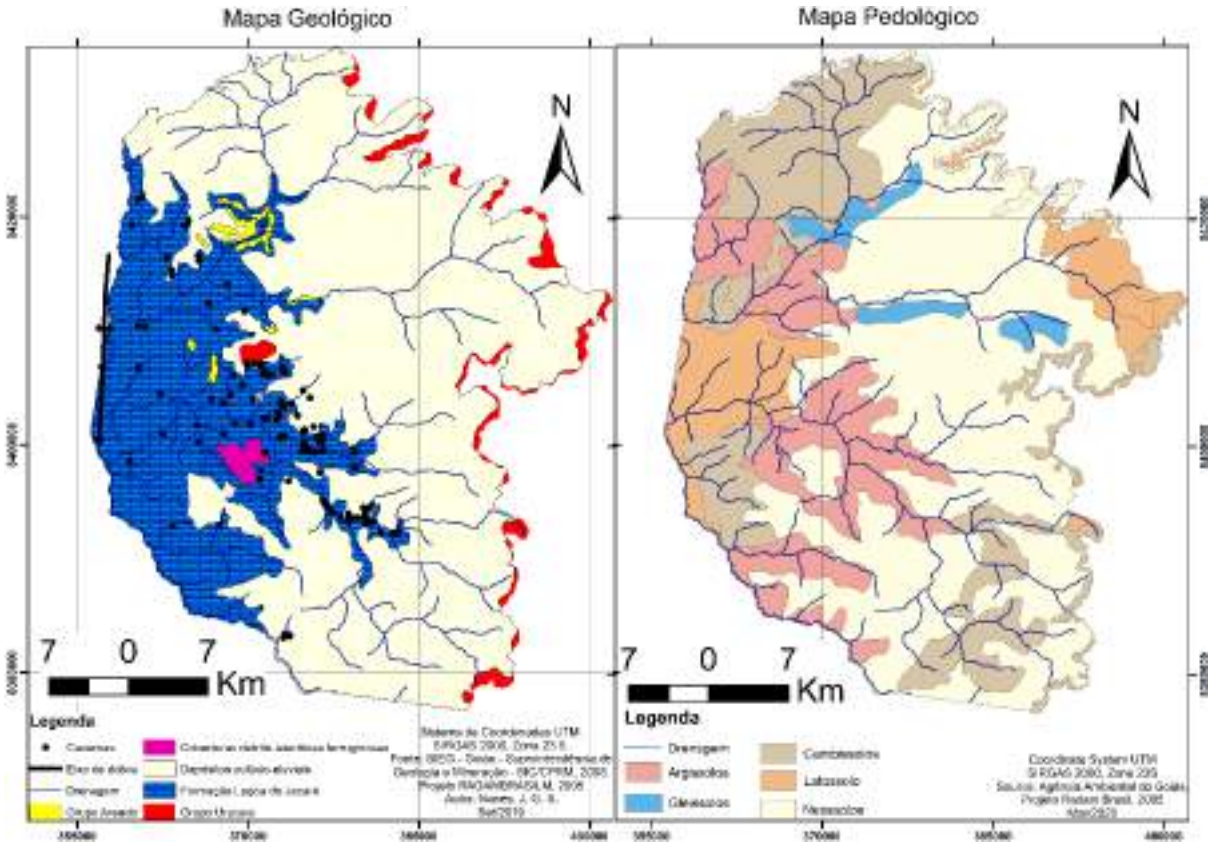


Figura 22. Mapa geológico elaborado com a base de dados do Serviço Geológico do Brasil (CPRM), e pedológico elaborado a partir da base de dados do SIEG-GO da APA NRV.

Os estudos bibliográficos apontavam para a presença generalizadas (sem a individualização de formações geológicas) de rochas do Grupo Urucuia, mas as atividades de campo tornaram possível a individualização de duas formações, em ordem estratigráfica, primeiramente a Formação Posse, apresentando arenitos (com composição mais próxima de um quartzarenito) de matriz fina, cor esbranquiçada e grandes estratificações cruzadas típicas de ambiente de deposição eólica (Dunas). Sobreposta a esta, encontra-se a Formação Serra das Araras apresentando arenitos avermelhados com morros testemunhos suportados por camadas espessas de couraças lateríticas, com composição avermelhada que indica a presença de argilas e os clastos arredondados, presença menos frequente e de menor porte de estratificações cruzadas, apontando transporte fluvial e eólico. Estas formações foram previamente descritas por Campos e Dardenne, (1997). No Grupo Bambuí, a partir da erosão ocorrida na Formação Capacete, os arenitos do Grupo Areado e grande porção de pelitos e carbonatos da Formação Lagoa do Jacaré foram exposto à superfície (CAMPOS & DARDENNE, 1997).

O mapa apresentado na Figura 22 apresenta informações da base de dados do Sistema Estadual de Estatística e Informações Geográficas do Estado do Goiás (SIEG). As informações pedológicas foram obtidas da Agência Ambiental do Goiás (atualizadas do programa RADAMBRASIL), quanto à geologia, as informações foram adquiridas no SIG-Goiás - Superintendência de Geologia e Mineração – SIC/ CPRM, 2008. A compartimentação pedológica se deu com base na geológica local, isto é, as classes de Argissolos e porções de Latossolos foram enquadradas nos domínios das rochas carbonáticas da APA, enquanto que os Neossolos foram enquadradas nos Grupos Urucuia (Formação Posse e Serra das Araras) e, em menor proporção, no Grupo Areado (colúvios-eluviais).

Os mapas base da Figura 22 auxiliaram no planejamento inicial de campo, ajudando na escolha dos perfis de GPR, e alguns foram rearranjados posteriormente às visitas de campo. Os perfis de GPR foram executados em áreas de encostas, relevos planos ou suave ondulados, em diferentes litologias, para que pudesse ser representativo para tipos pedológicos detectados, como também demarcar as transições entre os solos. E segundo Twizere et al., (2017), embora uma grande variedade de modelos, tenham sido propostos para descrever as propriedades dielétricas de um solo para todas as suas variáveis, nenhum deles contemplam plenamente o meio em questão, devido às características heterogêneas dos materiais pedológicos, o que dificulta a aplicação de um modelo específico, como também a escolha da antena e de filtros adequados ao processamento de dados.

Para aquisição de dados, fez-se uso do GPR da marca GSSI, modelo SIR 3000, com Rugged Survey Cart e unidade de controle. Optou-se pela antena com frequência central de 400Mhz e aquisição em distância no modo constant off set. Os parâmetros básicos de aquisição foram os mesmo para todos os perfis, com amostras por Traço (sample) de 1024 e janela temporal (range) de 150ns, alcançando em média 5 metros de profundidade de investigação em média, metodologia adotado por Nunes et al., (2019), para distinção entre colúvio e alúvio.

O processamento dos perfis de GPR foi realizado no software ReflexWin. Os passos executados no processamento dos perfis de GPR são o Static correction, Remove Header gain, Energy decay, Bandpassfrequency, Espectral whitening, Subtract Average, o Envelope e novamente através da função Static correction a topografia do terreno foi inserida no perfil. Estas etapas de processamento permitiram ou facilitaram a visualização de estruturas e contatos entre os materiais pedológicos e geológicos, conforme se observa nas seções de GPR das figuras Figura 23, Figura 24 eFigura 25.

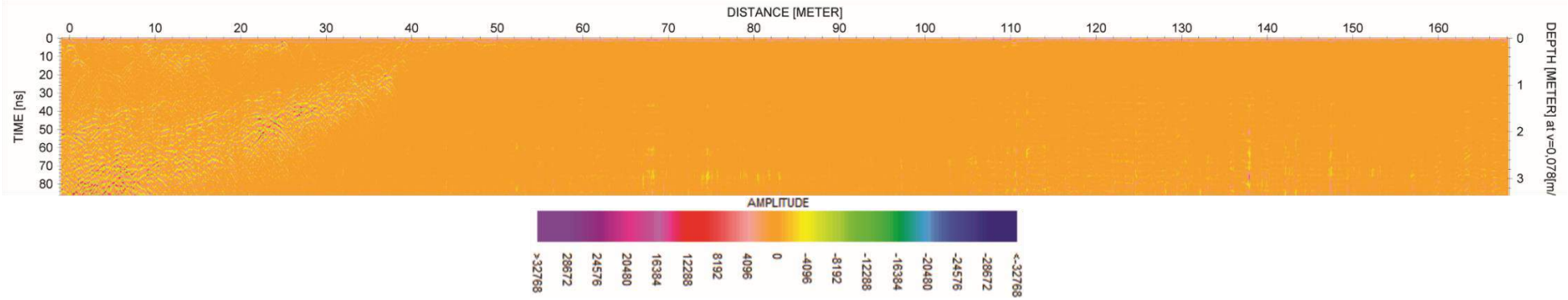


Figura 23. Seção de GPR executado na região da Caverna da Tarimba, apresentado no radargrama sem processamento.

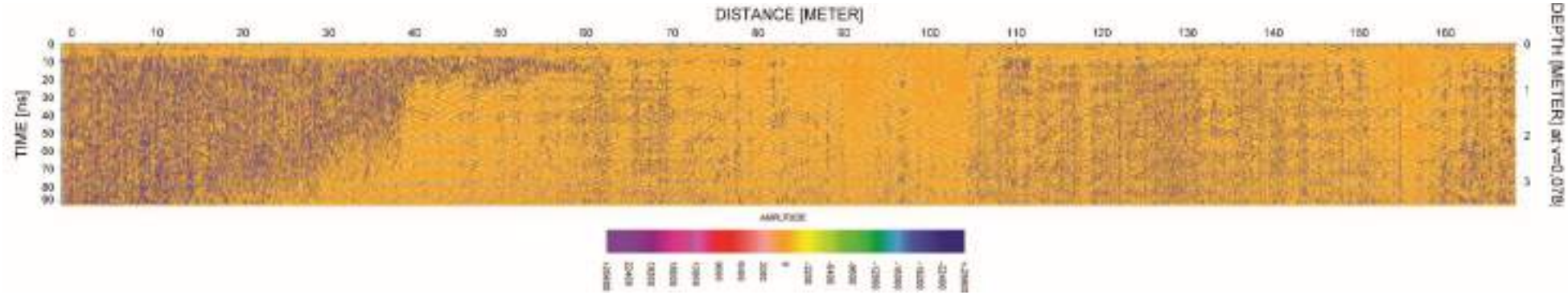


Figura 24. Seção de GPR executado na região da Caverna da Tarimba, com todas as etapas de processamento sem o envelope, e sem aplicação do relevo.

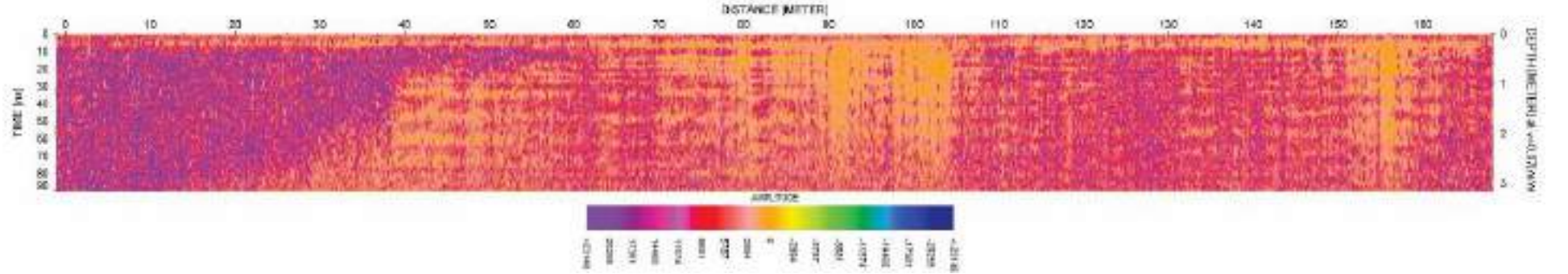


Figura 25. Seção de GPR executado na região da Caverna da Tarimba, com todas as etapas de processamento executadas, sem aplicação do relevo.

O Static correction serve para eliminar o efeito da onda direta e realizar a correção do tempo zero. Este tipo de correção é primeiro passo aplicado em processamento de perfis de GPR. O Remove Header Gain atua na remoção da curva de ganho, que é aplicada durante a aquisição de dados, obtendo os dados brutos, sem a amplificação que ocorre com variação de tempo. O Energy Decay fornece um ganho do sinal, que serve para compensar a decomposição energética durante a propagação do sinal no meio. O Bandpassfrequency funciona como um equalizador, eliminando frequências abaixo e acima de um corte definido. O Espectral whitening é um processamento geralmente aplicado após a migração, para melhorar a resolução e a aparência dos dados de reflexão, como tentativa de corrigir a atenuação da frequência. O Subtract Average é utilizado com a intenção de reduzir o ruído, baseando-se na suavização do sinal, através de cálculos da média dos traços. O envelope permite obter uma visão geral da distribuição de energia dos traços e, podendo facilitar a determinação das primeiras chegadas do sinal.

Os dados de GPR apresentados no radargrama, depois de processados, possibilitam a inferência de informações importantes em subsuperfície, geológicas e pedológicas. Através do processamento aplicado, a visualização entre as litologias e consequentemente dos solos nas encostas ficou mais clara, sendo possível delimitar transições.

Baseado nas informações de campo obtidas com a coleta de dados, foi realizada uma classificação da área em domínios morfológicos baseado em zonas homologas e na padronização do relevo. Esta classificação baseada em características geomorfológicas está apresentada na Figura 39. As características de cada domínio são inerentes as estruturas superficiais, que são reflexo direto das litologias apresentadas.

O Domínio das Chapadas está representado pelas áreas na porção sudeste da Apa, apresentando as cotas mais elevadas, suportadas por carapaças lateríticas presentes na Formação Serra das Araras. Devido à presença de óxidos e argilominerais desta formação, e por se tratar de áreas bem drenadas, as condições são favoráveis para o desenvolvimento de Latossolos.

O Domínio das Planícies está associado as rochas da formação Posse, principalmente na porção nordeste da Apa. Os arenitos de matriz eólica sem a presença de feldspatos, óxidos e argilominerais são mais facilmente intemperizados, sendo que este material de origem está associado a formação de Neossolos Quartzarênicos.

O Domínio dos Carbonatos está associado as rochas carbonáticas e pelíticas da Formação Lagoa do Jacaré. Através da dissolução da calcita presente nestas rochas se formam as estruturas carsticas expressas na forma de cavernas, cânions e dolinas, o material pedológico produto destas rochas são os Chernossolos, caracterizados por horizontes irregulares, em geral pouco profundos e pela presença de argilas de alta atividade.

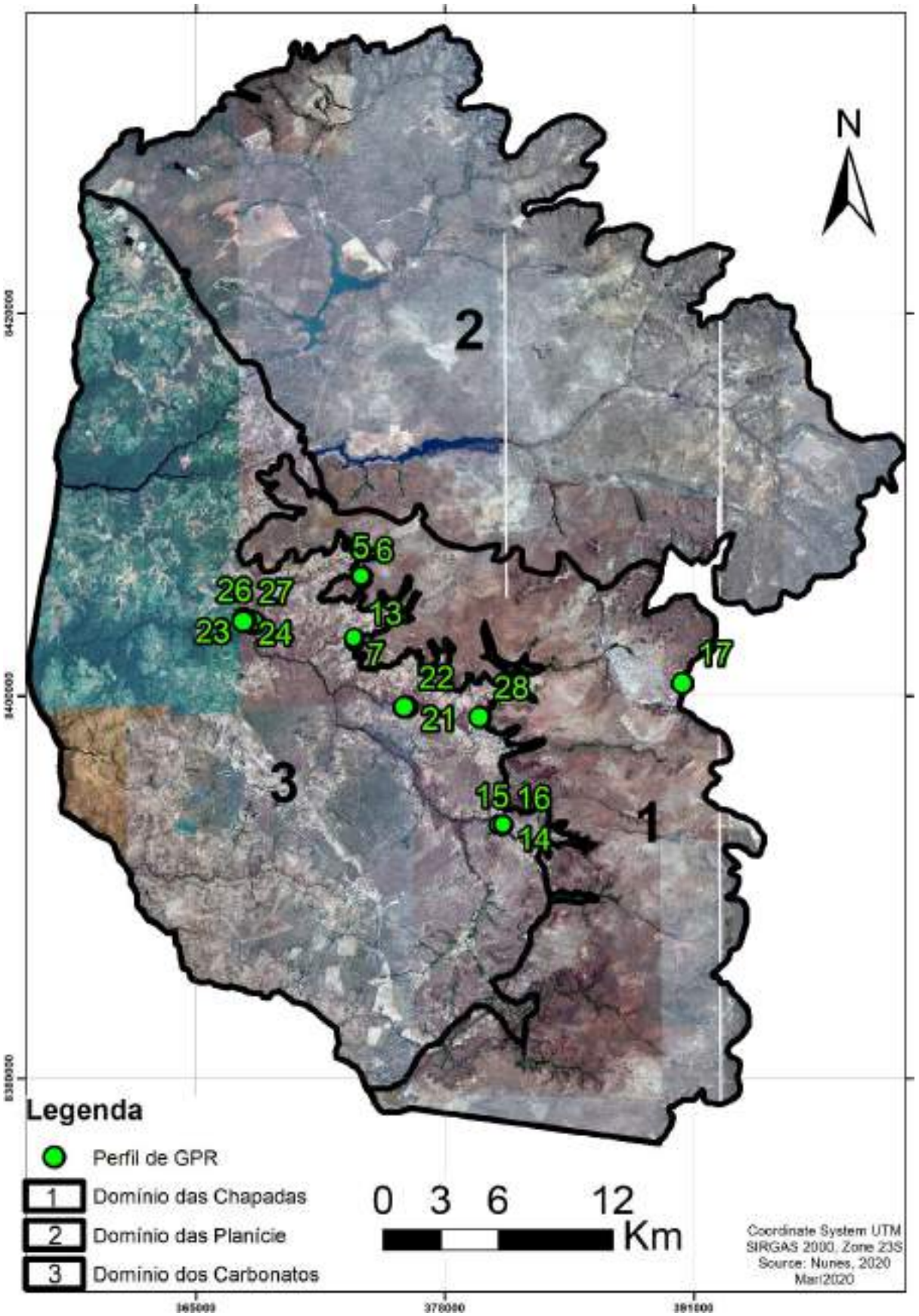


Figura 26. Imagem da compartimentação da APA NRV, e perfis de GPR.

Resultados e Discussões

Através da análise da paisagem, descrições morfológicas e ensaios de fertilidade chegou-se ao diagnóstico de seis categorias de solos presentes na Apa NRV, dentre eles Cambissolos, Chernossolos, Latossolos, Neossolos Litólicos, Neossolos Quartzarênicos e Organossolos.

Os Cambissolos são uma classe muito variável, apresentando como características ausência de texturas médias ou finas e baixo desenvolvimento em relação a profundidade, com presença de fragmentos de rochas. Podem estar associados a qualquer litologia presente na Apa NRV, desde que a declividade do terreno não permita um perfil profundo de acumulo de material pedológico.

Os Chernossolos são diagnosticados por um horizonte A chernozêmico, seguido por um B incipiente ou textural, ambos com argila de alta atividade e eutróficos. Na Apa NRV estes solos estão associados as rochas carbonáticas (Figura 27) da Formação Lagoa do Jacaré, os relevos planos ou suave ondulado, e posições de meia encosta contribuem para a formação deste solo, apresentando textura argilosa, grau das estruturas muito forte, blocos subangulares, e consistência dura quando seco e firme na presença de umidade.

Os Latossolos são solos que passaram por processos longos de intemperização, marcado pela presença de um horizonte Bw, com abundância em óxidos de ferro, alumínio, e argilas de baixa atividade. Os Latossolos da Apa NRV apresentam cor vermelho-amarelo, textura média, grau moderado, forma granular com blocos subangulares, consistência macia quando seco e friável quando úmido, com poros de variados tamanhos, e a topografia do relevo é plano. Estão associadas as chapadas (Figura 27).

Os Neossolos Litólicos apresentam baixo grau desenvolvimento in situ, mas uma característica diagnóstica deste solo é a baixa profundidade. Estão associados aos relevos mais dissecados ou íngremes, sendo mais comumente ligados aos siltitos da Formação Lagoa do Jacaré, mas também foram descritos entre os arenitos do Grupo Urucuia (Figura 27).

Os Neossolos Quartzarênicos são pouco evoluídos, constituídos por material mineral e menos de 20 cm de material orgânico, sem nenhum horizonte B diagnóstico. Na Apa NRV estes solos estão associados a duas litologias, a Formação Posse (Figura 27) composta por arenitos esbranquiçados, com estratificações cruzadas decamétricas, exposto principalmente em áreas de depressões periféricas ou nas Cuestas. A outra litologia associada a estes solos é o Grupo Areado (residual) composto por arenitos amarelados.

Os Organossolos, diagnosticados por um horizonte hístico, apresentam uma espessura mínima de 60cm, com uma composição mínima de 75%¨de matéria orgânica, com a saturação do horizonte C durante a maior parte do ano. Na área da Apa NRV, eles estão associados as regiões de drenagens (Figura 27), principalmente na Formação Posse, os relevos variam de plano a suave ondulado.

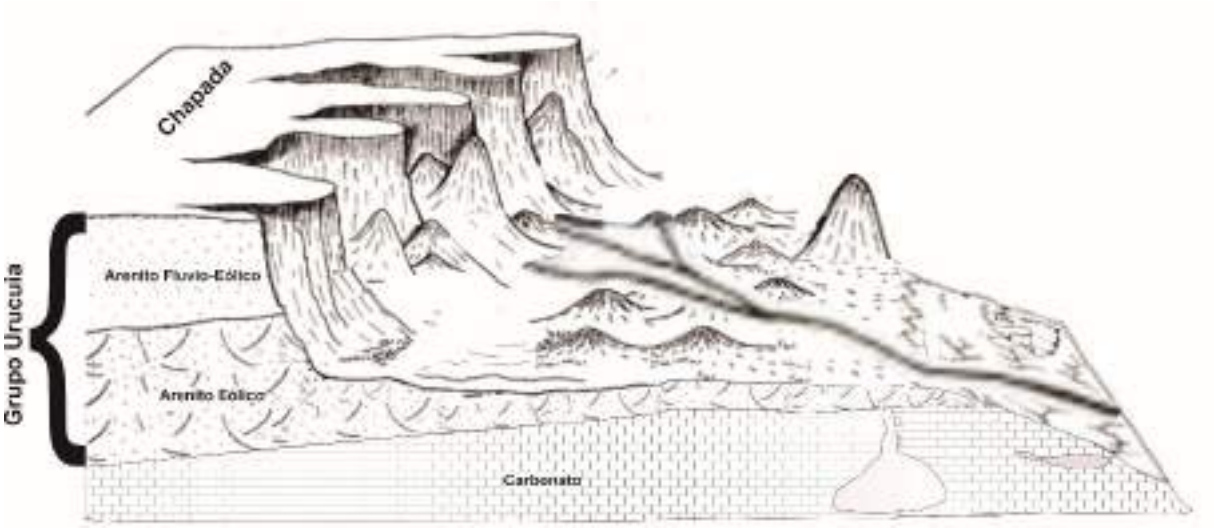


Figura 27. Modelo Geomorfológico da APA NRV, apresentando as litologias presentes na região, que exercem forte controle sobre as formações pedológicas.

Os 14 perfis de GPR, enumerados no mapa da Figura 26, apresentam extensão média de 300m, realizados na maior parte dos solos descritos, apresentando uma profundidade média de 4,5m. A maioria foi orientada a explorar a disposição e solos na Catena, sendo que os dados dos sete perfis, que apresentaram relevância para a pesquisa, foram organizados na Tabela 6.

Tabela 6. Perfis de GPR executados na APA NRV, os valores apresentados para a profundidade e range foram obtidos com base na média da velocidade de propagação da onda no meio.

Perfil de GPR	Extensão (m)	Solos	Profundidade (m)	Antena (MHz)	Range (ns)
04	120	Neossolo Q.	4,00	400	86
05	165	Neossolo Q./ Neossolo L. Cambissolo/Chernossolo	3,40	400	92
07	430	Neossolo Q./ Neossolo L. Cambissolo/Chernossolo	4,00	400	93
15	240	Chernossolo	3,40	400	86
16	89	Cambissolo/Chernossolo	3,40	400	86
17	440	Latossolo	5,20	400	87
21	145	Paleocanal/ Estratificação Colúvio/Terraço Avulionar		400	

Os quatro radargramas apresentados a seguir (Figura 29; Figura 30; Figura 31; Figura 35) demonstram as condições recorrentes encontradas na área. O primeiro deles é demonstrando com um croqui detalhado da área e imagem de alta resolução (Figura 28) obtida por drone mostrando a importância do controle das cavernas sobre a Catena da área, demonstrando uma situação clássica da APA NRV, na qual a morfologia da transição dos arenitos para os carbonatos que estão subjacentes ao primeiro. Esta transição normalmente se dá por quebras abruptas, na forma de encosta íngremes, com a presença de erosões em estágio avançado. Parte destas estruturas estão relacionadas com a carstificação, que nesta situação se expressa externamente sob a forma de dolinas.

Através do perfil de GPR da Figura 29 (perfil 05 da Figura 39), foi possível identificar o contato entre três litologias (Arenito da Formação Posse; Pelito da Formação Lagoa do Jacaré; Carbonato da Formação Lagoa do Jacaré), que são o material de origem para a formação in situ

das classes pedológicas diagnosticadas como Neossolo Quartzarênico, Neossolo Litólico e Chernossolo, sendo que é possível observar a mesma sequência estratigráficas em outros perfis de GPR.



Figura 28. Localização do perfil de GPR 05, executado próximo à Caverna da Tarimba.

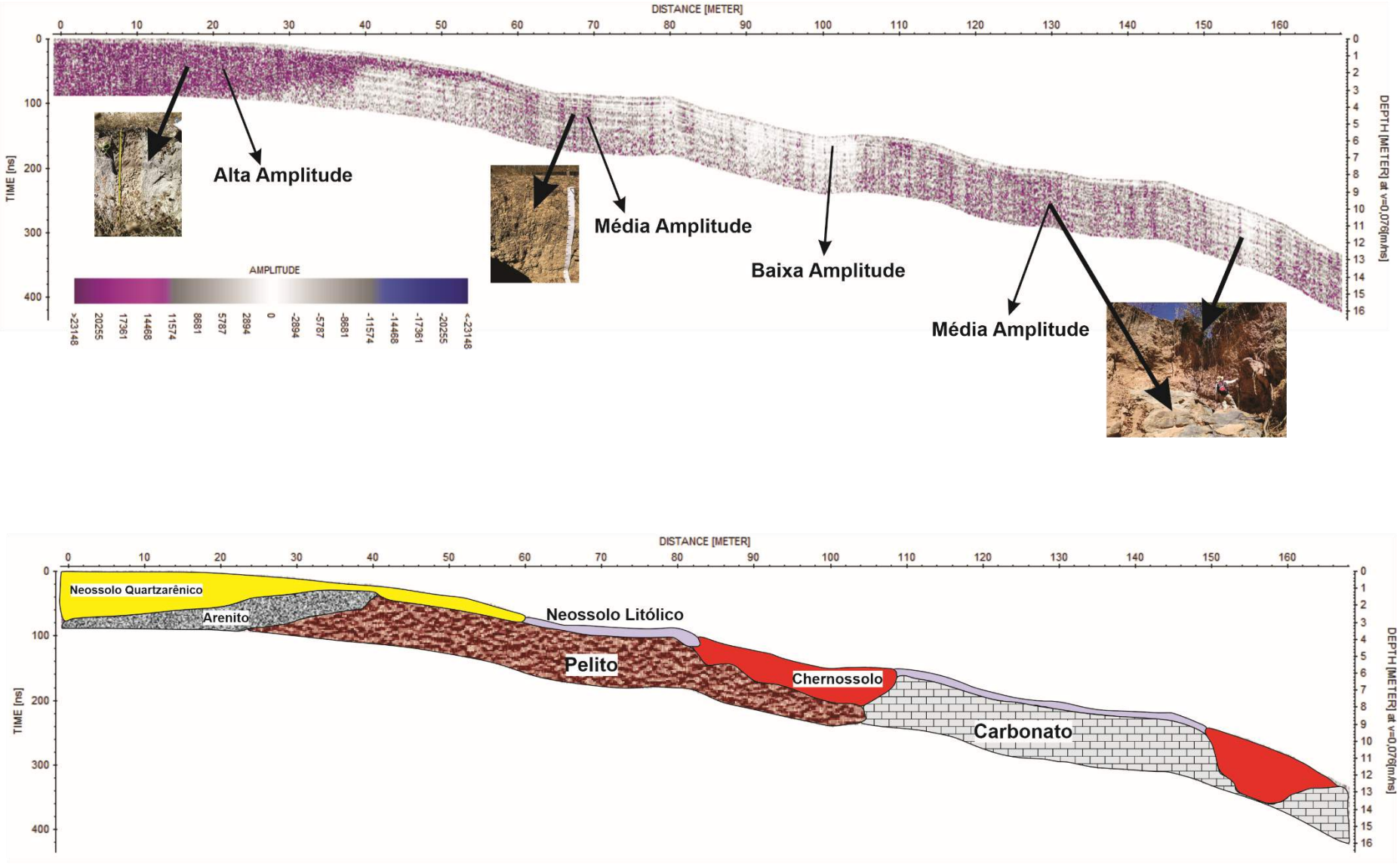


Figura 29. Resultados da seção de GPR 05, executado na região da Caverna da Tarimba, com a topografia aplicada ao perfil, e as fotografias do solo.

Os dados de refletância estão apresentados em amplitude verdadeira. A seção de GPR da Figura 29 demonstrou basicamente três níveis de refletância de acordo com a escala de amplitude (baixa < 2894; média ≥ 2894 e ≤ 11574; alta > 11574), o primeiro nível que se estende até os primeiros 40m é o de mais alta reflectância, relativamente uniforme, sendo esta parte onde se concentra os arenitos e o Neossolo Quartzarênico. A segunda faixa que vai de 40m à 102m, apresentou baixa reflectância com porções de média reflectância, sendo esta porção do radargrama onde ficam localizados os siltitos e os Neossolos Litólicos. A terceira Faixa que compreende a extensão de 102m à 165m, apresenta reflectância média, com uma pequena porção, no fim do perfil, de baixa reflectância, sendo que nesta faixa é onde estão localizados os carbonatos e Chernossolos.

A Figura 29 demonstra uma situação recorrente na APA NRV, ilustrando a morfologia da transição dos arenitos para os carbonatos que estão subjacentes ao primeiro. Esta transição normalmente se dá por quebras abruptas, na forma de encosta íngremes, com a presença de erosões em estágio avançado. Parte destas estruturas estão relacionadas com a carstificação, que nesta situação se dá externamente, na forma de dolinas. O contato entre o arenito e o siltito apresenta a mesma morfologia, confirmado pelos perfis de GPR das Figura 29 e Figura 30.

O perfil realizado próximo a caverna Extrema (Figura 30 e perfil 07 da Figura 39), apresenta uma constância estrutural e litoestratigráfica das rochas, confirmando os dados estudados na Catena, facilitando a geração de um modelo geomorfológico que pode ser aplicadas para Apa NRV, com pequenas correções, a depender do domínio morfológico.

A seção de GPR da Figura 30 apesar de mais extensa, apresentou similaridade estrutural com o perfil da Figura 29, sendo que esta seção de GPR apresenta na extensão inicial que vai até aproximadamente 50m, um material de mais alta amplitude de reflectância (≥20480), e o seu contato com material subjacente apresenta uma quebra em forma de rampa. O material seguinte que vai de 50m à 170m apresenta baixa amplitude de reflectância do sinal (0 a 8192), com algumas porções de média amplitude de reflectância (8193 a 20479). Já na faixa mais baixa da seção de GPR, que vai de 380m à 425m, o sinal de reflectância é mais alto e uniforme.

A seção de GPR executados nestas áreas conseguiram demonstrar que carbonatos calcários mais puros e carbonatos marga apresentam diferentes resposta de refletância, sendo que a argila presente nos carbonatos marga causam atenuação do sinal eletromagnético, e por esta razão a amplitude de reflexão destes são menores que nos calcários mais puros. Os calcários mais argilosos favorecem a formação dos Chernossolos enquanto que os calcários mais puros concentram a maior parte das estruturas carsticas, que na região incluem cavernas, cânions e dolinas.

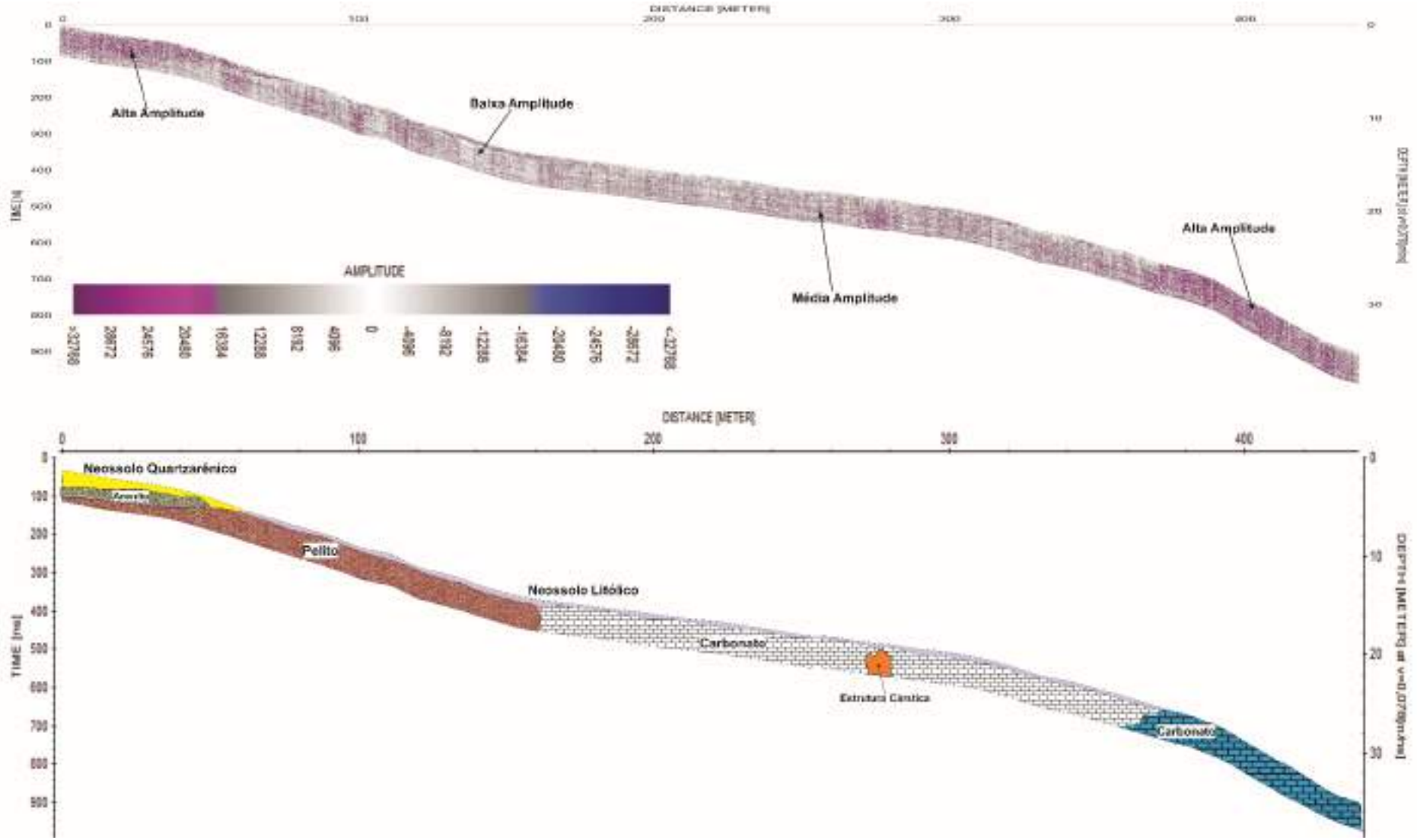


Figura 30. Resultados da seção de GPR 07, executado na região da Caverna Extrema, com a topografia aplicada ao perfil, e as fotografias do solo.

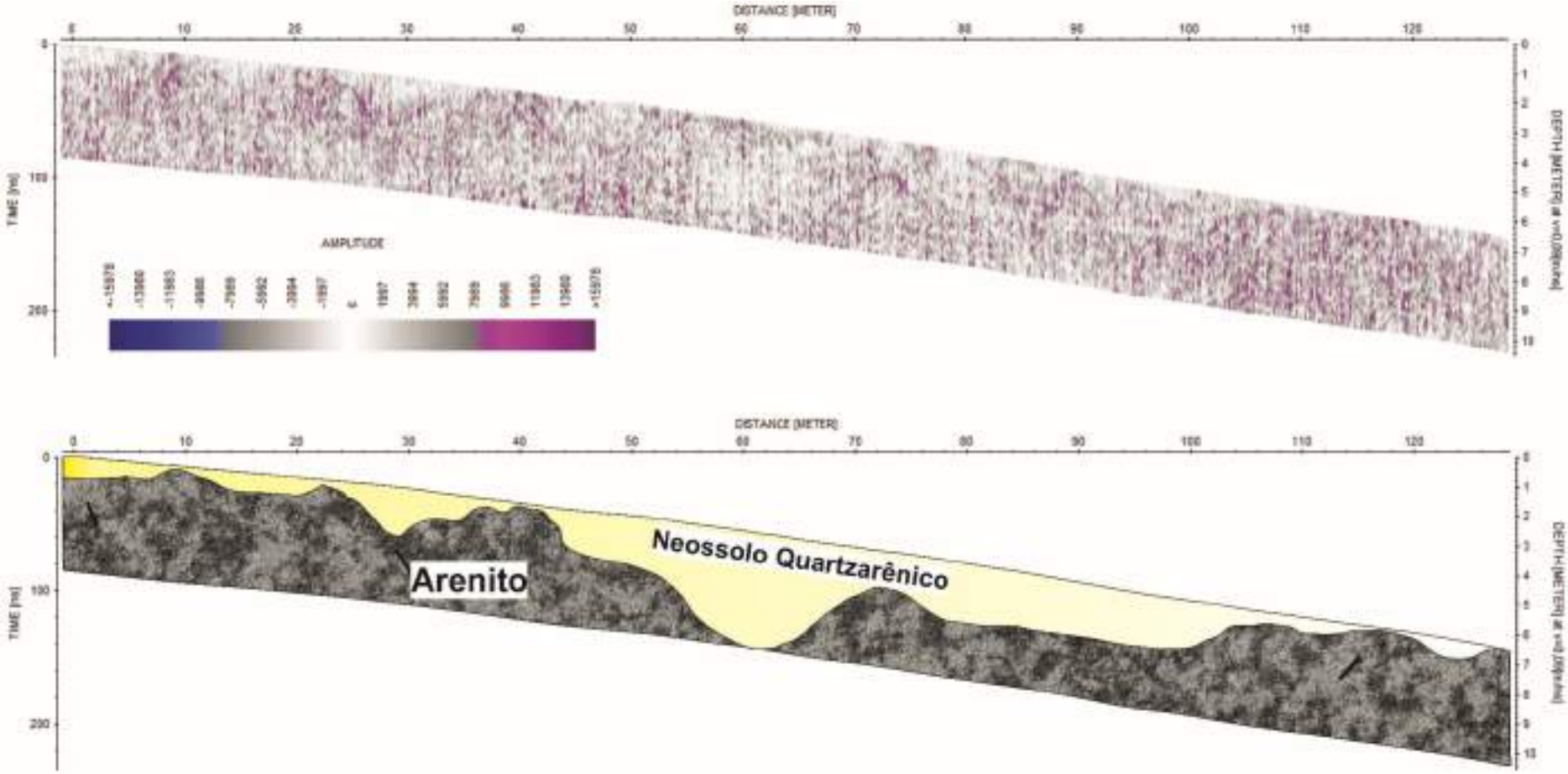


Figura 31. Seção de GPR 04, demonstrando a situação de contato entre arenitos da Formação Posse e Serra das Araras.

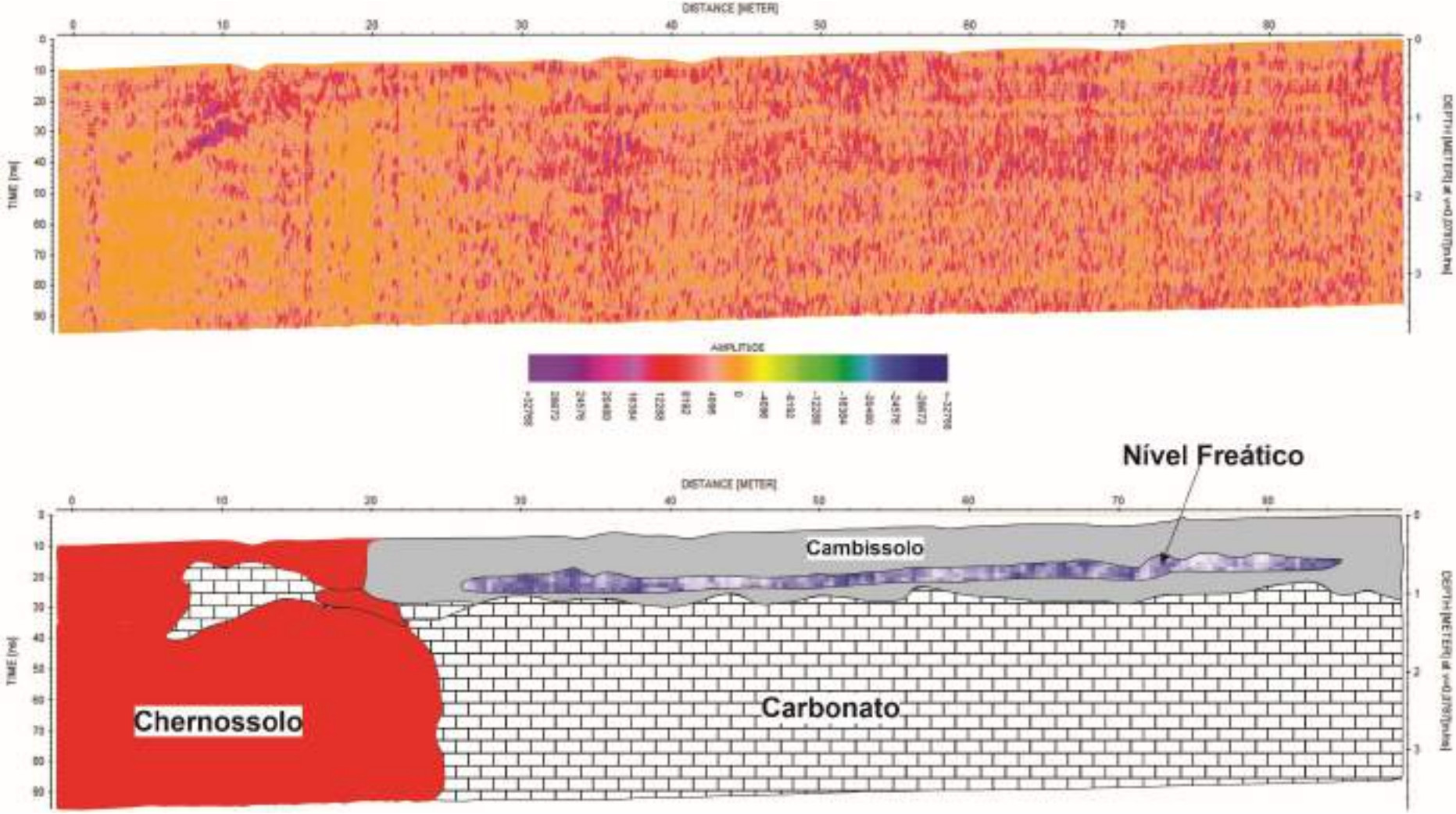


Figura 32. Seção de GPR 15, realizado na área da Calmasa Calcário Mambaí S/a, próximo a drenagem.

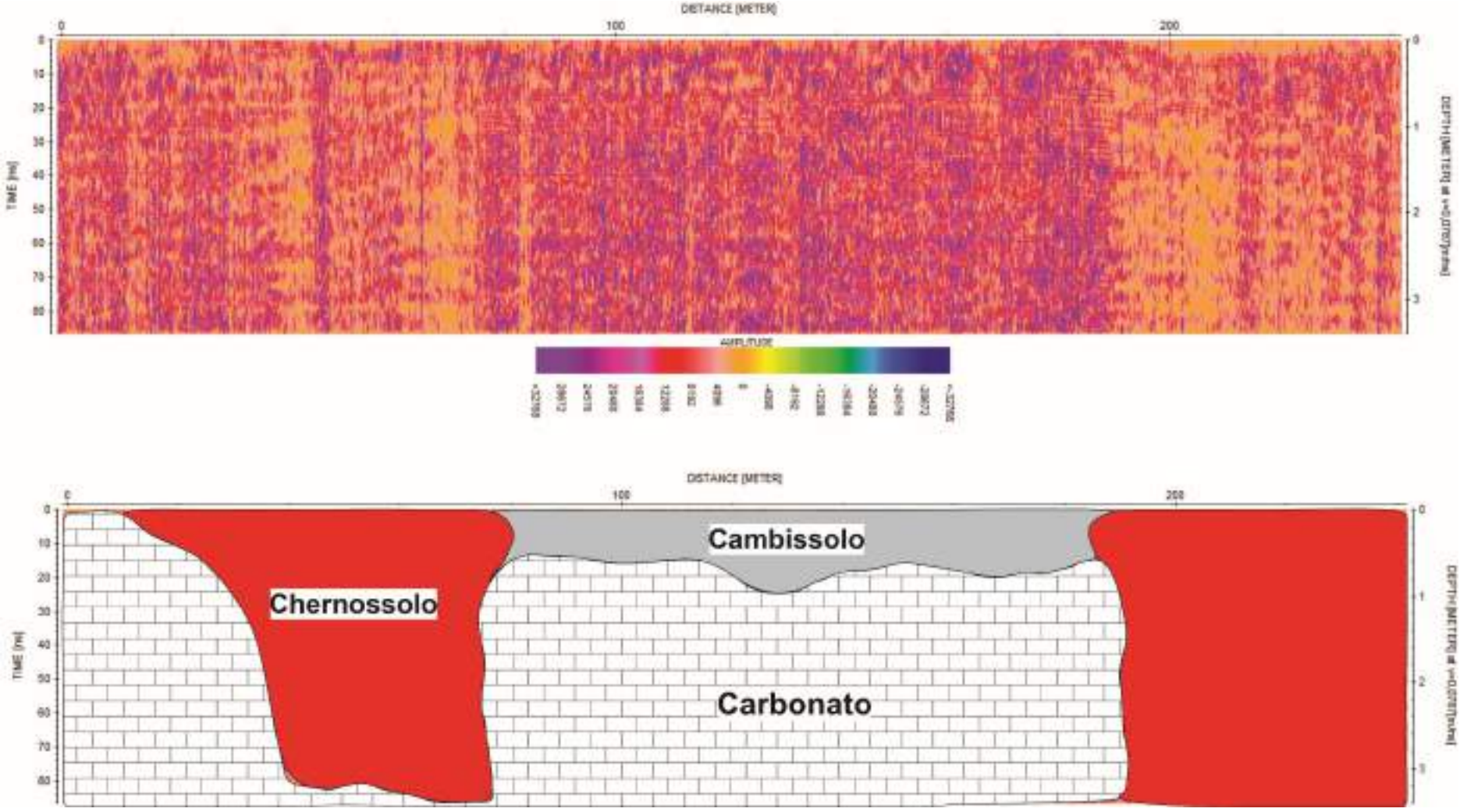


Figura 33. Seção de GPR 16, realizado na área da Calmasa Calcário Mambaí S/a.

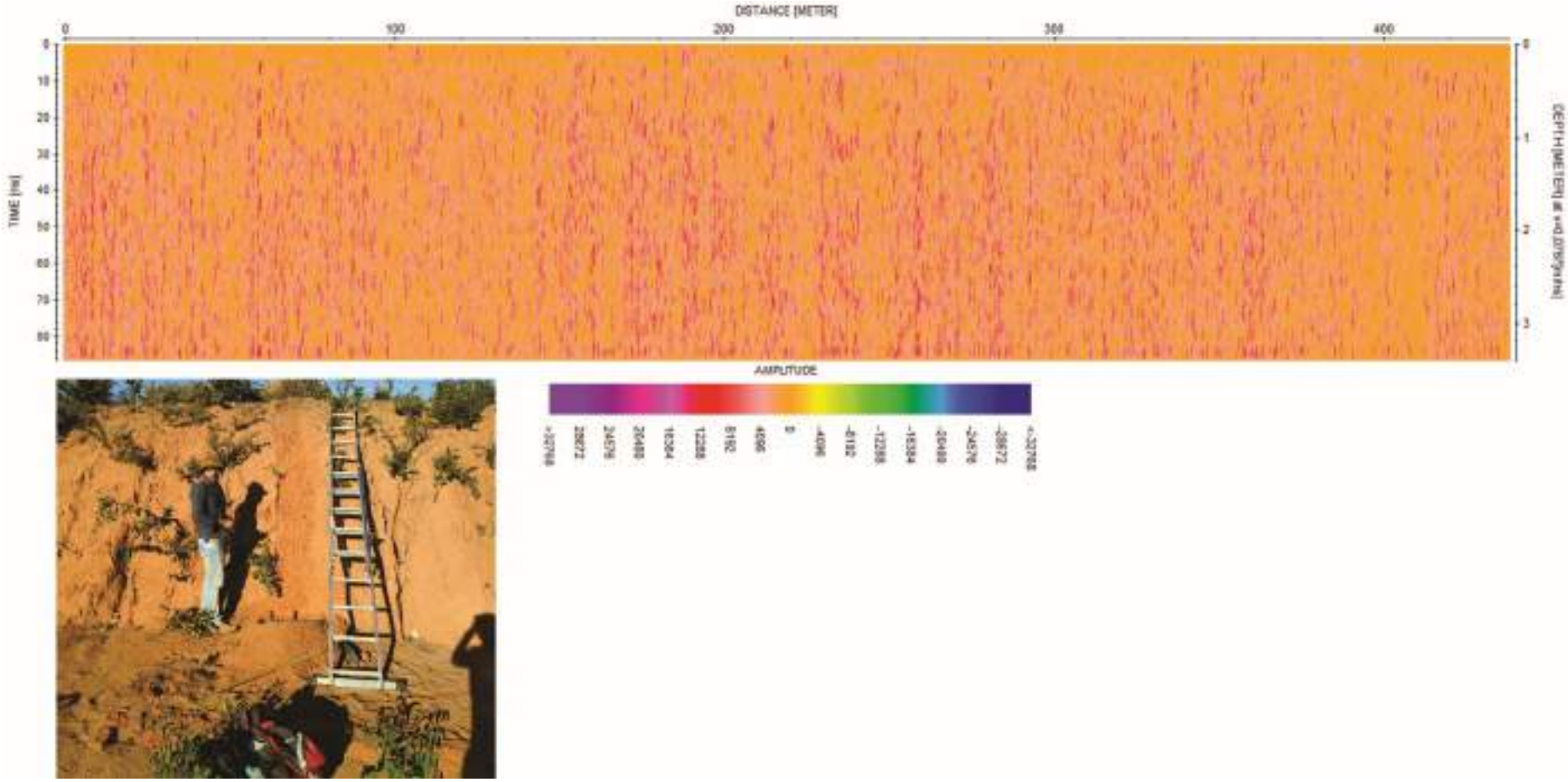


Figura 34. Seção de GPR 17, realizado em uma área de chapada, demonstrando a relativa homogeneidade de latossolos, que são profundos, expressa em uniformidade.

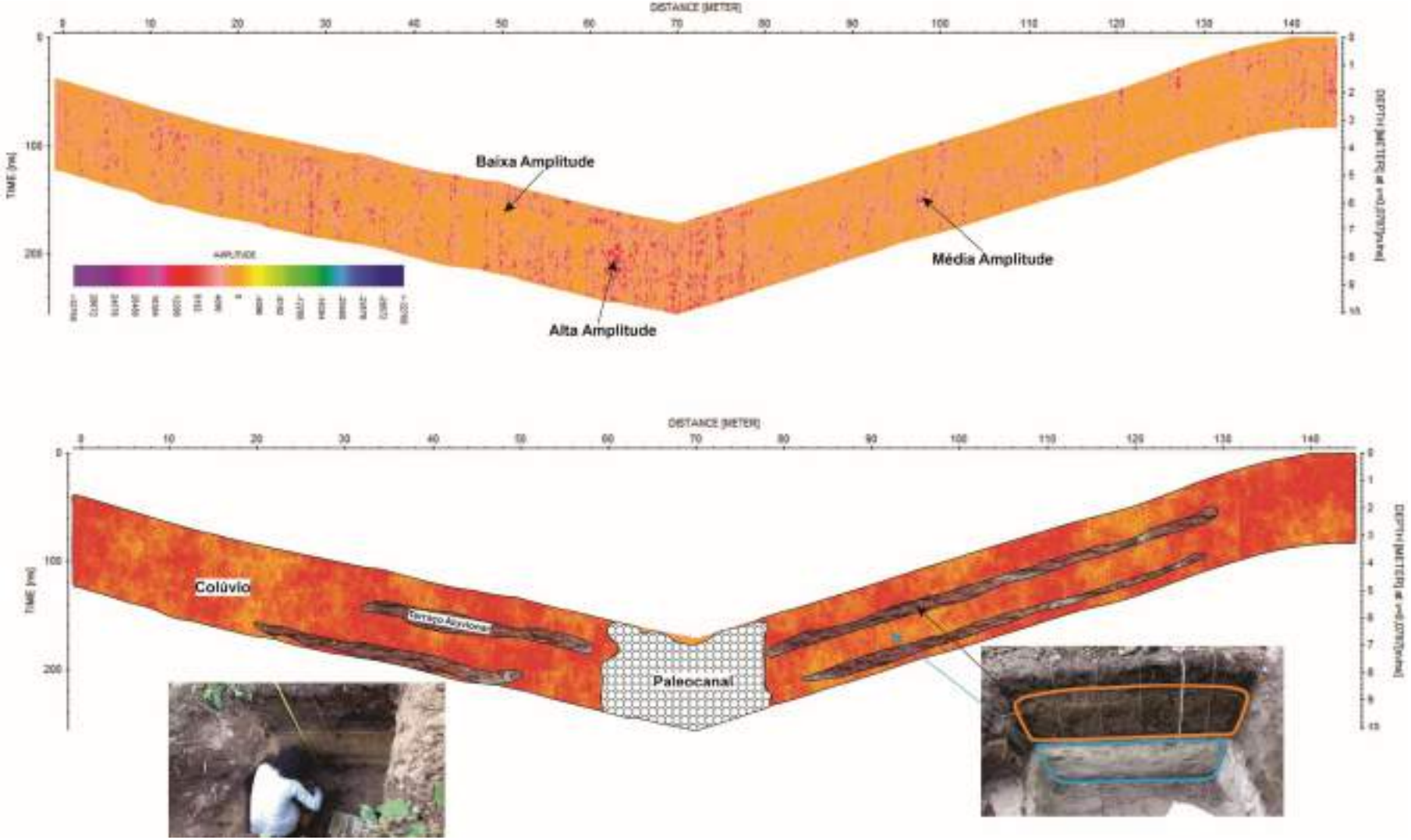


Figura 35. Seção de GPR 21, realizado na área de um paleocanal, próximo a Cachoeira do Funil.

A seção de GPR 04 da Figura 31 apresenta o contato entre um material que apresenta baixa amplitude de reflectância (0 a 4096), mais superficial, com maior profundidade entre 50 e 70m. O material subjacente apresenta média amplitude de reflectância, e tem início na faixa que vai de 32m até 124m, onde ele é aflorante.

O contato entre o Neossolo Quartzarênico e o arenito da Formação Posse pode ser observado da seção de GPR 04 da Figura 31. Este perfil foi realizado em uma área próxima à seção de GPR 05, porem de maior elevação. Provavelmente os óxidos e outros minerais presentes na Formação Posse, são os responsáveis pela maior amplitude de refletância da rocha em relação ao solo formado acima, que já foi lixiviado e por isso apresenta menor amplitude.

A seções de GPR 15 e 16 (Figura 33 e Figura 32) foram realizadas na área da pedreira Calmasa. Na seção 15 seção, o material de maior amplitude de reflexão (>8192) representa as rochas carbonáticas, já as amplitudes médias e baixas (≤8192) indicam a formação de solo. Além do contato entre o carbonato e o Chernossolo e Cambissolo, apresentou uma estrutura relativamente retilínea, tendo sido interpretada como o topo do nível freático, devido à proximidade do perfil com a drenagem. A seção de GPR 16 apresentou similaridade com a anterior devido a proximidade entre os perfis.

O Latossolo se apresentou da seção de GPR 17 (Figura 34), realizado próximo a uma estrada, em área de chapada, apresentou-se profundo, sem a presença de alvos que se destacassem na análise da amplitude de reflexão, e como a antena de 400 MHz alcançou pouco mais de 3m de profundidade, não foi possível observar o saprolito, como nos perfis realizados em outros solos.

A seção de GPR 21 representado pela Figura 35, realizado em um fundo de vale encaixado, próximo a Cachoeira do Funil, apresenta um material de alta reflectância no centro da seção de GPR, que vai de 60m à 75m, onde fica localizado o paleocanal, com uma quebra abrupta nas suas margens. Os materiais dos pois lados apresentam intercalações de média e baixa reflectância, quase retilíneas ao longo das encostas. Estes materiais foram confirmados como terraço aluvionar e colúvios depositados em períodos mais recentes (provavelmente quaternário). O paleocanal provavelmente foi abandonado após o colapso da caverna que hoje compõe a Cachoeira do Funil.

Considerações Finais

A detecção de discordâncias nos perfis pedológicos pode ser mais fácil detectada com o uso do GPR, pois a aquisição de dados em campo é rapidamente efetuada ao longo de um perfil, já as ferramentas tradicionais exigem mais tempo, e apresentam descrições pontuais, dificultando infere3ncias de informações regionais.

O GPR tem se mostrado como uma geotecnologia de fácil manuseio, rápida aquisição e resultados eficientes, para estudos de profundidade rasa. No estudo de caso das classes de solos na Apa NRV, o GPR conseguiu demonstrar com nitidez o comportamento das camadas litológicas e, por conseguinte com se dá o desenvolvimento pedogenético na região. As diferenças composicionais ajudaram no contraste das amplitudes de reflexão, tendo em vista que os materiais mais arenosos com a presença de óxidos tendem a apresentar maior amplitude de reflexão e, materiais argilosos causam o efeito inverso, devido à atenuação do sinal. As diferenças dos solos através das análises do sinal da onda eletromagnética são melhores observadas entre os Neossolos Quartzarênicos e Chernossolos.

Observando as seções de GPR é possível visualizar os contatos entre solos e rochas, demonstrando que a metodologia é aplicável neste tipo de estudo. Solos com diferentes composições entre óxidos, argilas e matéria orgânica apresentam respostas de diferentes de amplitude de reflexão.

A antena de 400 MHz se provou ideal para o mapeamento da interface solo/rocha e, no caso da ambiente cárstico, a epicarste. As ondas eletromagnéticas alcançando uma profundidade entre 3m e 5m, apresentou resolução suficiente para diferenciar solos, rochas, estruturas e variações composicionais.

As rochas carbonáticas dentro do ambiente estudado apresentaram alta amplitude de reflexão quando comparada às demais, o que facilitou a delimitação dos Chernossolos neste material de origem, que em geral apresenta perfis rasos e pontuais.

Os Neossolos Quartzarênicos apesar de apresentar perfis espessos, puderam ter a sua interface com os arenitos delimitados nas regiões de transição com rochas do Grupo Bambuí. Mas as amplitudes de reflexões dos Neossolos Quartzarênicos e dos arenitos não apresenta valores muito distantes, o que exige mais atenção ao observar seções de GPR nestes ambientes.

Latossolos apresentaram uniformidade em toda a seção de GPR, diferente de Cambissolos e Neossolos Litólicos que são rasos, possibilitando a visualização da interface solos/rocha ou saprolito. O método de GPR foi capaz de demonstrar o grau de desenvolvimento de cada solo, contribuindo para a classificação de cada material pedológico.

O GPR demonstrou ser eficiente para estudos de materiais em ambiente deposicionais cárstico e flúvio-eólico. Através de um processamento adequado dos dados, foi possível verificar as profundidades, homogeneidades e heterogeneidades dos materiais, demonstrando que o método, relativamente de baixo custo, apresenta muitas vantagens em relação as técnicas tradicionais de descrição em campo.

Referências

American Society for Testing and Materials, 2007. Ground Penetrating Radar, 2nd Edition. ASTM D698-07e1 Standard Test Methods for Laboratory Compaction Characteristics of Soil Using Standard Effort, USA.

ARDEKANI, M. R. 2013. Off- and on-ground GPR techniques for field-scale soil moisture mapping. Geoderma. V. 200–201, P. 55–66. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.02. 010

BORECKA, A.; HERZIG, J.; DURJASZ-RYBACKA, M. 2015. Ground Penetrating Radar Investigations of Landslides: A Case Study in a Landslide in Radziszów. Studia Geotechnica et Mechanica, v. 37, n. 3, p. 11-18 DOI: 10.1515/sgem- 2015-0028.

CASELLE, C., BONETTO, S., COMINA, C., & STOCCO, S. 2020. GPR surveys for the prevention of karst risk in underground gypsum quarries. Tunnelling and Underground Space Technology, 95, 103137. doi:10.1016/j.tust.2019.103137

Cassidy, N. J. (2009). Ground Penetrating Radar Data Processing, Modelling and Analysis. Ground Penetrating Radar Theory and Applications, 141–176. doi:10.1016/b978-0-444-53348-7.00005-3

CHEREM, L. F. S.; VARAJÃO, C. A. C. O papel da lito-estrutura do carste na morfodinâmica cenozóica da Serra Geral de Goiás (GO/TO/BA): aproximações iniciais. Revista Geonorte , V. 10 , P. 180-184 , 2014

FAIZE, A.; LAHALAL, F.; ATOUNTI, M. Study and simulation of soil salinity evolution by Reflexw and GprMax. ANNALS OF THE UNIVERSITY OF CRAIOVA-MATHEMATICS AND COMPUTER SCIENCE SERIES Vol: 46 Ed 2 Pág: 426-432. 2019. ISSN: 1223-6934

FORD, D.C.; WILLIAMS, P.W. (1989) Karst Geomorphology and Hydrology, Unwin Hyman, London.

HONEYCUTT, C. W.; HEIL, R. D.; COLE, C. V. (1990). Climatic and Topographic Relations of Three Great Plains Soils: II. Carbon, Nitrogen, and Phosphorus. Soil Science Society of America Journal, 54(2), 476. doi:10.2136/sssaj1990.03615995005400020031.

JOL, H.; BRISTOW, C.; 2003. GPR in sediments: Advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide. Geological Society Special Publication, 211 pp. 9-27. 10.1144/GSL.SP.2001.211.01.02.

KARIM, M. N. A.; JAMLOS, M. A.; IBRAHIM, S. Z.; JAMLOS, M. F.; LEE, Y. S. 2019. Geological Effect on GPR System Due to Soil Properties in Malaysia. International Journal Of Integrated Engineering. Vol: 11, Ed: 3, Pág: 313-320.

LAMBOT, S., SLOB, E., CHAVARRO, D., LUBCZYNSKI, M., VEREECKEN, H. 2008. Measuring soil surface water content in irrigated areas of southern Tunisia using full-waveform inversion of proximal GPR data. NEAR Surf. Geophys. 6, 403–410.

LEGRAND, H. E. Perspective on Karst Hydrology. Journal of Hydrology. 1983 Vol 61; pag 343—355.

MINET, J., WAHYUDI, A., BOGAERT, P., VANCLOOSTER, M., LAMBOT, S. 2011. Mapping shallow soil moisture profiles at the field scale using full-waveform inversion of ground penetrating radar data. Geoderma. Vol 161, P. 225–237. https://doi.org/10.1016/j.geoderma. 2010.12.023.

MINET, J., BOGAERT, P., VANCLOOSTER, M., LAMBOT, S. 2012. Validation of ground penetrating radar full-waveform inversion for field scale soil moisture mapping. J. Hydrol. 424–425, 112–123. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.12.034.

NEAL, A. 2004. Ground Penetrating Radar and Its Use in Sedimentology: Principle, Problem and Progress. Earth Science Reviews, v. 66, p. 261-330. Doi: 10.1016/j. earscirev.2004.01.004.

NOVAKOVA, E.; KAROUS, M.; ZAJÍČEK, A.; KAROUSOVA, M. Evaluation of ground penetrating 691 radar and vertical electrical sounding methods to determine soil horizons and bedrock at 692 the locality Dehtáře. Soil and Water Research, Vol: 8, P. 105-112. 2013. DOI: 10.17221/6/2012-SWR.

NUNES, J. G. S.; UAGODA, R.; CALDEIRA, D.; BRAGA, L. M.; HUSSAIN, Y. ; CARVAJAL, H. M. 2019. Aplicação do gpr para análise e diferenciação entre materiais aluvionares e coluvionares, embasadas em observações diretas, no Vale do Ribeirão Contagem - Distrito Federal (Brasil). Revista Brasileira De Geomorfologia, Vol: 20 Ed: 2 Pág: 217-238, DOI: 10.20502/rbg.v20i2.1382.

OLHOEFT, G.R. Direct detection of hydrocarbon and organic chemicals with ground penetrating radar and complex resistivity. Proceedings of National Water Well Association/API Conference on Petroleum Hydrocarbons and Organic Chemicals in Ground Water, Ohio, p. 284-305. 1986. DOI: 10.4133/1.2921963.

Salat, C., & Junge, A. (2010). Dielectric permittivity of fine-grained fractions of soil samples from eastern Spain at 200 MHz. GEOPHYSICS, 75(1), J1–J9. doi:10.1190/1.3294859

SLATER, L.; COMAS, X. 2009. The contribution of ground penetrating radar to water resource research. In: Jol, H.M. (Ed.), Ground Penetrating Radar: Theory and Applications. Elsevier, Amsterdam, pp. 203–246.

SMITH, G. S. Directive properties of antennas for transmission into a material half-space. IEEE Transactions on Antennas and Propagation (ISSN 0018-926X), vol. AP-32, March 1984, p. 232-246.

Twizere, C., Ngoga, S. R., Bosco, K. J., Charles, D., & Musabe, R. (2017). FDTD simulation and GPR study in Rwanda tropical soil using permittivity variation. 2017 9th International Workshop on Advanced Ground Penetrating Radar (IWAGPR). doi:10.1109/iwagpr.2017.7996066

ULRIKSEN, C. P. F. Application of impulse radar to civil engineering. Doctoral Thesis – Lund University of Technology, 1982. 179 p. Doi: 0016-7622/99-53-5-601.

VAN DAM R.L. 2012. Landform characterization using 62 geophysics-Recent advances, applications, and emerging tools. Geomorphology, Doi: 137:57–73. 63.

WHITE, W.B. 1988. Geomorphology and hydrology of karst terrains. New York, Oxford University Press, 464 pp.

ZHANG, X. L.; DAO, L. G.; ZHANG, C. S.; MORRISON, L.; HONG, B.; ZHANG, H. X.; GAN, Y. M. 2018. Mapping the spatial distribution of soil depth in a grassland ecosystem with the aid of ground penetrating radar and GIS (Northwestern Sichuan, China). GRASSLAND SCIENCE Edição 64, Pag: 217-225

Mapeamento de solos em área cárstica, através do estudo da catena com auxílio de geotecnologias e descrições em campo: Um estudo de caso na APA Nascentes do Rio vermelho, Mambaí – GO.

Resumo

A utilização de diferentes geotecnologias para o mapeamento digital de solos tem crescido nas últimas décadas e pode oferecer à comunidade científica agilidade na categorização de atributos em áreas extensas. No que se refere a eficiência das novas tecnologias, ainda existem dúvidas em relação à classificação que estas metodologias oferecem. Os métodos convencionais de mapeamento, que envolvem coleta em campo, descrição morfológica e análises químicas ainda são considerados os mais confiáveis, porém de alto custo e relativamente lentas. Esta pesquisa teve por objetivo realizar a categorização e mapeamento dos solos na APA Nascentes do Rio Vermelho, utilizando-se de técnicas convencionais e de novas tecnologias para realizar um mapeamento semi-automatizado. Mapeamentos anteriores de solo na escala 1:250.000 demonstram as seguintes categorias: Latossolos; Neossolos Quartzarênicos; Organossolos; Neossolos Litólicos; Cambissolos; Chernossolos. Em relação a litologia, o Serviço Geológico do Brasil categorizou na região três Grupos litológicos (Grupo Bambuí, Grupo Areado, Grupo Urucuia), com destaque para a Formação Lagoa do Jacaré, Formação Posse, Formação Serra das Araras, e três compartimentos geomorfológicos categorizados como Domínio dos Carbonatos, Domínio das Chapadas e Domínio das Planícies. Para categorização prévia dos solos, foram realizadas descrições morfológicas, levando-se em consideração critérios visuais e texturais de campo, como cor, estrutura, porosidade e pegajosidade, para o solo seco e úmido. Foram obtidas curvas espectrorradiométricas, verificando o comportamento espectral de cada material pedológico identificado, para a criação de uma biblioteca espectral. Por fim utilizou-se árvore de decisões no software Envi 5.3 para agrupar todos os parâmetros estudados e gerar o mapa de solos. As curvas espectrais foram úteis no auxílio do agrupamento das classes de solo. Baseado nos dados de campo e laboratoriais associados às geotecnologias, o resultado da categorização e mapeamento do solo foi eficiente, pois os pontos de verificação foram concordantes com o mapa, assim como os pontos de coleta superficial, o que garantiu ao mapa final um grau elevado de detalhamento.

Palavras-chaves: Palavras-chaves: Solo; Geotecnologias; Carste.

Soil mapping in karst area, through the study of the catena with the aid of geotechnologies and field descriptions: A case study at APA Nascentes do Rio Vermelho, Mambaí - GO.

Abstract

The use of different geotechnologies for digital soil mapping has grown in recent decades and can offer the scientific community agility in the categorization of attributes in large areas. Regarding the efficiency of new technologies, there are still doubts regarding the classification that these methodologies offer. The conventional methods of mapping, which involve field collection, morphological description and chemical analysis are still considered the most reliable, but of high cost and relatively slow. This research aimed to carry out the categorization and mapping of soils in the APA Nascentes do Rio Vermelho, using conventional techniques and new technologies to carry out a semi-automated mapping. Previous soil mappings on the 1: 250,000 scale demonstrate the following categories: Ferralsols; Arenosols; Histosols; Leptsols; Cambisols; Chernozems. Regarding lithology, the Geological Survey of Brazil

categorized three lithological groups in the region (Bambuí Group, Areado Group, Urucuia Group), with emphasis on the Lagoa do Jacaré Formation, Posse Formation, Serra das Araras Formation, and three geomorphological compartments categorized as Domain of Carbonates, Domain of Chapadas and Domain of Plains. For previous categorization of the soils, morphological descriptions were made, taking into account visual and textural criteria of the field, such as color, structure, porosity and stickiness, for dry and humid soil. Spectroradiometric curves were obtained, verifying the spectral behavior of each identified pedological material, for the creation of a spectral library. Finally, a decision tree was used in the Envi 5.3 software to group all the parameters studied and generate the soil map. The spectral curves were useful in helping to group the soil classes. Based on field and laboratory data associated with geotechnologies, the result of the categorization and mapping of the soil was efficient, as the verification points were in agreement with the map, as well as the surface collection points, which guaranteed the final map a high degree detailing.

Keywords: Soil; Geotechnologies; Karst.

Introdução

A caracterização pedológica de áreas remotas, com representação em mapas de solo tendo o objetivo da redução de escala no que se refere ao detalhamento das informações existentes sendo ainda onerosa atualmente. Este é o motivo de a maior parte dos mapas pedológicos no Brasil apresentarem generalizações. Fatores como o alto custo de amostragem e poucos estudos em grandes áreas, ainda permitem mapas de solo em escala regional, utilizando-se de poucas amostragens em campo, como foi descrito por Bargaoui et al, (2020).

Embora os horizontes do solo e seus táxons associados, tenham sido tradicionalmente estabelecidos com características morfológicas e dados laboratoriais de suporte, não há regra contra o estabelecimento de diferenciações baseadas na química fundamental (elementar) dos solos (Sun et al., 2020).

As descrições morfológicas têm por objetivo caracterizar ou descrever os diferentes horizontes, que variam verticalmente em um solo, devido aos processos envolvidos em sua formação. Estes estudos vão retratar características inerentes à aparência do solo in situ, segundo as características visíveis a olho nu ou perceptíveis ao tato, como na pesquisa de Nascimento et al., (2015), que se utilizou de tradagens e trincheiras, associadas a outras técnicas, para a descrição de perfis de solo em um sistema fluvial do Pantanal brasileiro.

A cor é uma das características mais importantes para o Sistema Brasileiro de Classificação dos solos (no qual se utiliza a Carta de Munsell), mas não é o único, pois nas descrições morfológicas leva-se em consideração a textura, a estrutura, a consistência, a espessura, o tipo de transição entre os horizontes e a paisagem na qual o solo se situa (superfície do terreno é plana, ligeiramente inclinada ou muito inclinada, se a vegetação presente é cobertura natural e qual a sua classe, ou os tipos de uso como pastagem, agricultura etc.).

Segundo Carney e Johnston, 2016, a radiometria é a ciência que mensura a interação da radiação eletromagnética com um alvo através de técnicas radiométricas. A grandeza quantificada no processo é a energia radiante (Q), a partir da qual são derivadas as demais grandezas, como: radiância (L); irradiância (E); fluxo radiante (f); exitância (M) intensidade radiante. A

radiometria envolve a medição da energia radiante total emitida pela fonte sobre todo o espectro óptico que compreende a faixa espectral de 1 n ma 1000 μm, sendo que a espectrorradiometria estará relacionada com a emissão espectral de uma fonte radiante qualquer. Medidas radiométricas realizadas a partir de espectrorradiometros portáteis ou mantidos em ambiente controlado, operam em faixas espectrais estreitas e numerosas como é demonstrado na Figura 36.

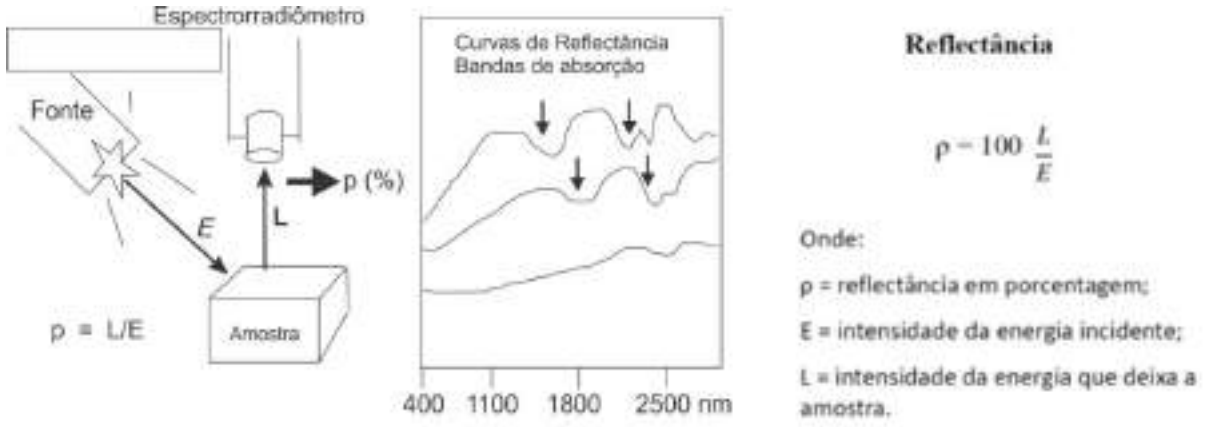


Figura 36. Esquema ilustrando a espectrorradiometria. Fonte: Meneses, 2001.

O uso de espectrorradiometria para definir propriedades do solo como pH, condutividade elétrica, carbono orgânico, argila, silte, areia, soma de bases, capacidade de troca de cátions, ferro total, além de características de fertilidade como ferro (Fe), manganês (Mn), cobre (Cu) e zinco (Zn), utilizando-se de ondas, cuja a faixa espectral variam entre o visível, o infravermelho próximo e o infravermelho médio, apresentando resultados com diversos graus de confiabilidade (Lamine et al., 2019; Cezar et al., 2019; Rodrigues et al, 2019).

A quantificação de atributos do solo através de sua curva espectral é baseada nas características que envolvem a absorção de energia eletromagnética, em níveis ou em intervalos específicos da curva, uma vez que, diferentes quantidades de determinados elementos presentes no solo podem aumentar ou diminuir a reflectância espectral em comprimentos de onda específicos do espectro eletromagnético (Nanni, 2006). Para Rodrigues et al. (2019), o uso da espectrorradiometria utilizado na determinação das propriedades químicas, físicas e mineralógicas do solo, gerou resultados favoráveis quando investigado na região espectral visível (VIS: 400-700 nm).

A radiometria permite a caracterização espectral de objetos e a calibração precisa de sensores remotos através de ensaios espectrorradiométricos controlados em laboratório, diferindo-se da fotometria, que se refere apenas à porção do espectro óptico a que o olho humano é sensível (380 nm a 780 nm) (SCHNEIDER & YOUNG, 1998). Sendo assim a técnica gera melhores resultado com auxílio de imagens hiperespectrais, que contém um número de bandas superior as demais.

Segundo Vasconcelos et al., (2012) os atributos mais utilizados para a classificação automatizada são embasados na altimetria e produtos provenientes de sua derivação, como: primeira derivada (declividade e aspecto) e segunda derivada (curvaturas). Entre estes atributos de terreno, a altimetria caracteriza-se por ser uma superfície suavizada evidenciando fragmentos homogêneos relativamente maiores que a declividade e a curvatura. A declividade representa a taxa de variação espacial da altimetria que permite salientar as quebras no relevo.

Já as curvaturas apresentam uma taxa de variação espacial da declividade ou aspecto evidenciando um detalhamento das informações anteriores. Portanto, os atributos de terreno provenientes da derivação da superfície devem ser considerados separadamente por representar feições em escala e detalhamento distintas.

A classificação por árvore de decisão, que foi disponibilizada a partir do ENVI 4.0, é uma técnica que executa a categorização através de um processamento envolvendo múltiplas etapas, através de uma série de decisões binárias para alocação de pixels. Cada decisão separa pixels, pertencentes à um arranjo de imagens ou características, dentro de duas classes, baseadas em uma expressão. Para cada nova classe é possível subdividi-la em mais duas classes, ou seja, pode-se definir tantas classes quanto forem necessárias para gerar a classificação. Uma outra vantagem é a possibilidade de unir dados provenientes de diferentes origens para produzir uma única decisão do classificador em árvore. Qi e Zhu (2003), demonstraram que árvores de decisão apresentam boa acurácia de predição de atributos ou tipos de solos alta em relação a outros métodos.

A informação multiespectral pode ser usada em conjunto com dados referente ao modelo de elevação digital (DEM), com o intuito de encontrar áreas sujeitas a processo de erosão do solo, ou seja, zonas que apresentam um baixo índice de vegetação associada a uma acentuada declividade, podendo-se combinar características como declividade, altitude e aspecto para determinar ou definir classes pedológicas como no caso desta pesquisa, que se valeu dos dados adquiridos em campos para validar esta metodologia semiautomática de mapeamento.

Materiais e Métodos

Área de Estudo

A região abrange uma área de 176.324,33 hectares, localizada no município de Mambaí - GO, porção nordeste do estado, a uma distância de 509 Km de Goiânia e 301 Km de Brasília fazendo fronteira com a Bahia, delimitado pela escarpa da Serra Geral de Goiás. A APA Nascentes do Rio Vermelho é uma unidade de conservação de uso sustentável criada em 2001, afim de se proteger e conservar o patrimônio espeleológico e garantir a manutenção dos recursos hídricos.

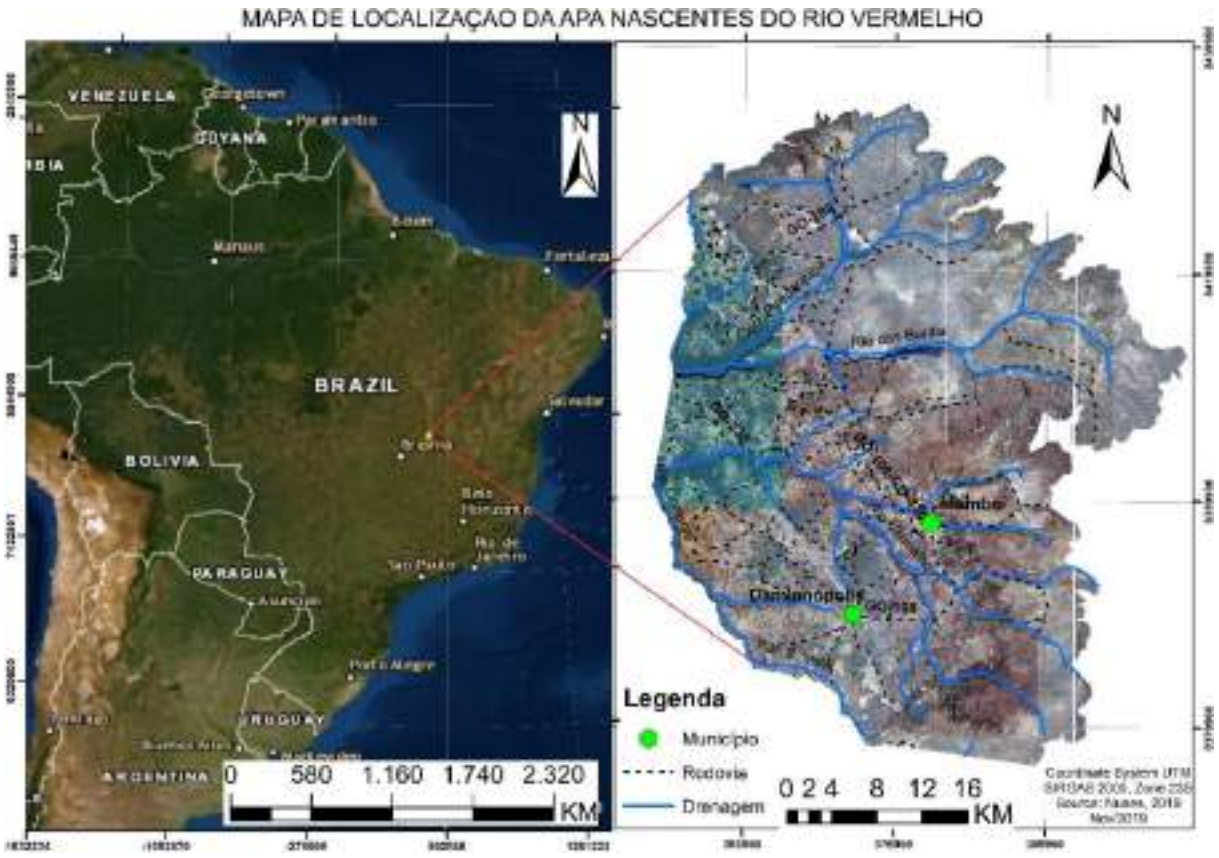


Figura 37. Mapa de localização da APA NRV.

A APA apresenta características físicas retratadas em domínios de clima tropical, com duas estações definidas, uma fria e seca, e outra quente e úmida. A área está compreendida na Bacia Hidrográfica do Rio Corrente, apresentando duas drenagens principais, Rio Vermelho na porção sul, e o Rio Buritis na porção norte.

A vegetação presente é o cerrado. O contexto geomorfológico é descrito por Cherem e Varajão (2014), apresentando duas compartimentações separadas por uma cuesta. A porção superior (Chapadão Central) é um remanescente da superfície Sulamericana representada pelos arenitos do Grupo Urucuia, apresentando sedimentos siliciclásticos inconsolidados, e a porção inferior (Vão do Paramã) remanescente da superfície Velhas, representada por rochas do Grupo Bambuí, mais especificamente a Formação Lagoa do Jacaré, compostas por carbonatos intercalados com rochas pelíticas, onde se concentram 150 cavernas catalogadas junto ao CECAV/ICMBio (Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas).

O mapeamento indireto de áreas extensas, em tempo hábil e baixo custo Através da utilização de diferentes metodologias, pode ser facilitado ao se integrar diferentes geotecnologias disponíveis no mercado. De forma que se esperava que a espectrorradiometria fosse capaz de agrupar os materiais coletados, que ajudaram no entendimento geomorfológico, buscando a compreensão do desenvolvimento do solo em uma topossequência, podendo fazer inferências da situação dos contatos entre as litologias e indiretamente confirmar como cada pedon analisado se comporta na topossequência. O software de integração entre as geotecnologias e os dados de campo é o Envi 5.3, que permite a conversão de dados adquiridos em variáveis dentro de uma equação de solos.

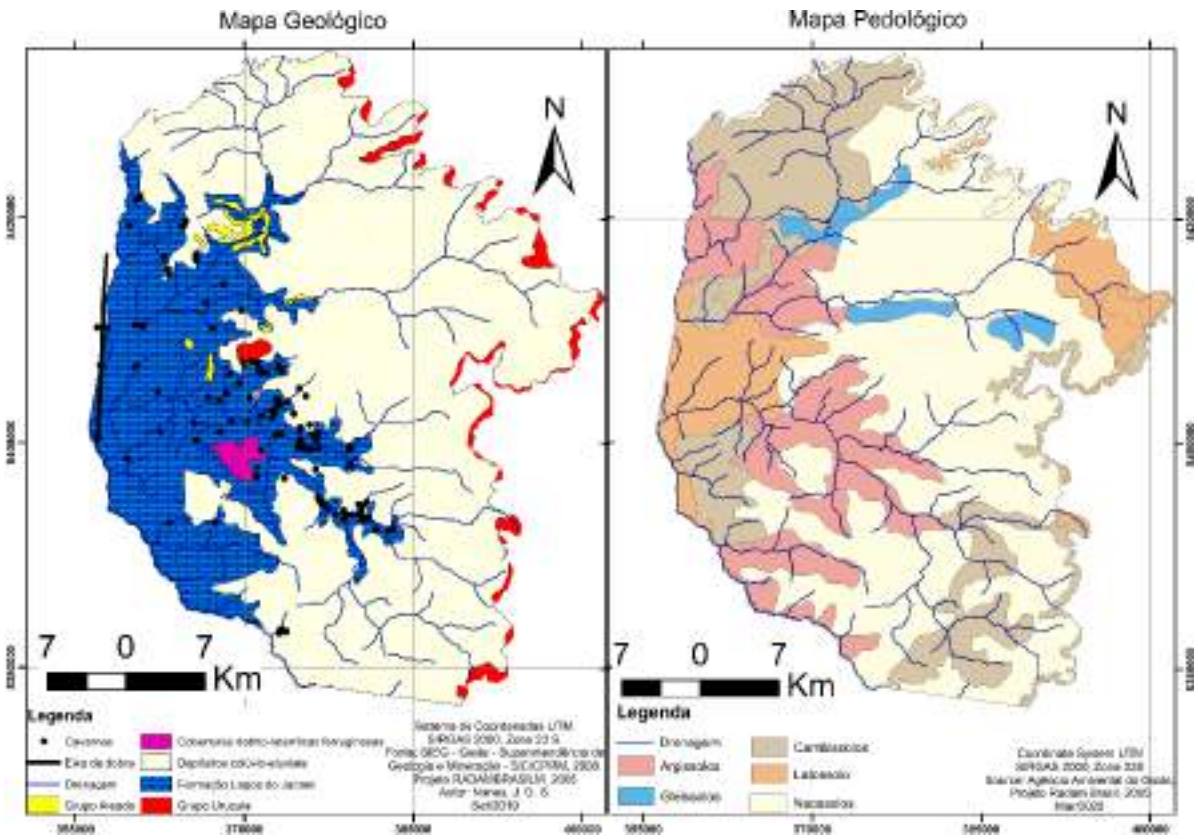


Figura 38. Mapa geológico elaborado com a base de dados do Serviço Geológico do Brasil (CPRM), e pedológico elaborado a partir da base de dados do SIEG-GO da APA NRV.

As atividades de campo, juntamente com estudos bibliográficos confirmaram a presença de algumas litologias do Grupo Urucuia, como a Formação Posse, apresentando basicamente arenitos de matriz quartzosa fina, cor esbranquiçada e grandes estratificações cruzadas típicas de ambiente de deposição eólica. Sobreposta a esta, encontra-se a Formação Serra das Araras apresentando arenitos avermelhados com morros testemunhos suportados por camadas espessas de couraças lateríticas, com composição avermelhada que indica a presença de argilas e os clastos arredondados, apontando transporte fluvial. Estas formações foram previamente descritas por Campos e Dardenne, (1997). No Grupo Bambuí, a partir da erosão ocorrida na Formação Capacete, os arenitos do Grupo Areado e grande porção de pelitos e carbonatos da Formação Lagoa do Jacaré foram exposto à superfície (CAMPOS & DARDENNE, 1997).

O mapa apresentado na Figura 38 apresenta informações da base de dados do Sistema Estadual de Estatística e Informações Geográficas do Estado do Goiás (SIEG). As informações pedológicas foram obtidas da Agência Ambiental do Goiás (atualizadas do programa RADAMBRASIL), quanto à geologia, as informações foram adquiridas no SIG-Goiás - Superintendência de Geologia e Mineração – SIC/ CPRM, 2008. A compartimentação pedológica se deu com base na geológica local, isto é, as classes de Argissolos e porções de Latossolos foram enquadradas nos domínios das rochas carbonáticas da APA, enquanto que os Neossolos foram enquadradas nos Grupos Urucuia (Formação Posse e Serra das Araras) e, em menor proporção, no Grupo Areado (colúvios-eluviais). Os mapas base da Figura 38 auxiliaram no planejamento inicial de campo, ajudando na escolha dos locais de tradagens e trincheiras para confirmação dos materiais pedológicos e litológicos.

Após as revisões bibliográficas, deu-se início a etapa campo, subdivida entre coletas de solos, e descrições morfológicas. Esta etapa serviu como suporte para a criação das equações atribuídas às arvores de decisões.

Para que as coletas de solo abrangessem todas as classes pedológicas presentes na APA NRV, foram utilizados além dos mapas bases, critérios visuais e físicos de classificação como cores, granulometria, agregação, posição na encosta e forma de relevo. As técnicas convencionais de mapeamento de solo ainda são uma das principais fontes de dados para modelagem ecológica, pesquisa de mudanças climáticas e simulação de bacias hidrográficas. De forma que os dados coletados serviram para alimentar o modelo de mapeamento indireto (Liu et al., 2020).

A etapa campo possibilitou o reconhecimento da área, fornecendo informações necessárias para a compartimentação da área, como também para a determinação das classes de solo. Esta etapa forneceu o material necessário para diagnósticos obtidos nos ensaios granulométricos, de fertilidade e espectrorradiométricos, além das descrições morfológicas que são a principal fonte de categorização do solo.

Em duas campanhas de coletas, sendo a primeira ao longo da Bacia do Rio Vermelho, foram coletadas amostras de solo em 28 pontos, com auxílio de um trado manual, para que se alcançasse as profundidades de 00-20cm, 20-40cm e 60-80cm.

Em uma segunda amostragem espacial dos solos, foram visitados 94 pontos na região da APA NRV, realizando-se coletas superficiais (00-20cm) do material pedológico, para a criação de uma biblioteca espectral. Pois esta metodologia permite a detecção hiperespectral remota de solos de diferentes domínios, e auxiliam no desenvolvimento de calibrações robustas para previsão multivariada de propriedades do solo aplicáveis em escala regional e global a partir de imageadores hiperespectrais (Nocita et al., 2015). Além disso, as bibliotecas espectrais de solo permitem a identificação de alterações espectrais temporais nos locais de amostragem, ajudando a revisar configurações espectrais de sensores orbitais e aéreos recentes (Chabrillat, et al., 2019).

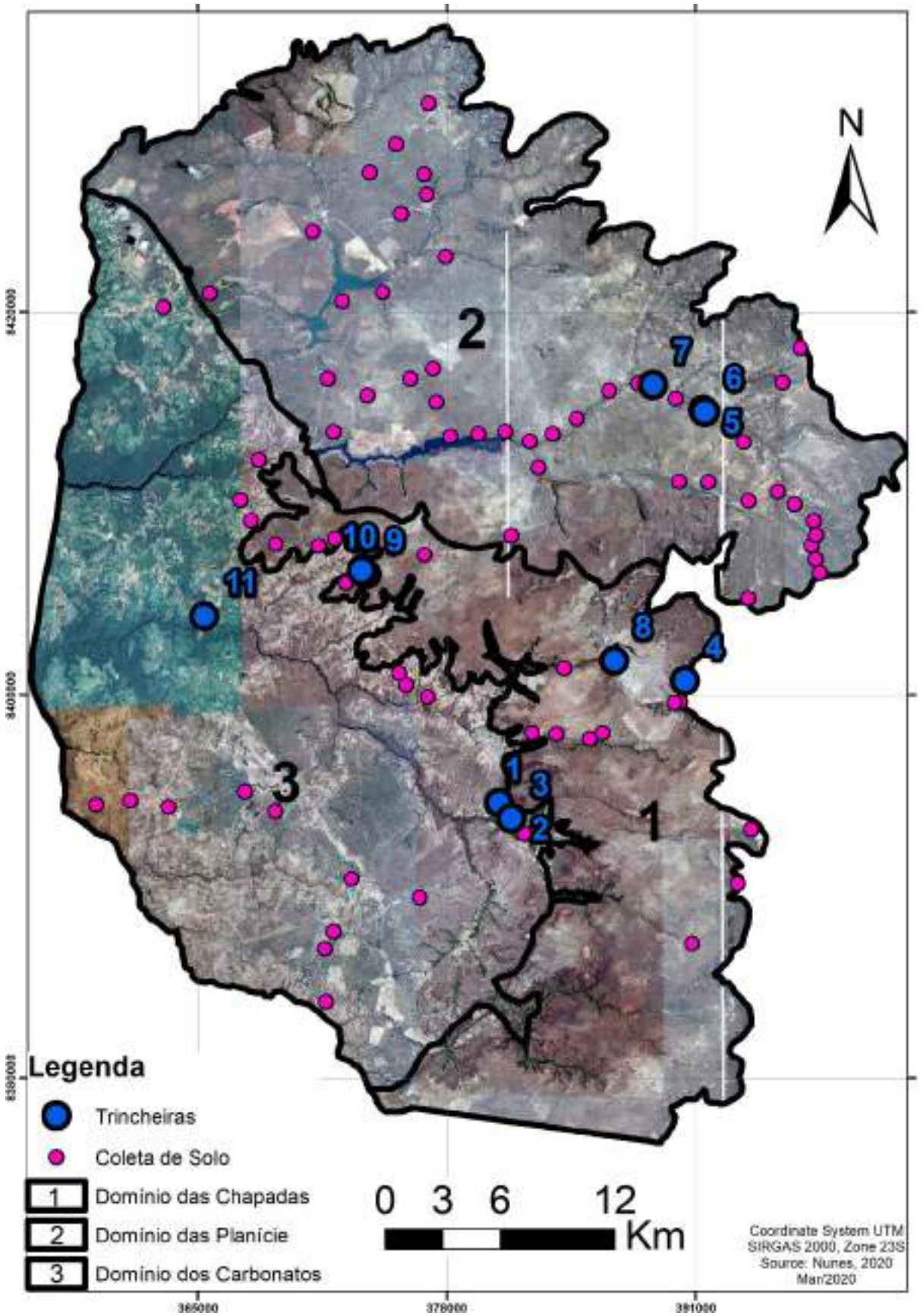


Figura 39. Imagem da compartimentação da APA NRV, seguido da localização dos pontos de coletas e descrições morfológicas.

Depois de estabelecidos as formações pedológicas da Apa NRV, foram realizadas descrições morfológicas conforme estabelecido pelo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS, EMBRAPA, 2018). Estudos envolvendo a caracterização das classes de solos são fundamentais para elucidar dúvidas relativas ao comportamento físico, químico e morfológico dos materiais pedológicos. Fatores como a topografia e a posição da paisagem auxiliam na classificação do solo, sendo relevantes pois influenciam na pedogênese (Rodolfo et al., 2015).

As descrições in situ foram desenvolvidos em perfis previamente limpos de materiais transportados e alterados pelo intemperismo superficial, seguida da definição dos horizontes pedológicos. Em cada horizonte estabelecido foram realizadas classificações visuais de cores baseada na Carta de Munsell, testes de estruturas (grau, tamanho e forma), consistência, quantidade e tamanho de poros, tanto para o solo seco quanto úmido. Também foram realizadas descrições embasadas na análise da topografia do terreno, e a presença de raízes. As amostras de solo coletadas nos horizontes das trincheiras foram submetidas ao TFSA (Terra fina seca ao ar), a ensaios granulométricos e de fertilidade. Foram verificados o PH, quantidade de matéria orgânica, complexos sortivos, relações entre os cátions básicos (Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^{+}), a atividade das argilas e micronutrientes. A classificação granulométrica foi efetuada com base nas frações da terra fina seca ao ar (TFSA), e classificadas segundo o triângulo textural.

Como informação complementar, foi criada uma biblioteca espectral dos solos superficiais coletados na Apa NRV, utilizando-se do espectrorradiômetro Fieldspec 3 e do software Envi 5.3. As curvas espectrais serviram para o agrupamento das amostras de solos dentro das classes observadas nas descrições morfológicas e confirmadas através das análises de fertilidade.

Para a elaboração da arvore de decisão e classificação dos solos, foram testados dois Modelos de Elevação Digital de Terreno (MDT), uma imagem SRTM (resolução de 30m) e outra Alos Palsar (resolução de 12,5m) (Figura 40). Apesar da segunda fornecer melhor resolução espacial, a sua resolução vertical é inferior à segunda, além de ser uma imagem que já passou por diversos tratamentos, o que influencia diretamente na finalidade pretendida com o geoprocessamento.

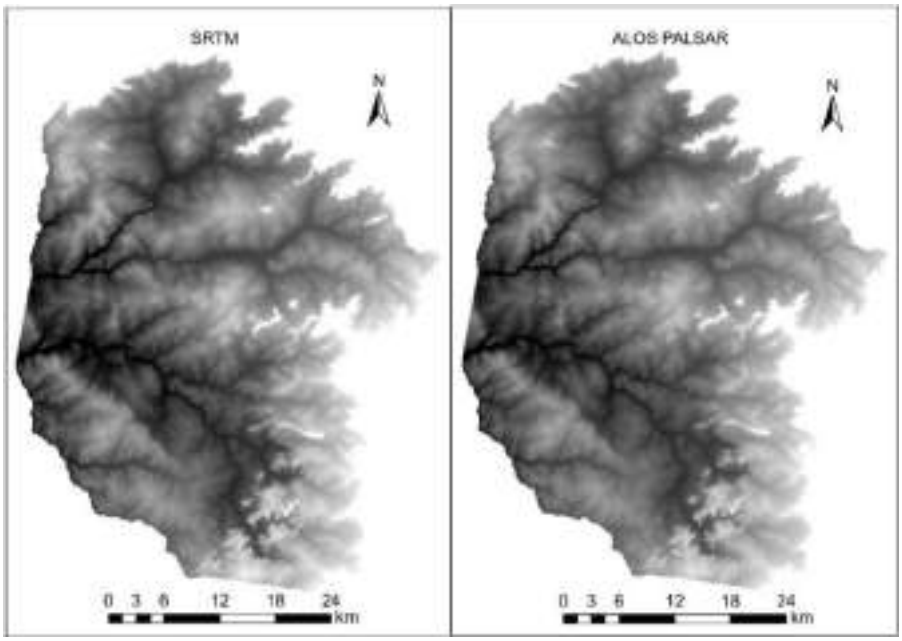


Figura 40. Modelos de Elevação digital de Terreno testados para a elaboração da árvore de decisão e classificação automática do solo.

Para a elaboração da árvore de decisões foi usado o ENVI 5.3, através da metodologia proposta por Vasconcelos et al., (2012), afirmando que uma composição colorida permite sintetizar em uma imagem diferentes informações morfométricas. Segundo o autor a classificação por árvore de decisão estabelece uma regra hierárquica e binária de partição dos valores de atributos de terreno.

A imagem SRTM serviu como base para a extração da elevação, da declividade e do aspecto, com auxílio do ArcGis 10.5, visando gerar uma composição colorida (RGB) no Envi 5.3, na qual a elevação compôs a banda R, a declividade representou a banda G e o aspecto integrou o B.

Baseando-se nas imagens obtidas da área, e nos dados de campo, foi feita uma compartimentação da APA em três regiões (Figura 39), com características homólogas, afim de melhorar a aplicação das equações elaboradas, para alimentar a árvore de decisão. Os aspectos levados em consideração foram litológicos, como no domínio dos carbonatos, e geomorfológicos, representados pelo domínio das planícies e dos relevos residuais, suportados por carapaças lateríticas. Esta compartimentação é baseada em conceitos de evolução da paisagem, levando-se em consideração critérios que incluem morfologia (forma), genética (processo), composição e estrutura, cronologia, associações de sistemas ambientais (cobertura do solo, pedologia e ecologia), bem como relações topológicas espaciais de características da superfície (formas de relevo), (Bispo et al., 2012). Também foram tomados como referência as observações e os dados de campo

O domínio das planícies é caracterizado pela presença de Neossolo Quartzarênico em abundância, com relevo plano a suave ondulado na maior parte de sua extensão, a presença de lateritas neste domínio é baixa. A litologia que aparece com maior frequência nesta região são as rochas da Formação Posse.

O domínio dos relevos residuais é marcado pela maior expressão de Latossolos, como também de lateritas que dão suporte a maior parte das colinas e chapadas presentes nesta região. As rochas da Formação Serra das Araras são as mais expressivas nesta região.

O domínio dos carbonatos é visualmente marcado por grandes lineamentos regionais, devido aos planos de fraturas das rochas da Formação Lagoa do Jacaré, composta por carbonatos intercalados com siltitos. As cavernas, dolinas e cânions estão concentradas na fronteira destes domínios com os outros delimitados.

As áreas compartimentadas foram classificadas através de árvores de decisão (Figura 41) (ferramenta disponível no ENVI 5.3), elaborando-se uma equação para cada classe de solo (Tabela 7), nas quais as variáveis das equações são compostas por parâmetros físicos que incluem a elevação, a declividade e o aspecto. Os parâmetros físicos foram confirmados pelos dados de campo, incluindo as coletas e as descrições, para que o mapa se aproximasse da realidade pedológica observada na Apa NRV. As equações não apresentam complexidade, mas fatores como ordenamento dos solos influenciam na área classificada, e por isso houve a necessidade de compartimentação morfológica. Devido à limitação instrumental, a equação dos Organossolos não compôs as árvores de decisão, mas sua equação serviu como base para a delimitação manual destes solos no Arcgis 10.5.

Tabela 7. Tabela das equações do solo para o domínio morfológico das Chapadas, na qual o parâmetro B1 é a elevação, B2 a declividade e B3 é o aspecto.

Solo	Equação
Neossolo Litólico Urucuia	B1 LT 900 AND B2 GT 8
Cambissolo Urucuia	B1 LT 940 AND B2 GT 6
Latossolo	B1 GT 825 AND B2 LT 6
Neossolo Quartzarênico	B1 GT 730 AND B1 LT 900 AND B2 LT 7
Neossolo Litólico Bambuí	B1 GT 504 AND B1 LT 735 AND B2 GT 7
Cambissolo Bambuí	B1 GT 500 AND B1 LT 735 AND B3 LT 0
Chernossolo	B1 GT 500 AND B1 LT 735 AND B2 LT 7
Organossolo	B1 GT 715 AND B1 LT 740 AND B2 LT 3

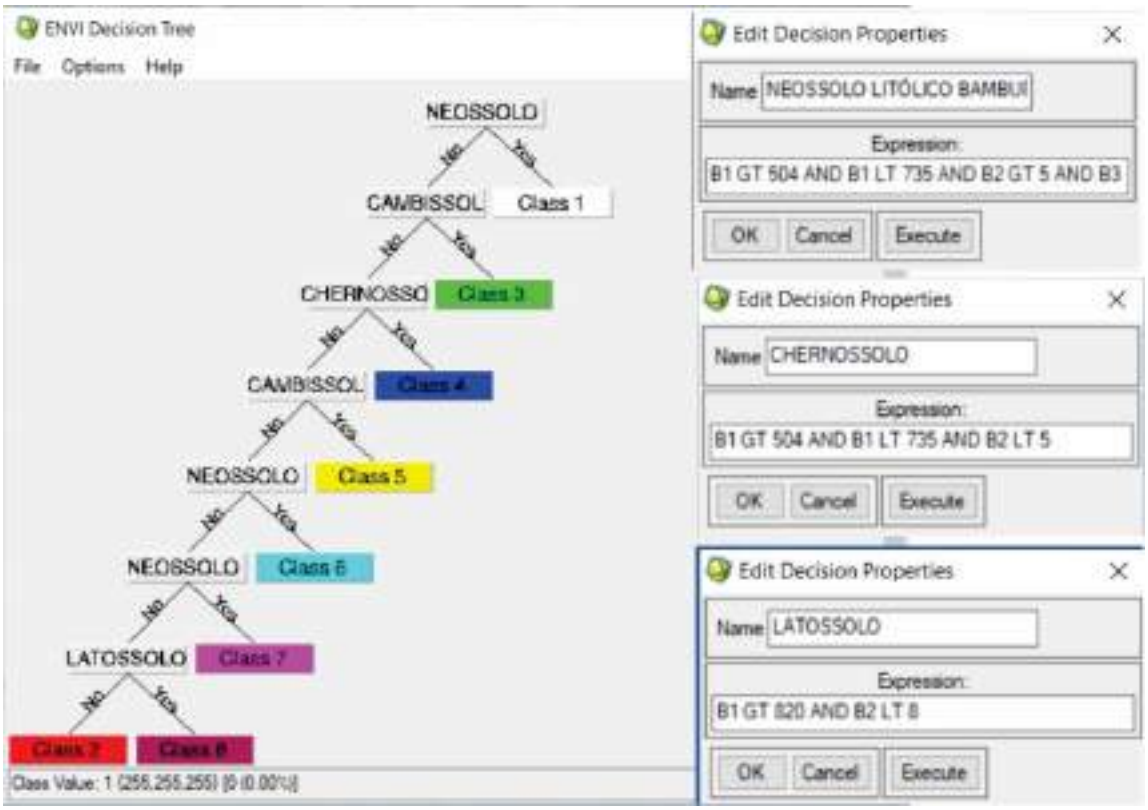


Figura 41. Ilustração da árvore de decisão com algumas das equações elaboradas para a classificação do Neossolo Litólico, Chernossolo e Latossolo.

As etapas foram executadas na ordem proposta por questões de interdependência entre as fases. As primeiras etapas forneceram suporte teórico, ou serviram como base de dados para as seguintes como está demonstrado no fluxograma da Figura 42. Como as informações da árvore de decisão foram subtraídas de um MDT (SRTM) que apresenta resolução espacial e vertical de 30m, levou-se em consideração as análises de campo para delimitar os contatos dos solos nas equações, como também os perfis de descrição morfológica, já os pontos de coleta superficial serviram como confirmação das informações por fotos ou por comparação direta entre as curvas espectrais.

Com a aquisição de dados em campo, e posteriormente com as análises laboratoriais buscou-se uma integração das informações para a elaboração de um mapa de solo que contemplasse a

realidade da Apa NRV. A ferramenta de ligação das informações foi software ENVI 5.3, com a possibilidade de criação das equações que abasteceram as árvores de decisão, mas todas as etapas que antecederam o mapa de solos foram importantes para a confirmação das informações que foram convertidas em valores que integraram as equações (apresentadas na Tabela 7).



Figura 42. Fluxograma das etapas de elaboração da pesquisa.

Resultados e Discussões

O material pedológico foi classificado segundo o SiBCS, Embrapa, 2018, e categorizado dentro das classes de solos existentes. Foram descritos na região da Apa NRV seis classes de solos, mas como algumas destas classes foram geradas a partir de diferentes materiais de origem, foram individualizadas pela litologia exposta.

Os Latossolos (Figura 43 C) segundo a SiBCS, Embrapa, 2018, são solos que passaram por processos longos e intensos de intemperização, marcado pela presença de um horizonte Bw, com abundancia em óxidos de ferro, alumínio, e argilas de baixa atividade. Na região de estudo o solo apresenta cor vermelho-amarelo, textura média, grau moderado, forma granular com blocos subangulares, consistência macia quando seco e friável quando úmido, com poros de variados tamanhos, e a topografia do relevo é plano. Normalmente estão associadas as chapadas (Figura 44 A), em cotas do terreno acima de 740m de elevação.

Os Organossolos (Figura 43 F) são diagnosticados por um horizonte hístico, devendo apresentar uma espessura de ao menos 60cm, com uma composição mínima de 75%¨de matéria orgânica, com a saturação do horizonte C durante a maior parte do ano. Na área da Apa NRV, os Organossolos estão concentrados principalmente nas regiões de drenagens, associados a Formação Posse, os relevos variam de plano a suave ondulado. Eles são associados a áreas de drenagem principalmente nos locais onde a Formação Posse é aflorante, em cotas sem muitos desníveis do terreno, entre 720m e 740m.

Os Neossolos Quartzarênicos (Figura 43 D) são pouco evoluídos, constituídos por material mineral e menos de 20 cm de material orgânico, sem nenhum horizonte B diagnóstico. Na região da Apa NRV eles são formados a partir de duas litologias, a Formação Posse (Figura 44

B) composta por arenitos esbranquiçados, com estratificações cruzadas decamétricas, exposto principalmente em áreas de depressões periféricas ou nas Cuestas. A outra litologia associada a estes solos é o Grupo Areado (Figura 44 D), composto por arenitos amarelados, com ou sem presença de laterita (quando presentes as lateritas são menores que as da Formação Serra das Araras). Eles apresentam cor variável em ter amarelado ou esbranquiçado de acordo com a litologia, textura arenosa, blocos subangulares. consistência solta, sem plasticidade ou pegajosidade, e estão posicionados em relevos que variam de plano a ondulado.

Os Neossolos Litólicos (ou Regolíticos) (Figura 43 E) não se diferenciam dos Quartzarênicos no que diz respeito à evolução, pois ambos apresentam baixo grau desenvolvimento in situ, mas uma característica diagnóstica deste solo é a baixa profundidade. Normalmente estes solos estão associados aos relevos mais dissecados ou íngremes, sendo mais comumente ligados aos siltitos da Formação Lagoa do Jacaré (Figura 44 E, F e G), mas também podem se forma em outras litologias, onde a declividade não permite o acúmulo de colúvio ou de solo in situ.

Os Chernossolos (Figura 43 B) são diagnosticados por um horizonte A chernozêmico, seguido por um B incipiente ou textural, ambos com argila de alta atividade e eutróficos. Na Apa NRV estes solos estão associados as rochas carbonáticas da Formação Lagoa do Jacaré (Figura 44 G), com cores variáveis (de um vermelho 7,5R 3/6, até cores mais esbranquiçadas 2,5YR 2/2). Localizados em relevos planos ou suave ondulado, em posições de meia encosta, apresentando textura argilosa, grau das estruturas muito forte, blocos subangulares, e consistência dura quando seco e firme na presença de umidade.

Os Cambissolos (Figura 43 A) representam uma classe muito variável de solos, mas que apresentam como características ausência de texturas médias ou finas e baixo desenvolvimento em relação a profundidade, com presença de fragmentos de rochas. Este tipo de solo pode estar associado a qualquer litologia presente na Apa NRV, sendo descrito em arenitos dos Grupo Urucuia e em rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, em áreas escarpadas, em posição de meia encosta ou sopé.

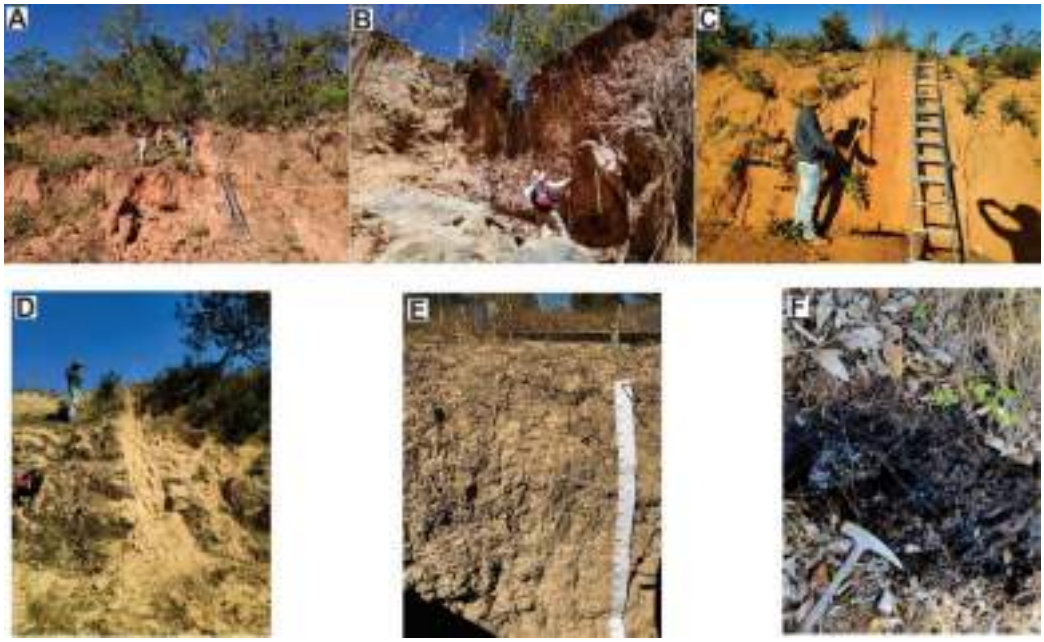


Figura 43. A) Perfil de Cambissolo desenvolvido em rochas da Formação Serra das Araras, devido ao relevo íngrime. B) Perfil de Chernossolo desenvolvido em carbonatos da Formação Lagoa do Jacaré, descrito em um perfil cavado pela erosão. C) Perfil de Latossolo desenvolvido em área de chapada da Formação Serra das Araras. D) Perfil de Neossolo Quartzarênico

desenvolvido em rochas da Formação Posse. E) Perfil de Neossolo Litólico, desenvolvido em Siltitos da Formação Lagoa do Jacaré. F) Perfil de Organossolo, desenvolvido em Fundo de vale, sobre rochas da Formação Posse.

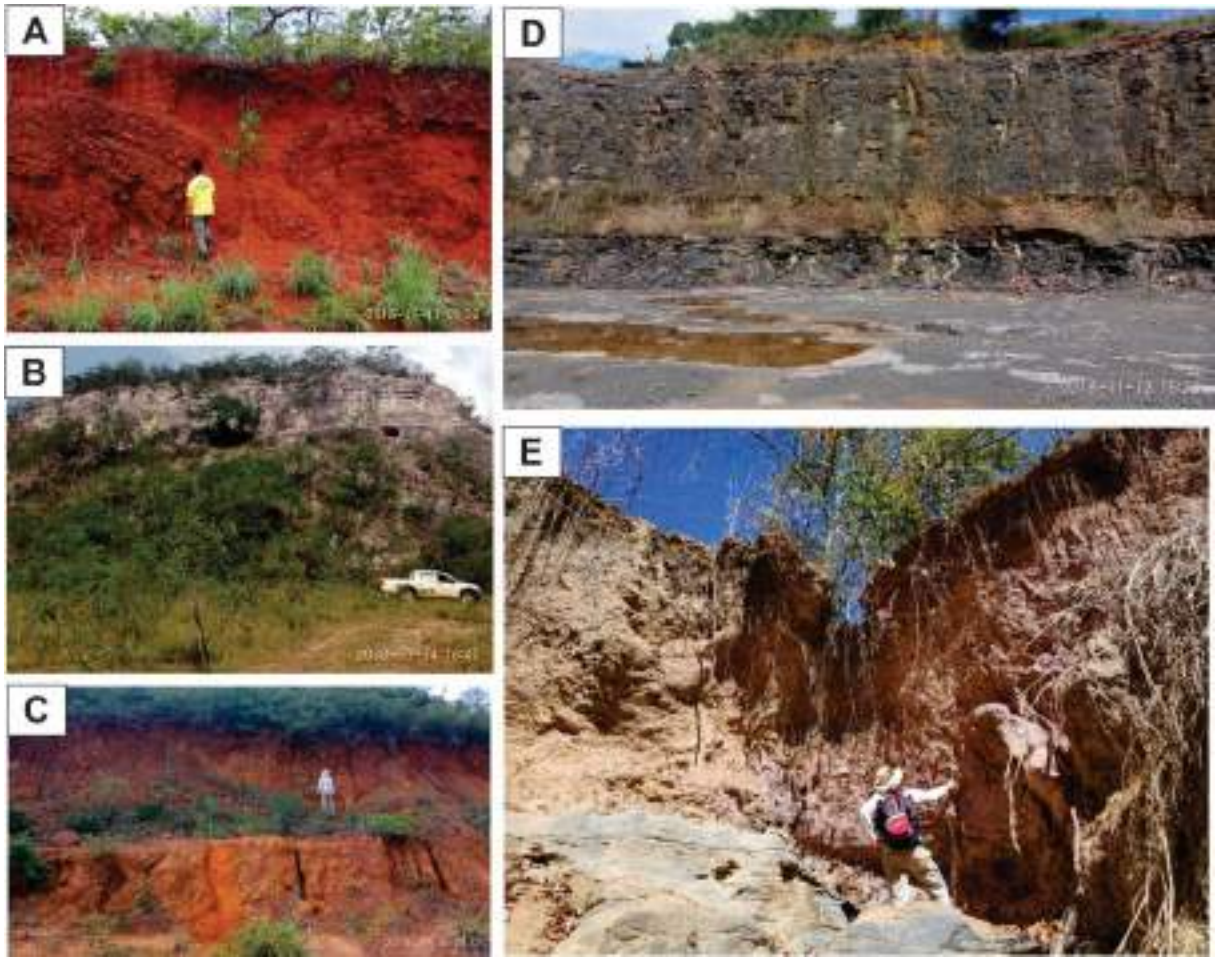


Figura 44. A) Serra das Araras Formation; B) Posse Formation; C) Areal Group; D) Lagoa do Jacaré formation (Limestones and Claystones); D) Acrisols and Claystone outcroup.

Com base nas informações obtidas em campo foi elaborado um perfil representativo dos solos (Figura 45), cada qual acompanhando a litologia que fornece o material de origem, quando desenvolvido in situ. Mas levando em consideração que o nível de base são as drenagens principais, seria mais adequado representar o desenvolvimento dos solos em dois perfis.

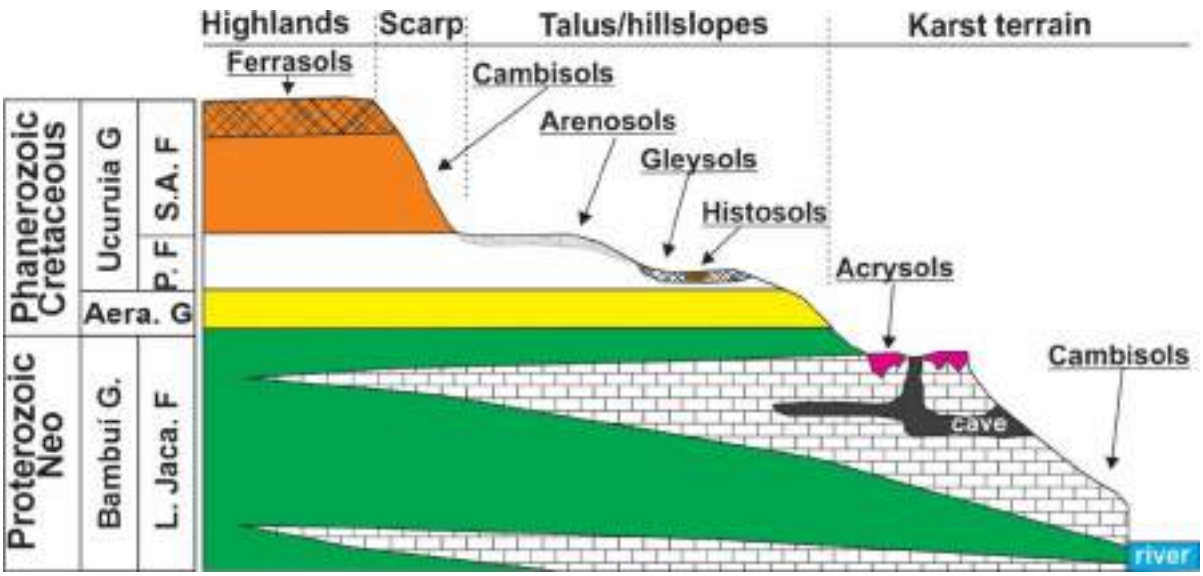


Figura 45. Sequência estratigráfica das litologias encontradas na Apa NRV associadas aos solos subjacentes.

As análises de fertilidade do solo possibilitaram o diagnóstico dos Chernossolo, como também a confirmação das outras classes identificadas em campo. A Tabela 8 é uma compilação das análises laboratoriais. Outras confirmações como a composição dos Neossolos Quartzarênicos, constituídos basicamente por areia, já nos latossolos foi confirmado pela presença de argilas de baixa atividade (principalmente caulinita) e presença de óxidos (hematita e goetita). Os Organossolos apresentaram a maior quantidade de matéria orgânica (mais de 33% da composição).

Tabela 8. Dados de fertilidade e granulometria dos perfis de solo diagnósticos da APA NRV. As siglas entre parênteses S4, S7, S9, S10 e S11 correspondem a localização dos pontos em campo.

Hz	Granulometria			Classificação	C Org. Total	PH		Complexo Sortivo							Relações			CTC	V	m
	Areia	Silte	Arg.			H_2O	$CACl_2$	P	K	S	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Al^{3+}	H+Al	Ca/Mg	Ca/K	Mg/K			
Chernossolo (S11)																				
A	67,14	16,86	16,00	Franco - Arenoso	0,80	5,80	5,40	2,96	63,91	0,92	5,59	0,51	<0,1	1,82	11,0	34,2	3,1	8,08	77	0
AB	65,46	16,54	18,00	Franco - Arenoso	0,50	6,10	5,80	2,13	99,61	0,89	6,98	0,64	<0,1	0,91	10,9	27,4	2,5	8,78	90	0
Bt	61,66	14,34	24,00	Franco - Argilo - Arenoso	<0,2	6,30	5,80	1,81	84,67	7,00	0,65	<0,1	<0,1	0,99	10,89	32,3	3,0	8,86	89	0
BC	82,76	13,24	4,00	Areia Franca	<0,2	6,80	6,10	3,33	47,05	<0,5	2,96	0,23	<0,1	0,66	12,9	24,6	1,9	3,97	83	0
Cambissolo (S10)																				
A	44,76	30,24	25,00	Franco - Argilo - Arenoso	1,72	5,40	5,00	7,27	111,62	0,63	7,08	1,26	<0,1	2,89	5,6	24,8	4,4	11,52	75	0
Bi	51,42	24,58	24,00	Franco - Argilo - Arenoso	0,51	5,80	5,40	3,07	148,76	0,71	4,85	1,08	<0,1	1,57	4,5	12,7	2,8	7,88	80	0
BC	50,16	23,84	26,00	Franco - Argilo - Arenoso	<0,2	5,80	5,50	1,90	213,76	<0,5	5,85	1,78	<0,1	1,65	3,3	10,7	3,3	9,83	83	0
CB	43,04	28,96	28,00	Franco - Argilo - Arenoso	<0,2	6,40	5,90	2,03	276,98	<0,5	6,79	3,15	<0,1	0,99	2,2	9,6	4,4	11,64	91	0
Latossolo (S4)																				
A	82,18	3,82	14,00	Franco - Arenoso	0,40	4,70	4,10	2,97	22,34	1,66	0,30	0,13	0,34	2,72	2,3	5,3	2,3	2,72	18	41
AB	79,64	2,36	18,00	Franco - Arenoso	0,10	4,80	4,10	1,49	10,88	0,88	0,25	<0,1	0,16	1,49	2,5	9,0	3,6	1,87	20	30
BA	73,90	4,10	22,00	Franco - Argilo - Arenoso	<0,2	5,00	4,30	0,63	7,26	1,07	0,25	0,11	<0,1	1,57	2,3	13,5	5,9	1,95	19	0
BW	65,82	6,18	28,00	Franco - Argilo - Arenoso	<0,2	4,80	4,40	0,70	3,46	<0,5	0,25	<0,1	<0,1	1,40	2,5	28,3	11,3	1,76	20	0
Neossolo Quartzarênico (S9)																				
A	94,88	1,12	4,00	Areia	0,40	4,90	4,30	7,19	23,79	1,02	0,28	<0,1	0,33	2,15	2,8	4,6	1,6	2,59	17	43
A/C	94,74	1,26	4,00	Areia	0,10	4,70	4,30	2,65	9,72	0,91	0,18	<0,1	0,37	2,06	1,8	7,2	4,0	2,36	13	55
C1	93,62	2,38	4,00	Areia	0,10	4,60	4,20	1,20	11,60	0,66	0,17	<0,1	0,27	1,40	1,7	5,7	3,4	1,70	18	47
C2	93,78	2,22	4,00	Areia	<0,2	4,60	4,20	1,61	10,28	0,74	0,18	<0,1	1,26	1,16	1,8	6,8	3,8	1,47	21	46
C3	94,84	1,16	4,00	Areia	<0,2	4,70	4,10	<0,3	6,64	<0,5	0,23	<0,1	0,16	0,83	2,3	13,5	5,9	1,18	29	32
Organossolo (S7)																				
H1	INC	INC	INC	Silte	33,10	3,60	2,70	4,88	18,94	1,63	0,34	<0,1	3,75	64,52	3,4	7,0	2,1	65,01	1	88

Os dados obtidos em campo e em laboratório demonstram que as classes de solo presentes na área da Apa NRV obedecem a uma topossequência, o que colaborou para a elaboração das equações. Os MDTs possibilitaram identificar que com alívio depressão, em consequência da erosão do Grupo Urucuia, as rochas carbonáticas do Grupo Bambuí podem ter soerguido, o que explicaria a maior altitude destas rochas na porção norte da Apa. A disposição espacial do material pedológico está intimamente associada à geologia e à geomorfologia, de forma que com a compartimentação geomorfológica foi possível detalhar com a precisão fornecida pela imagem SRTM.

Os arenitos, quando sujeito ao intemperismo químico e físico se desagregam com facilidade. A situação ideal para a formação de latossolos na Apa NRV, são nas chapadas ou nos relevos residuais, que são mais comuns na porção sudeste da Apa. Uma das situações favoráveis para a sustentação de relevos residuais, é a suporte que carapaças lateríticas fornecem, este tipo de estruturação foi identificado em campo. Enquanto que na Formação Serra das Araras, os arenitos avermelhados, apresentarem suas características típicas de transporte fluvial, e por este motivo conter maior teor de argila, que causa abafamento no sinal da antena. Os arenitos da Formação Posse apresentam grandes estratificações cruzadas, típicas de ambientes eólico, são constituídos basicamente por areia, mas os estratos permitem o acumulo de minerais magnéticos, e por esta razão apresentam reflexão do sinal mais alta.

A partir das informações de campo foi possível elaborar um modelo sobre o entendimento para a formação dos níveis lateríticos, embora lateritas com colorações e formas diferentes indicando outros processos de gênese estejam presentes na região. O modelo foi elaborado a partir de um MDT, e com base na localização de um paleocanal que tornou possível inferir o nível dinâmico do lençol freático.

As classes de solo identificadas acompanham os limites litológicos como também o relevo. Estas observações constatadas em campo, foram transformadas em informações numéricas através das equações dos solos.

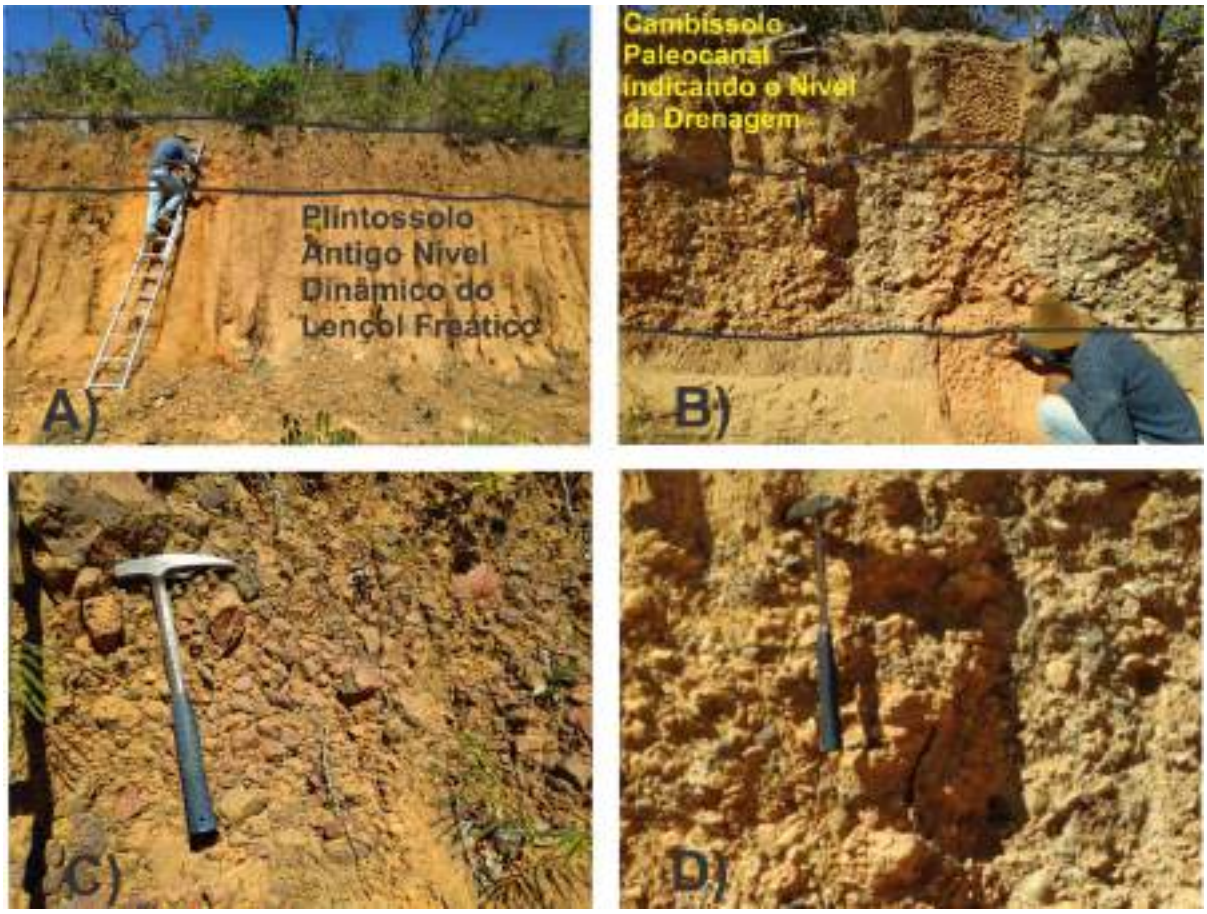


Figura 46. A) Antigo nível dinâmico do lençol freático, registrado pelo nível laterítico. B) ilustração do palecanal. C) Imagem de detalhe do nível laterítico. D) imagem de detalhe do paleocanal.

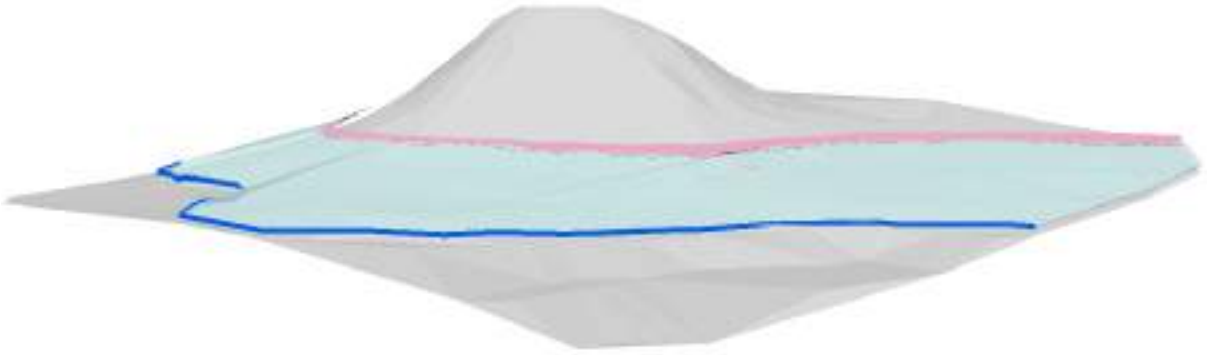


Figura 47. Situação do palecanal e lençol freático, contribuindo para a gênese de lateritas que dão suporte aos relevos residuais da região.

Os elementos presentes no solo apresentam diferentes faixas de refletância os espectros de 350 a 1000 nm estão relacionados às interações da radiação eletromagnética com os óxidos e hidróxidos de ferro o intervalo de 480 a 530 nm está relacionado respectivamente a goethita e hematita A faixas de 1400 a 1900 nm estão relacionadas à presença de água O pico acentuado em 2200 nm pode indicar a presença de caulinita, o produto de alteração de feldspatos, feldspatóides e outros silicatos A faixa de 2300 a 2500 nm das amostras apresentam comportamento espectral semelhante.

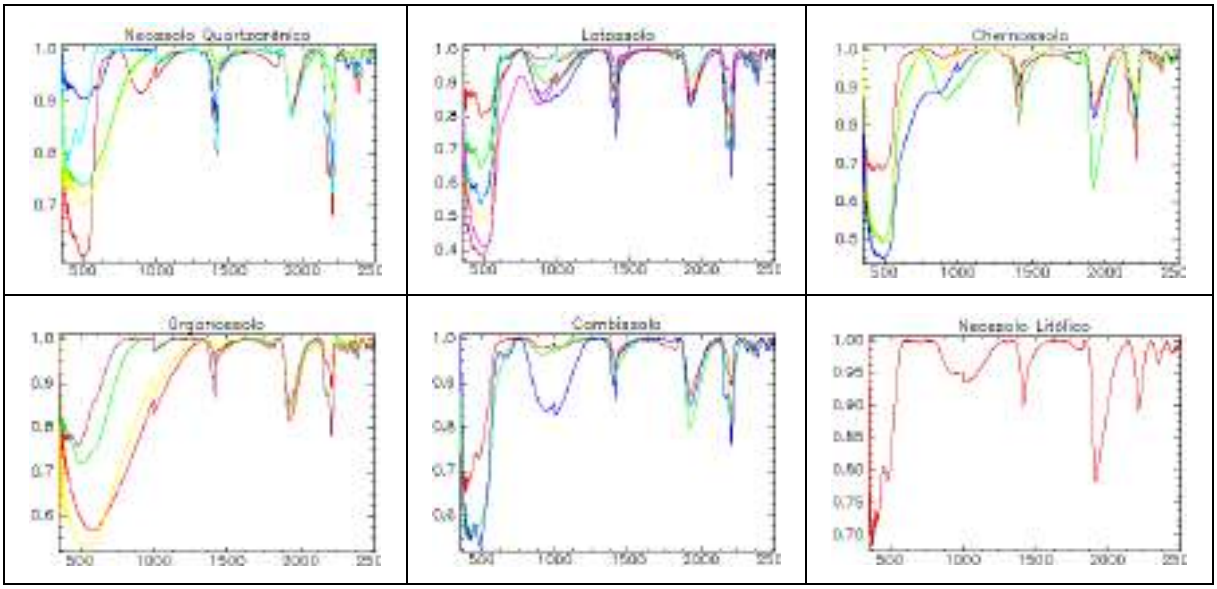


Figura 48. Curvas espectrais com a remoção do continuo, dos solos da área incluindo Cambissolos, Chernossolos, Neossolos, Latossolos e Organossolos, com a definição dos picos de reflexão para óxidos de ferro, água e alguns silicatos, É possível identificar que os argissolos tem maior quantidade de óxidos, capacidade de absorver água e quantidade de outros minerais silicatos, já os Neossolos apresentam as três características reduzidas.

As curvas espectrais dos solos, embora apresentam similaridades nos picos, podem ser diferenciadas através de observações básicas. Para se entender e interpretar estas curvas dos solos é necessária uma compreensão da composição base do material pedológico. Para os solos ricos em óxidos de ferro como os Chernossolos da área em questão, deverá ocorrer um pico de absorção no intervalo do Visível ao Infravermelho Próximo, originadas basicamente das transições eletrônicas de transferência de carga e de campo cristalino. Nos gráficos gerados com a remoção do contínuo, estas respostas aparecem em 2 picos de absorção (profundidade da curva ou concavidade), o primeiro no intervalo de comprimento da onda que vai de 450 nm até 550 nm (eixo X), e um segundo pico que vai do intervalo de 900 nm a 1000 nm (eixo X).

Com base em informações nas curvas dos Chernossolos, o eixo Y (refletância normalizada), os dois picos correspondentes aos óxidos alcançam respectivamente 0,5 e 0,9 (obs: não tem unidade, mas representa o valor de refletância direcional (ρ) (a característica principal destes solos é banda intensa e larga centrada em 950 nm, uma centrada em 650 nm e outra entre 450 e 530 nm). Para os latossolos os mesmos picos alcançam 0,4 e 0,85 (eixo Y), já os Neossolos apresentam apenas o primeiro pico que alcança o valor médio de 0,7, o segundo pico é desprezível (característica principal a forma convexa no intervalo espectral de 400 a 1300 nm).

Uma das contribuições desta etapa, foi a possibilidade de se agrupar os solos coletados em campo, dentro das classes diagnosticadas através das descrições morfológicas, e ensaios de fertilidade, baseado nas observações dos picos de óxidos, argilominerais e conteúdo de água.

O resultado do mapa de solo atendeu as expectativas, delimitando as classes de solo verificadas em campo com determinada precisão. Os dados de campo foram integrados às geotecnologias

de maneira adequada, permitindo que as variáveis nas equações apresentassem margens de erros pequenas em relação a realidade da área.

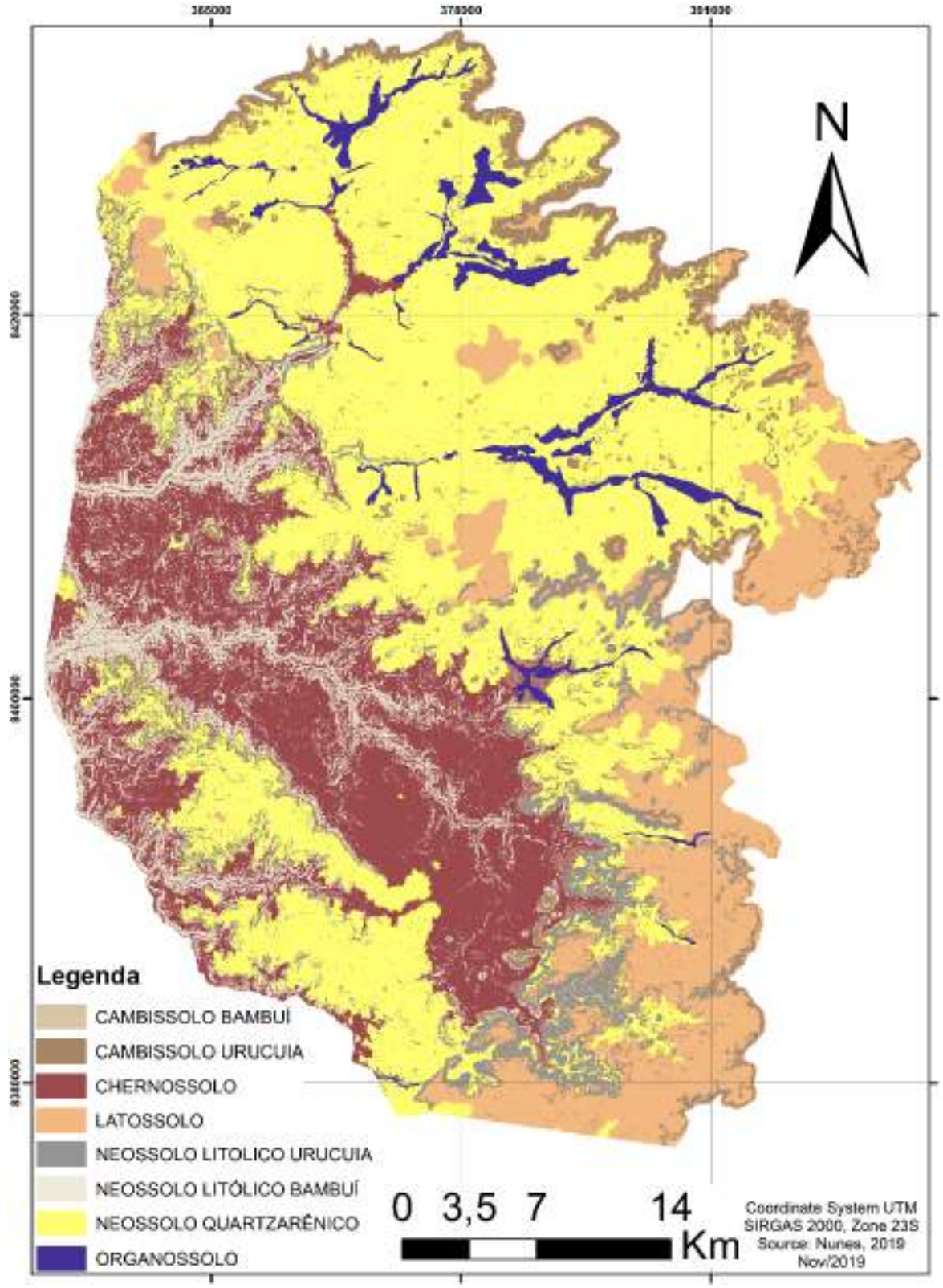


Figura 49. Mapa de solo elaborado a partir das informações de campo e laboratório, introduzidas nas equações pedológicas.

A transição das informações coletadas e geradas através dos dados tornou possível a elaboração do mapa localizado na Figura 49. O mapa em questão apresenta muitas distinções em relação ao gerado anteriormente pela EMBRAPA, a destacar pela ausência de Argissolos e presença de Chernossolos, como também pela inclusão de Organossolos.

A subdivisão em domínios morfológicos permitiu fazer adequações devidos as particularidades do relevo em cada porção. Embora os Organossolos tenham sido definidos manualmente no Arcgis 10.5, foi elaborada uma equação específica para este tipo de solo, o que permitiu maior eficácia na delimitação das áreas que correspondiam a está classe de solo.

A classificação dos solos se deu primeiramente através das descrições morfológicas, que tornaram possível identificar cinco das classes de solos mapeadas na Apa NRV. Os Latossolos descritos em perfis tradicionais, como retratado na literatura, com horizontes A, AB, BA e BW definidos em campo, seguindo os critérios da Embrapa.

Os Neossolos Quartzarênicos abrangem uma região de aproximadamente 760 Km² (43,1%), estão representados no mapa pela cor amarela, concentrados na porção nordeste da APA NRV, eles não necessitam de muitos parâmetros físicos para se desenvolver na região, já que a Formação Posse, composta basicamente por matriz eólica, contribui para a gênese deste solo com uma grande quantidade de areia fina e média. Não havendo contribuições exógenas os Neossolos Quartzarênicos constituem grandes perfis de solos, em áreas extensas na região.

Os Organossolos representam um território próximo de 48 Km² (2,7%), sendo representados pela cor azul escuro do mapa, estão localizados em domínios da Formação Posse, mais especificamente nos fundos de vale, em áreas de drenagem, onde o acumulo de matéria orgânica é possível, formando horizontes hísticos com mais de 2m de profundidade.

Os Chernossolos abrangem uma região de 340 Km² (19,3%), e são representados no mapa pela cor coral, eles ficaram restritos aos domínios dos carbonatos, assim como os Neossolos Quartzarênicos e os Latossolos se restringiram aos domínios dos arenitos. A organização topográfica dos solos de acordo com as informações obtidas com estudo da Catena

Os Latossolos compreendem um território de aproximadamente 235 Km² (13,3%), representado pela cor laranja no mapa, eles acompanham principalmente a borda leste do mapa, localizado sobre as cotas mais altas e planas do terreno, onde se situa a Formação Serra das Araras. As equações destes solos não apresentaram alto grau de complexidade, devido as características das chapadas, localizadas nas maiores elevações e com pouca ou nenhuma declividade.

Os Neossolos Litólicos (ou Regolíticos) recobrem uma região de pouco mais de 168 Km² (9,5%), representados pelas cores cinza claro e cinza escura para diferencia o que tem como material de origem os arenitos, dos que são formados por siltitos e carbonatos, não se diferenciam dos Quartzarênicos no que diz respeito à evolução, pois ambos apresentam baixo grau desenvolvimento in situ, mas uma característica diagnóstica deste solo é a baixa profundidade. Normalmente estes solos estão associados aos relevos mais dissecados ou íngremes, sendo mais comumente ligados aos siltitos da Formação Lagoa do Jacaré, mas também podem se forma em outras litologias, onde a declividade não permite o acúmulo de colúvio ou de solo in situ. Os neossolos Litólicos e Cambissolos não são restringidos pelo

material de origem, mas sim pelas condições de relevo, podendo ser localizados em diversas porções da região, mas em baixa porcentagem em relação aos outros solos.

Os Cambissolos apresentam uma área de mais de 180 Km² (10,2%), espalhados por toda região, eles são representados pelas cores marrom claro e marrom escuro, para distinguir os que se formam nos carbonatos dos que são formados por arenitos. Eles se localizam em regiões de encostas e de relevos com declividade mais acentuada.

Considerações Finais

A utilização de geotecnologias para diversas aplicações no campo das geociências ou ciências da Terra tem sido realizada com êxito, mas a eficiência destes métodos nem sempre é satisfatória, alcançando resultados difusos ou com alto grau de incertezas. Mas a acurácia dos métodos indiretos pode ser melhorada através de associações que não são tradicionalmente executadas ou verificadas na literatura.

As descrições morfológicas foram responsáveis pelo diagnóstico das classes de solo encontradas, os critérios classificados em campo como cor, estrutura, poros e consistência, foram importantes para a correção de informações bibliográficas equivocadas e rearranjo de outros passos como pontos de tradagem. A coleta dos diferentes horizontes descritos sanou as dúvidas de campo através das análises laboratoriais.

As análises de fertilidade contribuíram para distinção química, a exemplo dos Chernossolos anteriormente classificados como Argissolos, além de trazer informações sobre a composição de macro e micronutrientes, quantidade de matéria orgânica, argilas de baixa e alta atividade e complexos sortivos presentes no solo.

A curvas espectrorradiométricas são muito úteis quando associadas a imagens hiperespectrais, mas serviram para finalidade de agrupamento dos solos coletados nos diversos pontos dentro da Apa NRV. Através de algumas curvas e das fotografias dos locais de coleta de solo foi possível fazer associações entre alguns gráficos para definição dos solos em regiões desprovidas de descrições morfológicas.

O Envi 5.3 foi eficiente na integração de dados, como também na conversão destes em informações cartográficas. O mapa pedológico final apresentou uma escala de detalhe próxima da realidade, facilitando e execução de outros trabalhos que poderão ser realizados na região. A técnica empregada para o mapeamento na APA NRV foi relativamente de baixo custo e com eficiência em relação a outros métodos disponíveis no mercado e no meio científico.

Apesar de não existir referencial teórico para a integração das metodologias aplicadas, o resultado final do mapa para a escala aplicada foi satisfatório. O emprego de geotecnologias, integrados as ferramentas tradicionais e ao SIG para confecção de mapas pedológicos podem gerar ótimos resultados, embora os solos não apresentem composição e perfis uniformes. A assimilação entre pontos de diferentes localidades pode ser agilizada através da espectrorradiometria.

O mapa de solos apresentou mudanças significativas em relação às informações dos mapas anteriores (mapa pedológico da Figura 38), e devido a compartimentação morfológica, foi possível ajustar as equações para que o mapa concordasse com todos os pontos de coleta, ainda que o SRTM apresenta apenas 30m de resolução espacial.

Referencias

BALLABIO, C.; PANAGOS, P.; LUGATO, E.; HUANG, J. H.; ORGIAZZI, A.; JONES, A.; FERNANDEZ-UGALDE, O.; BORRELLI, P.; MONTANARELLA, L. Copper distribution in European topsoils: an assessment based on LUCAS soil survey**. Sci. Total Environ**. V. 636, p. 282–298. 2018.

BARGAOUI, Y. E.; WALTER, C.; MICHOT, D.; SABY, N. P. A.; VINCENT, S.; LEMERCIER, B. Validation of digital maps derived from spatial disaggregation of legacy soil maps. **Geoderma** V. 356 Nº: 113907. 2019.DOI: 10.1016/j.geoderma.2019.113907

BISPO, M. P.; JAMES, L. A.; SHRODER, J. F.; WALSH, S. J. Geospatial technologies and digital geomorphological mapping: Concepts, issues and research. **Geomorfology**, *v. 137 (1), p. 5-26.* 2012. doi: 10.1016 / j.geomorph.2011.06.027

CAMPOS J.E.G & DARDENNE M. A. Estratigrafia e sedimentação da Bacia Sanfranciscana: uma revisão. **Rev. Bras. Geoc.,** v. 27(3), p. 257-282. 1997.

CARNEY, M. N.; JOHNSTON, W. M. A novel regression model from RGB image data to spectroradiometric correlates optimized for tooth colored shades. **Journal of Dentistry.** V. 51 p. 45-48. 2016.

CEZAR, E.; NANNI, M. R.; GUERRERO, C.; DA SILVA JUNIOR, C. A.; CRUCIOL, L. G. T.; CHICATI, M. L.; SILVA, G. F. C. Organic matter and sand estimates by spectroradiometry: Strategies for the development of models with applicability at a local scale. **Geoderma,** V. 340, p. 224–233. 2019. doi:10.1016/j.geoderma.2019.01.021

CHABRILLAT, S.; GHOLIZADEH, A.; NEUMANN, C.; BERGER, D.; MILEWSKI, R.; OGEN, Y.; BEN-DOR, E. Preparing a soil spectral library using the Internal Soil Standard (ISS) method: Influence of extreme different humidity laboratory conditions. **Geoderma**, v. 355, p. 113855. 2019. doi:10.1016/j.geoderma.2019.07.013

CHANZY A.; TARUSSOV A.; JUDGE A.; BONN F. Soil water content determination using a digital ground-penetrating radar, **Soil Sci. Soc.** Am. J. v. 60 p.1318–1326. 1996.

CHEREM, L. F. S.; VARAJÃO, C. A. C. O papel da lito-estrutura do carste na morfodinâmica cenozóica da Serra Geral de Goiás (GO/TO/BA): aproximações iniciais. **Revista Geonorte** , v. 10 , p. 180-184 , 2014.

DE BENEDETTO, D.; CASTRIGNANÒ, A.; SOLLITTO, D.; MODUGNO, F. 2010. Spatial relationship between clay content and geophysical data. **Clay Minerals.** v. 45 (2), p. 197-207.

EMBRAPA (EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA; SOLOS, E.; MINISTÉRIO DA AGRICULTURA, P. E A. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 5. ed. Brasília: [s.n.]

GRIFFITH, G.; GOKA T. in: Safety Design for Space Systems, - The Space Environment: Natural and Induced Capítulo 2. **Theoretical Foundation and Basic Properties of Thermal Radiation**. P. 7-104. 2009.

LAMINE, S.; PETROPOULOS, G.; BREWER, P.; BACHARI, N. E. I.; SRIVASTAVA, P.; MANEVSKI, K.; KALAITZIDIS, C.; MACKLIN, M. Heavy Metal Soil Contamination Detection Using Combined Geochemistry and Field Spectroradiometry in the United Kingdom. **Sensors**. v. 19(4), p. 762. 2019.doi:10.3390/s19040762

NANNI, M. R.; DEMATTÊ, J. A. M. 2006. Spectral reflectance methodology in comparison to traditional soil analysis. **Soil Sci**. Soc. Am. J., 70:393-407.

NOCITA, M.; STEVENS, A.; VAN WESEMAEL, B.; AITKENHEAD, M.; BACHMANN, M.; BARTHES, B.; BEN-DOR, E.; BROWN, D. J.; CLAIROTTE, M.; CSORBA, A. 2015. Soil spectroscopy: an alternative to wet chemistry for soil monitoring. **Adv. Agron**. v.132, p. 139–159. https:// doi.org/10.1016/bs.agron.2015.02.002.

QI F, ZHU AX. Knowledge discovery from soil maps using inductive learning. **Int J Geogr Inf Sci**. 2003. v. 17, p.771-795.

RODOLFO, F. J.; ARAUJO, L. G.; SOUZA, R. Q.; BATISTA, F. P. D.; OLIVEIRA, D. N. S.; LACERDA, M. P. C. Soil-landscape relationships on toposequences in Brasilia, Federal District, Midwest OF Brazil. **Nativa**. v. 3 (1), p. 27-35. 2015. DOI: 10.14583/2318-7670.v03n01a05

RODRIGUES, M.; NANNI, M. R.; CEZAR, E.; SANTOS, G. L. A.; REIS, A. S.; OLIVEIRA, K. M. Evaluation of the use of spectroradiometry for the determination of soil exchangeable ions after the application of mining coproducts. **Applied Spectroscopy Reviews**, 2019. doi:10.1080/05704928.2019.1683569

SCHNEIDER, W.; YOUNG, R. Spectroradiometry methods Application note (A14). **Optronic Laboratories**, Inc., n. 407, p. 47, 1998.

SUN, F. J.; BAKR, N.; DANG, T.; PHAM, V.; WEINDORF, D. C.; JIANG, Z. D.; LI, H. L.; WANG, Q. B. **Geoderma.** v. 358 Nº: 113997. 2020. DOI: 10.1016 / j.geoderma.2019.113997

THOMAZ, E. L. Interaction between ash and soil microaggregates reduces runoff and soil loss. **Science of the Total Environment**, v. 625, p. 1257–1263, 2018.

VASCONCELOS, V.; CARVALHO JÚNIOR, O. A.; MARTINS, É. S.; COUTO JÚNIOR, A. F.; GUIMARÃES, R. F. G.; R. A. T. Sistema de classificação geomorfométrica baseado em uma arquitetura sequencial em duas etapas : árvore de decisão e classificador espectral, no Parque Nacional Serra da Canastra. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 13, nº 2. 2012. dx.doi.org/10.20502/rbg.v13i2.248

ZAJÍCOVÁ, K.; CHUMAN, T. Application of ground penetrating radar methods in soil studies: A review**. Geoderma**, v. 343, p. 116–129. 2019.

CAPÍTULO 3



Universidade de Brasília

Instituto de Geociências

AMANDA CECÍLIA NEUHAUSS AGUIAR

ANÁLISE DA EFICIÊNCIA DOS ARRANJOS DIPOLO-DIPOLO E POLO-DIPOLO NA DETECÇÃO DE CAVERNAS NA REGIÃO DE MAMBAÍ, GOIÁS

Orientador: Prof. Dr. Welitom Rodrigues Borges

Brasília, DF

Dezembro, 2019

Universidade de Brasília

Instituto de Geociências

AMANDA CECÍLIA NEUHAUSS AGUIAR

ANÁLISE DA EFICIÊNCIA DOS ARRANJOS DIPOLO-DIPOLO E POLO-DIPOLO NA DETECÇÃO DE CAVERNAS NA REGIÃO DE MAMBAÍ, GOIÁS

Monografia de Conclusão do Curso apresentado ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, como parte das exigências para obtenção do título de Bacharel em Geofísica.

Orientação: Prof. Dr. Welitom Rodrigues Borges

Brasília, DF

Dezembro, 2019

Folha de Aprovação

AMANDA CECÍLIA NEUHAUSS AGUIAR

ANÁLISE DA EFICIÊNCIA DOS ARRANJOS DIPOLO-DIPOLO E POLO-DIPOLO NA DETECÇÃO DE CAVERNAS NA REGIÃO DE MAMBAÍ, GOIÁS

Monografia de Conclusão do Curso de Graduação em Bacharelado em Geofísica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília

Orientação: Prof. Dr. Welitom Rodrigues Borges

Aprovado em:

Banca Examinadora

Prof. Dr. Welitom Rodrigues Borges
Instituição: IG/UnB Assinatura: _____

Prof. Dr. José Elói Guimarães Campos
Instituição: IG/UnB Assinatura: _____

Dr. Yawar Hussain
Instituição: FT/UnB Assinatura: _____

I

AGUIAR, ACN. **Análise da eficiência dos arranjos Dipolo-Dipolo e Polo-Dipolo na detecção de cavernas na região de Mambaí, Goiás.** Monografia (Curso de Graduação em Geofísica), Instituto de Geociências, UnB, Brasília/ DF, 2019, 85p.

Resumo

Na Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio de Vermelho, localizada nos municípios de Mambaí e Buritinópolis – estado de Goiás, ocorrem cavernas em rochas da Formação Lagoa do Jacaré, do Grupo Bambuí. A remoção da vegetação e a implantação de pastagens, nas áreas de ocorrência de cavernas, potencializa o processo de dissolução das rochas e intensifica o rebaixamento do nível da água subterrânea. Deste modo, o mapeamento de cavernas torna-se essencial para um melhor planejamento de uso e ocupação do solo. Assim, o objetivo deste trabalho é localizar cavernas e eventuais cavidades com o método da eletrorresistividade. Antes da realização das etapas de campo, realizaram-se modelagens numéricas com informações geológicas disponíveis, para verificar quais os melhores parâmetros de campo. As simulações numéricas indicaram que os melhores resultados seriam obtidos com os arranjos dipolo-dipolo (DD), polo-dipolo (PD) e Wenner-Schlumberger (WS), usando-se espaçamento entre os eletrodos de no máximo 2,5 metros. Nas etapas de campo realizaram-se aquisições com os 3 arranjos ao longo de uma seção onde tinha-se a informação da posição de uma caverna. Ao longo das aquisições, verificou-se que os resultados obtidos com o arranjo WS não possibilitavam a localização de cavidades, deste modo optou-se por não continuar com as aquisições de dados com este arranjo. Os resultados obtidos com os arranjos DD e PD indicam que as cavidades que possuem algum volume de água em seu interior aparecem como anomalias condutivas. Nas seções de resistividade elétrica obtidas com o arranjo DD, as estruturas rasas de dissolução são melhores resolvidas que nas seções de PD, ao passo que as estruturas mais profundas são mais visíveis nas seções obtidas com o arranjo PD. A integração dos resultados possibilitou a detecção das cavernas Tarimba, Pasto de Vaca I e II, e que há possível conectividade entre estas cavernas e o rio Extrema.

Palavras-chave: Mambaí, APA Nascentes do Rio Vermelho, Eletrorresistividade.

II

AGUIAR, ACN. **Analysis of the efficiency of the Dipole-Dipole and Pole-Dipole arrangements in the detection of caves in Mambaí region, Goiás.** Monography (Undergraduate Course in Geophysics), Institute of Geosciences, UnB, Brasília/ DF, 2019, 85p.

Abstract

In the Sources of Rio de Vermelho Environmental Protection Area, located in the municipalities of Mambaí and Buritinópolis - Goiás state, there are caves in rocks of the Lagoa do Jacaré Formation, of the Bambuí Group. The removal of vegetation and the implantation of pastures in the areas of cave occurrence, potentiates the process of rock dissolution and intensifies the lowering of the groundwater level. Thus, cave mapping becomes essential for better planning of land use and occupation. Consequently, the objective of this work is to locate caves and cavities with the 2D resistivity method. Prior to the field steps, numerical modeling was performed with available geological information to verify the best field parameters. Numerical simulations indicated that the best results would be obtained with the dipole-dipole (DD), pole-dipole (PD) and Wenner-Schlumberger (WS) arrays, using electrode spacing of a maximum of 2.5 meters. In the field stages were made acquisitions with the 3 arrangements along a section where had the information of the position of a cave. Throughout the acquisitions, it was found that the results obtained with the WS arrangement did not allow the location of cavities, so it was decided not to continue with the data acquisitions with this arrangement. The results obtained with the DD and PD arrangements indicate that the cavities that have some volume of water inside them appear as conductive anomalies. In the electrical resistivity sections obtained with the DD arrangement, the dissolution shallow structures are better resolved than in the PD sections, while the deeper structures are more visible in the sections obtained with the PD arrangement. The integration of the results made it possible to detect Tarimba, Pasto de Vaca I and II caves, and that there is possible connectivity between these caves and the Extreme River.

Key words: 2D resistivity, Sinkhole, Mambaí.

III

Agradecimentos

Gostaria de agradecer à todas as pessoas que colaboraram para a realização deste trabalho, tanto diretamente, como indiretamente.

Obrigada Dona Zinha e Seu Antônio, por me receberem tão bem em sua residência e fornecerem todo o suporte para a realização do meu projeto, sem os senhores com certeza não haveria trabalho.

Obrigada, de coração, a todos que foram para campo comigo, Eduardo (Dudu), Marcos, Pedro Brayner e Victor, por aceitaram essa aventura e darem o melhor de si. Obrigada também a todos que me ajudaram e me orientaram durante todo o processo, pela paciência e todo o suporte.

Agradeço ao meu professor orientador e amigo Welitom Borges por todo o apoio na realização do projeto, pelos ensinamentos, pelos conselhos, pela paciência e principalmente por acreditar em mim. Obrigada pela disponibilidade mesmo quando as coisas não estavam indo bem.

Agradeço o professor Rogério Uagoda por me fornecer este projeto e todo o apoio para que ele pudesse ser desenvolvido. Obrigada por me apresentar Mambaí, este lugar maravilhoso com pessoas incríveis que conquistaram meu coração.

Obrigada Mendes e Péricles por me levarem e me trazerem em segurança de Mambaí todas as vezes que precisei, pela disponibilidade e todo apoio em campo. Vocês foram essenciais para que este trabalho tenha sido um sucesso.

Agradeço demais às mulheres da minha vida, por me inspirarem e por criarmos este círculo de apoio e confiança, juntas vamos mais longe! Obrigada Amanda Luma, Bianca, Duda, Kimberly, Moara, Isabele e todas as mulheres que indiretamente me dão forças para continuar lutando por espaço neste meio tão masculino.

Obrigada Celso por todo o apoio emocional e ajuda neste processo que não foi fácil. Obrigada por acreditar em mim e por me levantar em todos os momentos em que estive fraca. Sei que não foi fácil para você, agradeço demais por tudo e espero um dia poder te retribuir todo este cuidado. E acima de tudo, agradeço à nossa amizade e parceria.

Agradeço também a minha família, que desde de sempre me apoiou para que eu tivesse todas as condições para continuar estudando, me sinto muito privilegiada por tudo que

vocês fizeram por mim. Vocês são a minha base. Em especial à minha mãe, ao meu padrasto, à minha irmã, à minha vó e ao meu pai.

Por fim, agradeço ao Instituto Brasileiro de Desenvolvimento e Sustentabilidade (IABS) e ao Subprojeto Susceptibilidade Hidrológica e parceria ao Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade (ICMBio) pelo suporte financeiro.

SUMÁRIO

Resumo ..... **I**

Abstract ..... **II**

Agradecimentos ..... **III**

Índice De Figuras ..... **VII**

Índice De Tabelas ..... **XI**

CAPÍTULO 1

1. Introdução **1**

1.1. Área De Estudo 1
1.2. Objetivos 2
1.3. Justificativa 3
1.4. Contexto Geológico 4

CAPÍTULO 2

2. Revisão Bibliográfica **9**

CAPÍTULO 3

3. Eletrorresistividade **14**

3.1. Arranjos Eletródicos 19

CAPÍTULO 4

4. Simulações Numéricas **21**

CAPÍTULO 5

5. Aquisição De Dados **27**

5.1. Teste De Arranjos 31

CAPÍTULO 6

6. Modelagem **32**

6.1. Filtragem 32
6.2. Inversão 34

CAPÍTULO 7

7. Resultados **38**

7.1. Teste De Arranjos Eletródicos 38
7.2. Interpretação 40
7.2.1. Linha 1 ..... **40**
7.2.2. Linha 2 ..... **43**
7.2.3. Linha 3 ..... **45**
7.2.4. Linha 4 ..... **47**
7.2.5. Linha 5 ..... **49**
7.2.6. Linha 6 ..... **51**
7.2.7. Linha 7 ..... **53**
7.2.8. Linha 8 ..... **55**
7.2.9. Linha 9 ..... **57**
7.2.10. Linha 10 ..... **59**
7.2.11. Linha 11 ..... **61**
7.3. Análise Conjunta 63

CAPÍTULO 8

8. Conclusões E Recomendações 65

Bibliografia 68

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de localização dos Municípios pertencentes à Área De Proteção Nascentes Do Rio Vermelho e ortofoto contendo a área de estudo. 2

Figura 2: Mapa geológico da Área De Proteção Ambiental Nascentes Do Rio Vermelho com a localização do local de pesquisa. 5

Figura 3: Bloco diagrama do sistema cárstico sugerido para a região de ocorrência das Cavernas Tarimba, Pasto De Vaca I e II, com respectivas fotografias das principais estruturas cársticas (modificado de STEVANOVIĆ, 2015). 8

Figura 4: (A) Definição básica de um sólido homogêneo eletricamente uniforme. (B) Circuito elétrico equivalente. 15

Figura 5: Representação idealizada do fluxo de corrente elétrica eletrolítico no subsolo homogêneo a partir de um ponto de injeção. 16

Figura 6: Representação esquemática da disposição de eletrodos em um arranjo convencional de eletrorresistividade. 17

Figura 7:Representação esquemática de uma aquisição de dados de resistividade elétrica com a técnica do Caminhamento Elétrico com o arranjo Wenner para 13 eletrodos. 18

Figura 8: Representação esquemática da disposição de eletrodos em investigações de eletrorresistividade. Arranjos (A) Dipolo Dipolo, (B) Pólo Dipolo, (C) Pólo Polo, (D) Wenner Schlumberger, (E) Schlumberger, e (F) Wenner. 19

Figura 9: Diagrama esquemático de malhas utilizado no software RES2DMOD (modificado de LOKE (2016). 22

Figura 10: Esquema de uma caverna próxima à área de estudo. (A) Foto de campo mostrando as camada acima da caverna, cada camada foi delimitada utilizando cores diferentes e (B) diagrama com a interpretação da foto, em que o primeiro limite vermelho separa a camada de solo de um calcário pelítico, o limite amarelo separa o calcário pelítico do calcário intemperizado e o limite verde separa o calcário intemperizado do calcário maçico. No calcário maciço ocorre a formação de uma caverna por dissolução, e dentro dela há uma lâmina d'água e formações de estalactites. 23

Figura 11: Inversão de dados sintéticos de espaçamento de 2,5 metros para testar a eficiência de cada arranjo em resolver um problema geológico. (A) modelos de blocos com espaçamento de 2,5 metros baseado em uma caverna conhecida e suas respectivas seções de eletrorresistividade após inversão: (B) Arranjo Wenner-Schlumberger, (C) Arranjo Wenner, (D) Arranjo Dipolo-Dipolo, (E) Arranjo Polo-Dipolo e (F) Arranjo Polo-Polo 24

Figura 12: Inversão de dados sintéticos de espaçamento de 5 metros para testar a eficiência de cada arranjo em resolver um problema geológico. (A) modelos de blocos com espaçamento de 2,5 metros baseado em uma caverna conhecida e suas respectivas seções de eletrorresistividade após

inversão: (B) Arranjo Wenner-Schlumberger, (C) Arranjo Wenner, (D) Arranjo Dipolo-Dipolo, (E) Arranjo Polo-Dipolo e (F) Arranjo Polo-Polo.....25
Figura 13: Modelo Digital De Terreno (MDT) com a localização e geometria das cavernas mapeadas pelo grupo de espeleologia grego. Em azul a projeção da Caverna Tarimba, em rosa e amarelo os traçados das Cavernas Pasto De Vaca I e II, respectivamente. 28
Figura 14: Ortofoto obtida por drone com a localização das linhas de eletrorresistividade e a projeção das cavernas mapeadas pela GREGO.....29
Figura 15: Fotografias evidenciam as aquisições de dados em campo. A) Eletrorresistivímetro Syscal Pro em operação. B, C e D) Equipe realizando a disposição dos cabos em campo. E) Disposição dos cabos perpendicular à entrada da caverna. F) Eletrodo dentro do rio Extrema. G) Eletrodo próximo a uma depressão relacionada a um processo de dolinamento. H) Cabo próximo a um buraco proveniente de colapso de cavidade. 30
Figura 16: Distribuição dos pontos de resistividade elétrica obtidos no perfil teste com os arranjos: A) Wenner-Schlumberger, B) Dipolo-Dipolo e C) Polo-Dipolo.....31
Figura 17: Foto da planilha e representação gráfica de topografia inserida em parte de uma linha de resistividade elétrica obtida em campo (software *Prosys II*).....33
Figura 18: Etapa de conversão dos dados de resistividade elétrica em valores absolutos. A) gráfico de resistividade em cada espaçamento ao longo da linha com os valores negativos brutos B) histograma com os valores negativos ainda presentes C) gráfico de resistividade em cada espaçamento ao longo da linha após transformá-los em valores absolutos D) histograma com apenas valores positivos 33
Figura 19: (A) Distribuição dos registros brutos de resistividade elétrica por nível de profundidade da linha de testes obtida com o arranjo dd, e respectivo histograma (B). (C) Distribuição dos registros filtrados de resistividade elétrica por nível de profundidade da linha de testes obtida com o arranjo DD, e respectivo histograma (D).....34
Figura 20: A) Janela de configuração dos blocos e B) modelo de blocos após ajustes, respectivamente. 35
Figura 21: Modelos de resistividade elétrica da L1, arranjo dipolo dipolo, obtidos com as inversões a) mínimos quadrados e B) robusta. 36
Figura 22: Distribuição dos erros de resultados de diferentes tipos de inversão aplicados aos dados de resistividade das linhas realizadas na área de pesquisa. 36
Figura 23: Histograma de distribuição do erro em função da porcentagem de número de pontos. Gráfico de correlação entre as os valores de resistividade aparente registrados em campo e calculados no modelo direto. A linha verde no histograma representa o intervalo de dados que serão eliminados. No gráfico de correlação os dados eliminados aparecem como pontos vermelhos. 37

Figura 24:(A) Localização da linha teste na área do trabalho. (B) Modelo geológico com a indicação da localização da Caverna Tarimba. Modelos de resistividade elétrica obtidos com os arranjos (C)WS, (D) DD, e (E) PD. 39
Figura 25: Modelos de resistividade elétrica das seções L1 a L11 obtidos com os Arranjos DD e PD 41
Figura 26: (A) Localização da Linha 1 na área do trabalho. Modelos de resistividade elétrica obtidos com os arranjos (B) DD e (C) PD. (D) Modelo geológico elaborado a partir dos resultados com a indicação da localização da Caverna Tarimba.....43
Figura 27: (A) Localização da Linha 2 na área do trabalho. Modelos de resistividade elétrica obtidos com os arranjos (B) DD e (C) PD. (D) Modelo geológico elaborado a partir dos resultados com a indicação da localização da Caverna Tarimba (caverna mapeada). 44
Figura 28: (A) Localização da Linha 3 na área do trabalho. Modelos de resistividade elétrica obtidos com os arranjos (B) DD e (C) PD. (D) Modelo geológico elaborado a partir dos resultados com a indicação da localização de uma dolina. 46
Figura 29: (A) Localização da Linha 4 na área do trabalho. Modelos de resistividade elétrica obtidos com os arranjos (B) DD e (C) PD. (D) Modelo geológico elaborado a partir dos resultados com a indicação da localização de uma dolina. 48
Figura 30: (A) Localização da Linha 5 na área do trabalho. Modelos de resistividade elétrica obtidos com os arranjos (B) DD e (C) PD. (D) Modelo geológico elaborado a partir dos resultados com a indicação da localização de uma dolina. 50
Figura 31: (A) Localização da Linha 6 na área do trabalho. Modelos de resistividade elétrica obtidos com os arranjos (B) DD e (C) PD. (D) Modelo geológico elaborado a partir dos resultados com a indicação de zonas de cisalhamento e uma eventual cavidade. 52
Figura 32: (A) Localização da Linha 7 na área do trabalho. Modelos de resistividade elétrica obtidos com os arranjos (B) DD e (C) PD. (D) Modelo geológico elaborado a partir dos resultados com a indicação de uma caverna mapeada (Caverna Pasto De Vaca I). 54
Figura 33: (A) Localização da linha 8 na área do trabalho. Modelos de resistividade elétrica obtidos com os arranjos (B) DD e (C) PD. (D) Modelo geológico elaborado a partir dos resultados com a indicação de uma possível caverna. 56
Figura 34: (A) Localização da linha 9 na área do trabalho. Modelos de resistividade elétrica obtidos com os arranjos (B) DD e (C) PD. (D) Modelo geológico elaborado a partir dos resultados com a indicação de uma possível caverna. 58
Figura 35: Interpretação das seções de eletrorresistividade referentes à Linha 10 60
Figura 36: (A) Localização da Linha 11 na área do trabalho. Modelos de resistividade elétrica obtidos com os arranjos (B) DD e (C) PD. (D) Modelo geológico elaborado a partir dos resultados com a indicação de uma possível caverna. 62

X

Figura 37: Mapa topográfico com a localização das cavernas mapeadas e das possíveis cavidades interpretadas nos modelos de resistividade elétrica. 63
Figura 38: Mapa topográfico com os possíveis traçados das cavidades mapeadas com as seções de resistividade elétrica. 64

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1: Arranjos eletródicos e respectivas profundidades de investigação, número de pontos antes e após a filtragem, bem como a porcentagem de dados removidos nos processos de filtragem dos registros de resistividade elétrica da linha de teste. 34

CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO

A definição de cárste corresponde a uma área calcária ou dolomítica com uma topografia controlada pela combinação de fraturamento e dissolução de tais rochas (CHRISTOFOLETTI, 1990). As paisagens controladas pelo relevo cárstico possuem, além de cavernas, feições como sumidouros, dolinas, depressões e afloramentos rochosos (FORD e WILLIAMS, 2007). Esse sistema geomorfológico é característico da Área de Proteção Ambiental das Nascentes do Rio Vermelho (APANRV), onde está localizada a caverna Tarimba, objeto de estudo do presente trabalho.

A caverna Tarimba possui mais de 11 km de comprimento mapeados até o momento pelo Grupo de Espeleólogos de Goiás (GREGO), com vários salões e condutos em vários níveis, que às vezes podem ser muito estreitos, o que dificulta o mapeamento direto da geometria da caverna. A Tarimba é sem dúvida uma das mais importantes cavernas da região e consta como uma das maiores do país em projeção horizontal (RIBEIRO, FERREIRA, *et al.*, 2018).

1.1. ÁREA DE ESTUDO

A APANRV localiza-se na região nordeste do estado do Goiás e engloba os municípios de Mambaí, Posse, Buritinópolis e Damianópolis (Figura 1). Entre Buritinópolis e Mambaí, nas proximidades do Distrito de Vila Velha que integra os dois municípios, se

encontra o Sistema Cárstico da Tarimba (SCT). Segundo Leuzinger *et al.* (2018), o patrimônio espeleológico do SCT é composto por mais de 110 cavidades naturais.

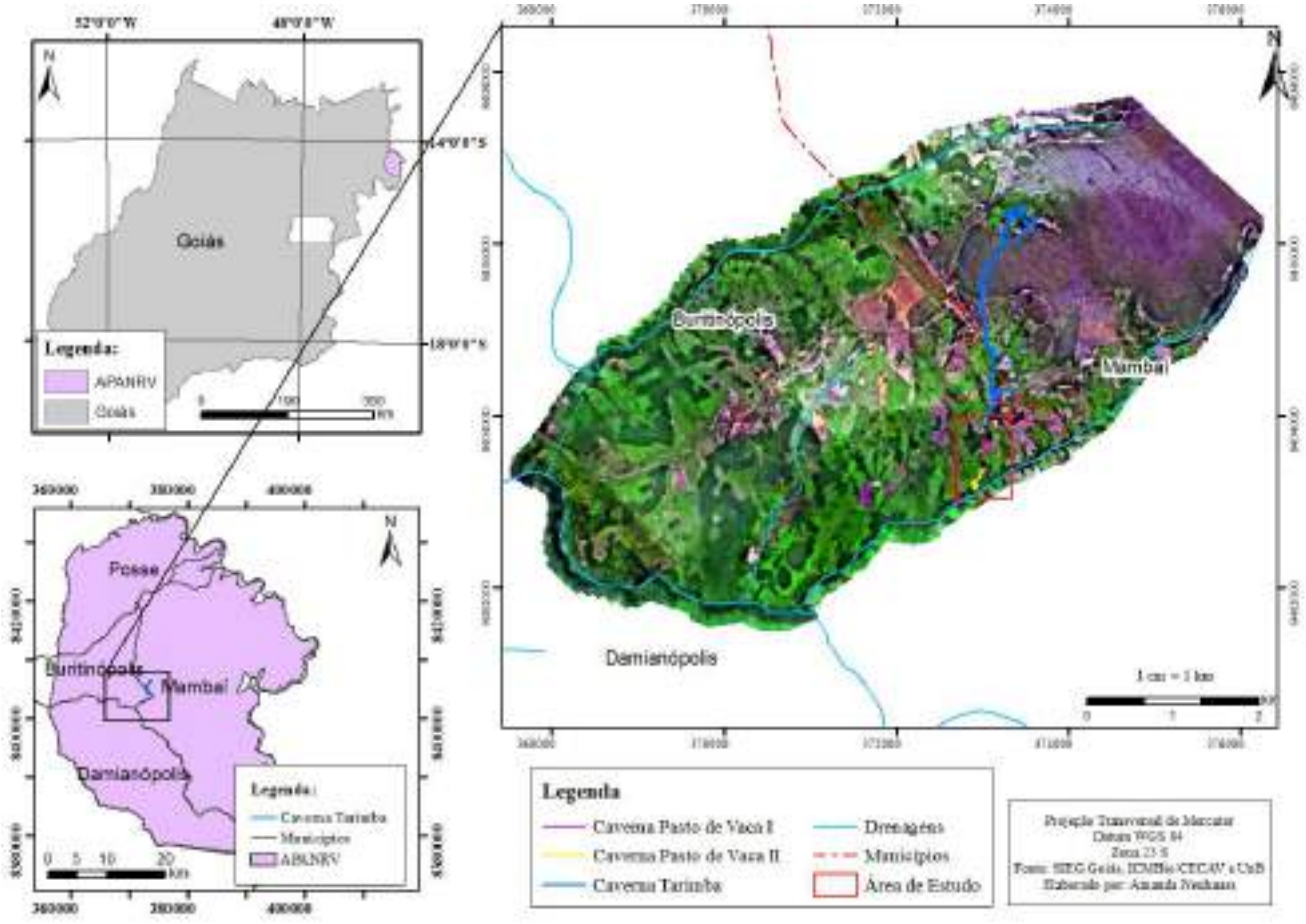


Figura 1: Mapa de localização dos Municípios pertencentes à Área de Proteção Nascentes do Rio Vermelho e Ortofoto contendo a Área de Estudo.

1.2. OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo principal mapear as cavidades da região localizada a sul da Tarimba com a finalidade de comprovar sua conexão com as cavernas Pasto de Vaca I e II, bem como com o Rio Extrema.

Os objetivos específicos são:

- Testar e qualificar os melhores arranjos eletródicos e respectivas resoluções horizontais e verticais, realizando-se simulações numéricas e aquisições de dados em locais com geometria conhecida do subsolo;

- Obter seções 2D de resistividade elétrica de áreas onde prevê-se a ocorrência de cavidades relacionadas ao sistema cárstico da Tarimba;
- Identificar os padrões geoelétricos relacionados às estruturas cársticas e camadas geológicas locais;
- Elaborar um mapa de correlação de anomalias de resistividade elétrica relacionadas às cavidades.

1.3. JUSTIFICATIVA

A principal demanda do projeto, no qual vincula-se este trabalho, é verificar o potencial turístico da APANRV. Algumas cavernas da região, como as cavernas Lapa do Penhasco e Funil, são abertas à visitação e movimentam a economia nas cidades da região. Existe a pretensão de ampliação da APA em função da ocorrência de cavernas não mapeadas pela metodologia tradicional de registro topográfico.

A falta de conectividade aparente entre as cavernas Tarimba, Pasto de Vaca I e II impulsionou o desenvolvimento de pesquisas na região da APANRV. A verificação indireta da geometria do sistema cárstico da Tarimba em áreas inacessíveis fornecerá informações essenciais para o melhor controle ambiental do uso e ocupação no solo na região.

Além disso, o projeto pode contribuir para a literatura de geofísica aplicada ao estudo do cárste, que teve um crescimento significativo nas publicações sobre este assunto somente a partir da década de 1990, sobretudo para a região da APA, onde há poucos estudos publicados.

Com o objetivo de aprofundar os estudos na região, a geofísica tem uma excelente aplicação na caracterização do meio e na identificação de cavidades. Mais especificamente, estudos para delimitação da área da Tarimba, caverna a ser estudada neste trabalho, são importantes por ter extrema relevância científica e ambiental.

A Tarimba se encontra em uma área altamente afetada pelo desmatamento, solo exposto e atividade pecuária. A presença de gado é um fator preocupante, que além de problemas erosivos, podem causar contaminação das águas subterrâneas com o carregamento de estrume (RIBEIRO, FERREIRA, *et al.*, 2018). A preocupação com a qualidade da água deve-se, entre outros motivos, por conta de uma descoberta recente, em que a Tarimba abriga uma nova espécie de troglóbias, o *Ituglanis boticário*, fato suficiente para elevar o sistema da

caverna a uma categoria de maior relevância prevista pela legislação brasileira vigente (RIZZATO e BICHUETTE, 2014).

1.4. CONTEXTO GEOLÓGICO

A área de proteção ambiental das Nascentes do Rio Vermelho (APANRV) faz parte da Bacia do São Francisco (BSF), tal como considerada por Alvarenga et al (2012), e da Sub Bacia Sanfransciscana, tal como considerada por Campos e Dardenne (1997). A BSF, por sua vez, está inserida no contexto da Província do Tocantins, mais especificamente na Faixa de dobramentos Brasília (DARDENNE, CORDANI, *et al.*, 2000). Já a Bacia Sanfranciscana, corresponde a sequência sedimentar e vulcânica fanerozoica dentro dos limites da Bacia do São Francisco (ZALÁN e ROMEIRO-SILVA, 2007)

Uma das unidades que compõem a Faixa Brasília são as sequencias sedimentares e metassedimentares Paleo- a neoproterozoicas, as quais compreendem os Grupos Araí e Serra da Mesa (Paleo/Mesoproterozoico), Paranoá e Canastra (Mesoproterozoico), Ibiá, Araxá e Vazante (Meso/Neoproterozoico) e Bambuí (Neoproterozoico) (Dardenne, 2000).

A sequência sedimentar, proposta por Campos e Dardenne, 1997, para as unidades fanerozoicas da Bacia Sanfranciscana é definida por grandes unidades separadas por importantes superfícies de discordâncias regionais. As sucessões foram organizadas de acordo com a seguinte nomenclatura: Grupo Santa Fé, Grupo Areado, Grupo Mata da Corda e Grupo Urucuia, representando as coberturas recentes.

A cobertura arenosa Colúvio-Eluvionar cobriu grande parte da APANRV durante o Cenozóico, formando uma cobertura superficial com sedimentos provenientes do retrabalhamento das camadas areníticas do Grupo Urucuia. As Unidades que compõem a Faixa Brasília presentes nesse estudo são restritas ao Grupo Bambuí e os depósitos recentes Coluvio-Eluvionar (Figura 1).

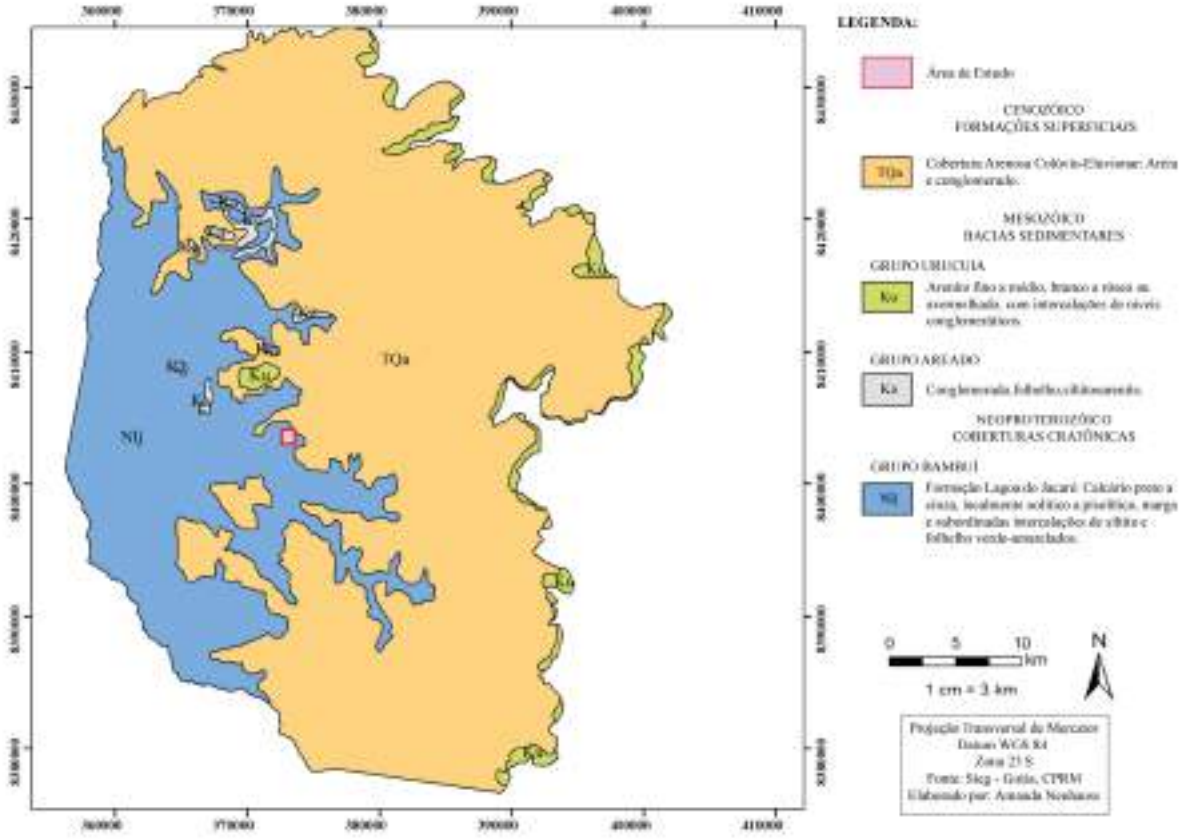


Figura 2: Mapa geológico da Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho com a localização do local de pesquisa.

O Grupo Bambuí é subdividido em seis formações, sendo elas, da base para o topo, a Formação Jequitaí, seguida de formações sequenciais pelito-carbonáticas do Subgrupo Paraopeba: Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade e no topo, caracterizada por arcóseos, a Formação Três Marias.

A deposição do Grupo Bambuí iniciou-se durante uma sedimentação glaciogênica seguida por uma sucessão de megaciclos regressivos, separados por períodos de subsidência brusca, onde ocorreu um aumento da lâmina d'água com consequente deposição de sedimentos argilosos.

A primeira sedimentação glaciogênica resultou na Formação Jequitaí, marcando a base do Grupo Bambuí, constituída por paraconglomerados de matriz verde, com seixos de quartzitos, calcário, dolomitos, chert, gnaisses, micaxistos, granitos e rochas vulcânicas.

Após a sedimentação glaciogênica ocorreram uma sucessão de megaciclos regressivos intercalados por períodos de subsidência brusca, que correspondem a um aumento da lâmina d'água e consequente deposição de sedimentos argilosos. A sedimentação iniciou-se com o

Megaciclo I, caracterizado pelos depósitos argilo-carbonatados da Formação Sete Lagoas. As rochas carbonáticas desta unidade constituem lentes numa sequência margosa e pelítica, formando um horizonte contínuo na região cratônicas estável.

O segundo Megaciclo originou os depósitos argilo-carbonatados das formações Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré. A Formação Serra de Santa Helena caracteriza-se por folhelhos e siltitos com intercalações de arenitos finos e calcários. A Formação Lagoa do Jacaré, presente amplamente na área de estudo é composta por uma intercalação entre calcários oolíticos e pisolíticos, cinza escuro, fétidos, cristalinos, lenticulares com siltitos e margas.

O Megaciclo III, argilo-arenoso, culminou nos depósitos das formações Serra da Saudade e Três Marias. A Formação Serra da Saudade é constituída por folhelhos, siltitos e argilitos, com restritas lentes de calcário. A Formação Três Marias é caracterizada por arcóseos, arenitos arcoseanos e siltitos, com intercalações de rochas conglomeráticas.

A cobertura arenosa Colúvio-Eluvionar, são sedimentos recentes depositados ao longo do limite oeste do Grupo Urucuia, o qual originou os sedimentos deste depósito. Os depósitos sedimentares são compostos por areias vermelhas e conglomerados retrabalhados das camadas areníticas do Grupo Urucuia (CPRM, 2000)

1.5 Estruturas Cársticas

Para que haja o desenvolvimento de feições cársticas, é necessário que existam rochas solúveis de considerável espessura, com presença de fissuras e fraturas para que ocorra passagem de água através delas, além de serem maciças e resistentes. Uma segunda condição é que o local receba uma quantidade moderada de precipitação para que ocorra a dissolução das rochas. Em locais onde existe uma densa vegetação há uma maior facilidade no processo de dissolução da rocha pela água pluvial, uma vez que há maior infiltração de água pelas raízes das árvores. Outro fator facilitador para a dissolução é a amplitude topográfica, que facilita a percolação de águas subterrâneas (CHRISTOFOLETTI, 1990).

As formas cársticas são muitas, entre elas existem as dolinas e as cavernas. As dolinas são depressões ovais, de topografia sinuosa e com rochas aflorantes. O fundo pode estar coberto por uma camada argilosa devido à descalcificação. De tamanho, profundidade e largura variados, as dolinas são formas características do relevo cárstico. As cavernas constituem as feições mais comuns em todas as áreas cársticas. Uma caverna pode ser descrita

como uma feição natural subterrânea vazia, podendo conter ou não um fluxo de água subterrânea na atualidade, podem se estender horizontalmente e verticalmente, e apresentar mais de um nível (CHRISTOFOLETTI, 1990).

A maioria das rochas carbonáticas pode ser considerada um potencial aquífero cárstico, consequentemente, as rochas cársticas podem ser uma das formações aquíferas mais importantes do mundo, juntamente com o aluvião (BAKALOWICZ, 2005). Durante a percolação de água com a presença de dióxido de carbono pelas fraturas e fissuras, a rocha é dissolvida, de acordo com o conjunto de reações de equilíbrio mostrado na equação simplificada abaixo (Equação 1).

$$2H_2O + CaCO_3 + CO_2 \leftrightarrow H_2O + Ca^{2+} + 2HCO_3^- \qquad \textit{Equação 1}$$

A dissolução somente ocorre onde há fluxo de água subterrânea, e consequente formação de vazios em subsuperfície Estes vazios aumentam progressivamente e zonas de circulação são desenvolvidas (BAKALOWICZ, 2005). A primeira zona, mais superficial, ou vadosa, a água circula livremente e de forma rápida. Na zona seguinte, inferior, ou freática, a água circula sob pressão hidrostática e todas as juntas e fraturas estão preenchidas (CHRISTOFOLETTI, 1990).

A hidrologia cárstica é caracterizada por pontos de sumidouros, onde desaparecem as águas subaéreas, e ressurgências. O trajeto interior das águas subterrâneas segue sempre o caminho de fraqueza da rocha e tendem a se integrar em outros canais mais bem desenvolvidos (Figura 3). A circulação de água tende a se aprofundar, assim os canais mais superficiais se tornam ameaçados se ocorrer uma fissura ou fratura vertical, estas interligam os dois níveis das galerias, e suspendem o fluxo de água pela zona superior (CHRISTOFOLETTI, 1990).

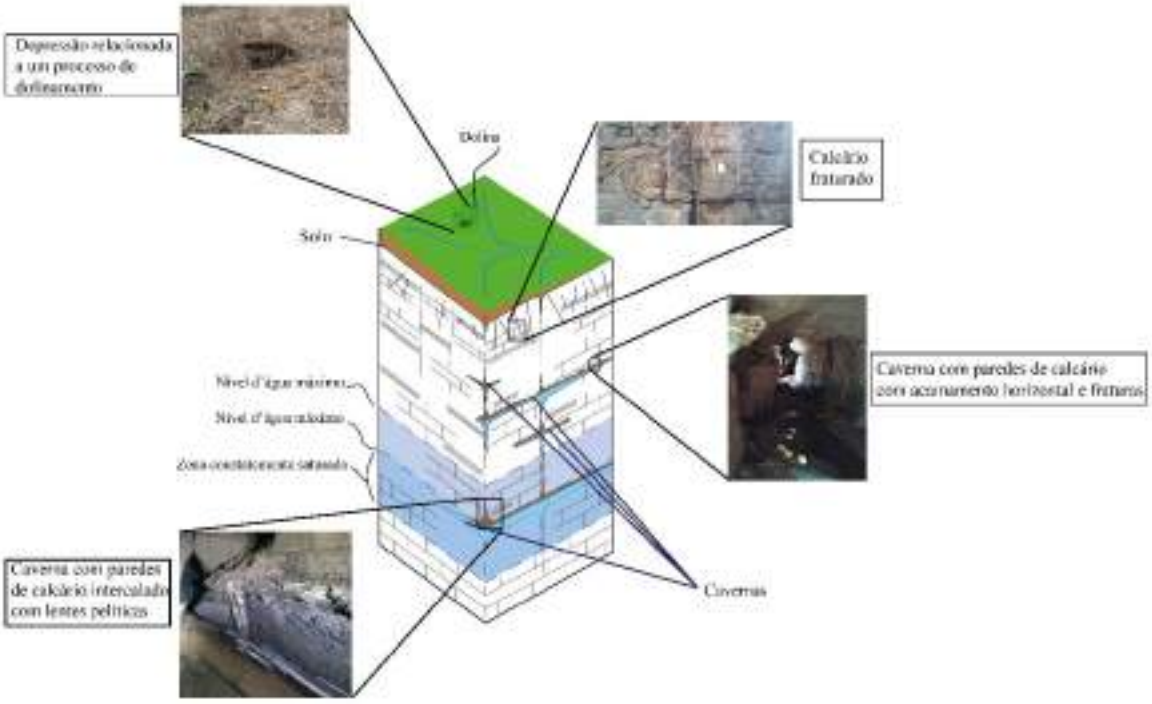


Figura 3:Bloco diagrama do sistema cárstico sugerido para a região de ocorrência das cavernas Tarimba, Pasto de Vaca I e II, com respectivas fotografias das principais estruturas cársticas (modificado de STEVANOVIĆ, 2015).

CAPÍTULO 2

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A delimitação de cavernas em regiões cársticas ocorre comumente usando-se métodos de investigação direta e indireta. O método tradicional de investigação direta é o mapeamento da caverna usando-se técnicas de espeleologia e de topografia. A execução de sondagens para identificar cavidades inacessíveis tem altíssimo risco, visto que a perfuração pode levar o sistema cárstico ao colapso. As informações de sondagens também podem trazer informações equivocadas do subsolo (ZHOU, BECK e ADAMS, 2002), visto a complexidade do sistema cárstico. As informações geológicas de perfurações também, em função da heterogeneidade do subsolo, podem induzir na elaboração de modelos geológicos errados (LEUCCI e GIORGI, 2005).

Um dos métodos indiretos de investigação do subsolo é a geofísica. A investigação geofísica fornece modelos do subsolo com a análise de variações de propriedades físicas registradas em superfície. Dadas as dificuldades relacionadas aos métodos diretos, os métodos indiretos possuem maiores vantagens por serem métodos mais ágeis e não invasivos. Dentre os métodos geofísicos, os mais aplicados na identificação de cavernas são a gravimetria, o

radar de penetração do solo (GPR), o potencial espontâneo (SP), a sísmica de reflexão, os métodos eletromagnéticos (EM), e o método que será abordado neste trabalho, a eletrorresistividade.

Os métodos geofísicos de foram utilizados em vários trabalhos, como por exemplo Zhou (2002) no mapeamento de risco cárstico, em Frederick Country, Maryland, região onde ocorreram várias dolinas. No trabalho, o autor realizou uma simulação numérica prévia com diferentes arranjos eletródicos. Posteriormente, a aquisição aconteceu com 56 eletrodos espaçados em 3 metros. Os dados foram processados pelo software RES2DINV e o arranjo que obteve a resposta mais próxima do real foi o dipolo-dipolo e o misto (arranjo composto pela somatória dos arranjos dipolo-dipolo, Schlumberger e Wenner). Os dados de resistividade foram comparados com dados de furo, comprovando a eficácia do método.

Carpio *et al* (2004) apresentaram um estudo em uma área urbana de perigo permanente devido à construção de residências acima de uma mina de materiais de construção durante a expansão desordenada da Cidade do México no século XX. Para a detecção destas cavidades usou-se o método da eletrorresistividade, com a técnica da tomografia elétrica 2D, usando-se os arranjos polo-dipolo e Schlumberger. Os valores de resistividade foram calibrados com valores de furos de sondagem para obter perfis com maior resolução. Os resultados possibilitaram à elaboração de um mapa de resistividade da área onde foi possível ver a distribuição horizontal de corpos resistivos a 12 metros de profundidade. Com os resultados das interpretações foi possível delimitar áreas de maiores riscos geotécnicos.

Leucci *et al* (2005) utilizaram dados integrados de eletrorresistividade e GPR para caracterização do risco estrutural em uma caverna de origem cárstica com potencial arqueológico. A pesquisa foi realizada para avaliar a estabilidade do teto da caverna, composto por rochas carbonáticas. Com os resultados de GPR foi possível detectar descontinuidades nas rochas, interpretadas como fraturas. O trabalho mostrou a importância da integração de dados geofísicos para reduzir a ambiguidade inerente aos métodos.

Rose *et al* (2010) integraram informações de resistividade elétrica, de GPR e de estudos geológicos para caracterização de cavidades em uma área urbana na Itália. Os resultados indicaram a localização dos principais condutos cársticos abaixo da área de estudo e identificar uma área de risco onde possivelmente está a cavidade.

Chalikakisv *et al* (2011) desenvolveram um trabalho com o intuito de fornecer uma visão geral acerca do uso de métodos geofísicos na exploração de áreas cársticas. O trabalho

possui apenas intuito metodológico, com base em uma extensa análise dos resultados científicos publicados, e mostra como cada método responde ao ambiente cárstico.

Kaufmann *et al* (2011) integraram dados de resistividade elétrica e gravimetria para a detecção da Caverna do Unicórnio, localizada nas montanhas do sul de Harz, na Alemanha. A caverna em questão foi escolhida devido à disponibilidade da cartografia da mesma, assim usou-se a gravimetria para identificar a perda de massa relacionada à geometria da cavidade. A eletrorresistividade foi utilizada com o intuito de verificar a resposta resistiva da caverna e tentar detectar a presença ou não de sedimentos no interior das cavidades. Com isso, foi possível identificar os vazios pela perda de massa relativa à rocha hospedeira e pela alta resistividade, onde estão preenchidos por ar, e baixa resistividade onde há presença de sedimentos saturados em água.

Ismail *et al* (2012) realizaram pesquisas com o método da eletrorresistividade em duas áreas cársticas próximas à rodovias no estado do Missouri, EUA. Primeiramente foram adquiridas 11 linhas paralelas com 1,5 metros de espaçamento em duas dimensões espaçadas em 6 metros com objetivo avaliar se o cárste apresenta alguma ameaça para a rodovia e também mapear o topo rochoso. A segunda área está localizada em uma cavidade já conhecida próxima a um cruzamento entre duas rodovias, nela foram adquiridas 17 linhas com 3 metros de espaçamento, espaçadas entre si em 7,5 metros. Os dados foram processados com o intuito de gerar um modelo pseudo-3D para melhorar a interpretação. Na primeira área foi identificado o topo rochoso e nenhuma área de risco, e na segunda área foi possível mapear a cavidade que apresenta fluxo de água. O método geofísico foi corroborado com furos de sondagens, comprovando sua eficácia.

Berglund *et al* (2014) utilizaram os métodos da eletrorresistividade e eletromagnético de baixa frequência (very low frequency – VLF), e um traçador líquido para determinar a relação entre um sumidouro recém-formado e um antigo rio seco em Springfield, EUA. O serviço geológico americano indicou a existência de um rio intermitente passando pela cavidade, gerando dúvida sobre a sua relação com a dolina. Os resultados da eletrorresistividade identificaram uma zona fraturada no calcário e um solo condutivo. O VLF apontou uma zona condutiva na região do sumidouro, indicando uma zona fraturada. O traçador comprovou que o rio intermitente ainda está ativo e drenando o solo pelo sumidouro, o qual agora se tornou um ponto de concentração de fluxo de material na superfície.

Youssef *et al* (2015) realizaram levantamentos de eletrorresistividade de alta resolução a fim de avaliarem as capacidades do método na detecção de cavernas na Arábia Saudita, em três dimensões. Investigações de campo apontaram cavidades em superfície e em subsuperfície. Foram adquiridos dados utilizando o arranjo Dipolo-Dipolo e dois espaçamentos diferentes, a fim de mostrar as limitações de amostragem. Os resultados demonstraram que o arranjo Dipolo-Dipolo com espaçamento de 1 metro obteve sucesso na detecção da cavidade conhecida. Os perfis espaçados em 4.75 metros foram interpolados, possibilitado obter um modelo 3D da cavidade, possibilitando fazer cálculo do seu volume. Foi possível também caracterizar esta cavidade em vazia, preenchida apenas por ar.

Braitenberg *et al* (2016) utilizaram dados gravimétricos aéreos e terrestres na identificação da caverna Grotta Gigante, no nordeste da Itália. O trabalho teve como objetivo mapear cavidades vazias e preenchidas com sedimentos, sendo a primeira a de maior interesse. A caverna foi escolhida por estar em uma região de risco, onde existem edifícios e tráfego de veículos. A caverna foi mapeada internamente com a tecnologia *laser-scan*. Os resultados possibilitaram a identificação das cavidades com as duas metodologias, porém a aquisição terrestre mostrou-se mais eficaz em identificar as cavernas de pequeno porte.

Kidanu *et al* (2016) integraram dados de resistividade elétrica, MASW e borehole para investigação de cavidades em cárstes do Greene County, no estado do Missouri. Foram adquiridas 16 linhas paralelas de eletrorresistividade 2D espaçadas em 6 metros, com espaçamento eletródico de 1,52 metros. Os estudos revelaram que a cavidade foi desenvolvida ao longo de uma superfície natural de drenagem acima de um calcário prodominante fraturado. As baixas resistividades abaixo da superfície da cavidade revelou uma zona de infiltração de água e drenagem de solo quase vertical. Os métodos foram eficazes na identificação das cavidades e fraturas , e seus riscos serão mitigados com as tecnologias apropiadas da engenharia.

Os resultados de todos esses trabalhos revelam o valor e o potencial do uso da geofísica para a pesquisa de cavidades em sistemas cársticos, principalmente em áreas de risco, onde torna-se difícil o uso de métodos invasivos.

Dentre os métodos geofísicos utilizados no mapeamento de cavidades, o método da eletrorresistividade é o que melhor se aplica no contexto do Grupo Bambuí. A eletrorresistividade fornece um imageamento confiável, de alta resolução, capaz de mapear cavidades preenchidas com ar (alta resistividade) ou com sedimentos saturados em água

(baixa resistividade) desde rasas (0 a 5 metros de profundidade) a profundas (até 60 metros de profundidade), dependendo do diâmetro das cavidades e dos espaçamentos entre eletrodos.

CAPÍTULO 3

3. ELETRORRESISTIVIDADE

Desenvolvido em 1900, o método da eletrorresistividade é um dos mais antigos entre os métodos geofísicos, porém esse somente se popularizou com o avanço computacional que ocorreu por volta dos anos de 1970. Desde então, o método é amplamente utilizado nas mais diversas áreas, como na ambiental, em estudos de água subterrânea e de fontes de poluição, na geotecnia, nos mapeamento de cavernas e falhas, na prospecção mineral, na arqueologia (REYNOLDS, 1997).

Dentro do método da eletrorresistividade podem ser citadas algumas técnicas, como a Sondagem Elétrica Vertical (SEV), técnica 1D de investigação vertical das variações de resistividade do meio; a Perfilagem de Poços, técnica de investigação dentro de poços; e por fim, o Caminhamento Elétrico, técnica de aquisição 2D. Neste trabalho a técnica de aquisição escolhida foi a do caminhamento elétrico 2D, e será explicada mais a frente neste capítulo.

Não obstante, existem três formas em que a corrente elétrica pode ser conduzida pela rocha: condução eletrolítica, em que o fluxo se dá pelo movimento dos íons na água em subsuperfície; eletrônica que corresponde à condução via elétrons livres; e condução dielétrica. A condução eletrolítica é a principal forma de fluxo de corrente dentro do subsolo, visto que os fluidos dos poros atuam como eletrólitos e os grãos pouco contribuem para a

condutividade geral da rocha. A condução eletrônica é importante também quando há presença de minerais condutivos no meio (REYNOLDS, 1997; LOKE, 2004).

Considerando um sólido homogêneo, eletricamente uniforme, de comprimento L, quando é estabelecida uma corrente i, o material resiste à passagem dessa corrente com uma resistência *R*, resultando em uma diferença de potencial ΔV em suas extremidades (Figura 4). A resistência *R* desse material é proporcional ao comprimento e inversamente proporcional a sua área como mostrado na equação 1, em que ρ é a resistividade real.

$$R = \rho \frac{L}{A} \qquad \textit{Equação 1}$$

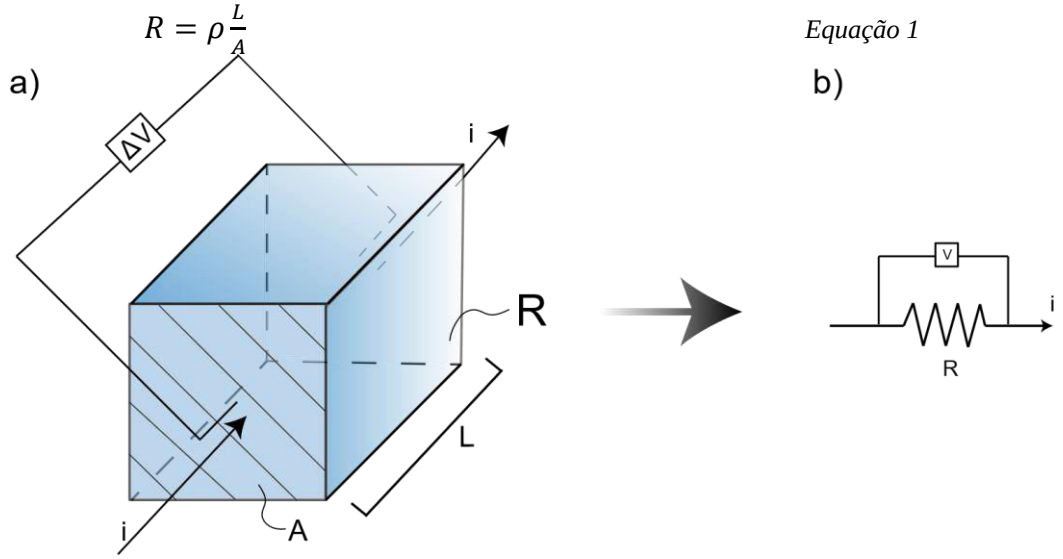


Figura 4: (a) Definição básica de um sólido homogêneo eletricamente uniforme. (b) Circuito elétrico equivalente.

Consequentemente, a lei de Ohm mostra que, para um circuito elétrico, a resistência *R* é proporcional ao potencial *V* e inversamente proporcional a corrente *i*, com isso, a resistividade pode ser dada em termos de área e comprimento do material, potencial e corrente (Equação 2).

$$\rho = \frac{VA}{Li} \qquad \textit{Equação 2}$$

Logo, o método da eletrorresistividade emprega uma fonte de corrente artificial (*I*), a qual é introduzida em subsuperfície por dois pontos de eletrodos, chamados de eletrodos de corrente, com o objetivo de fazer leituras do potencial (ΔV) entre eles por outros dois pontos de eletrodos, chamados de eletrodos de potencial (TELFORD, GELDART e SHERIFF, 1990), a fim de determinar a resistividade dos materiais e a sua distribuição em subsuperfície. A corrente e o potencial medido são ambos convertidos em valores de resistividade aparente (ρ_a) pela equação 3, onde *k* é o fator geométrico.

$$\rho_a = k\frac{\Delta V}{I} \qquad \textit{Equação 3}$$

O fator geométrico k é uma equação que depende da resistência entre os eletrodos de corrente (A e B) e de potencial (M e N), de acordo com a equação 4.

$$k = 2\pi\left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{NB}\right] \qquad \textit{Equação 4}$$

Devido à ausência de uniformização da subsuperfície, a resistividade calculada é chamada de aparente (ρ_a), e o seu valor depende da geometria do arranjo eletródico utilizado, definido pelo fator geométrico (k) e pelas propriedades físicas do meio, como por exemplo, porosidade, saturação de fluidos, salinidade, composição, entre outros (REYNOLDS, 1997), (TELFORD, GELDART e SHERIFF, 1990). A resistividade aparente calculada não é a resistividade real em subsuperfície, e para determinar esta resistividade real é necessário aplicar o método da inversão (LOKE, 2004), que será abordado mais adiante neste trabalho, na sessão 3.5.

Considerando que a Terra seja um meio homogêneo e isotrópico, a propagação da corrente por um eletrodo na superfície se dá, de forma ideal, por uma superfície semiesférica na subsuperfície (Figura 5).

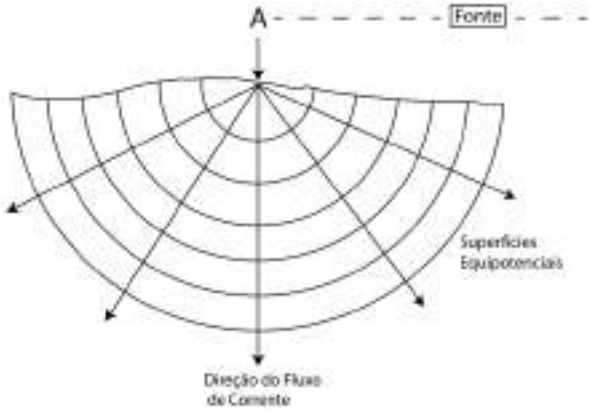


Figura 5: Representação idealizada do fluxo de corrente elétrica eletrolítico no subsolo homogêneo a partir de um ponto de injeção.

A configuração básica dos arranjos eletródicos em uma aquisição é composta por quatro eletrodos, comumente de metal, sendo dois de corrente (A e B) e dois de potencial (M e N; Figura 6), mas esta configuração não é fixa, existindo diversas possibilidades, mostrado na sessão 2.2 a seguir.

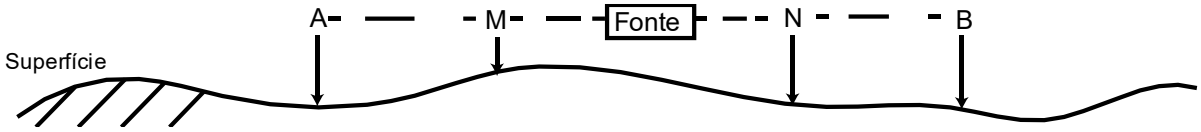


Figura 6: Representação esquemática da disposição de eletrodos em um arranjo convencional de eletrorresistividade.

No caminhamento elétrico, as leituras são feitas a cada dois pares eletródicos, sendo que a aquisição de uma linha possui, normalmente, 25 ou mais eletrodos. Na Figura 7 exemplifica-se um caminhamento elétrico com o arranjo Wenner para uma configuração de 13 eletrodos. Neste exemplo, o espaço entre cada eletrodo é "a". O primeiro passo é realizar todas as medidas possíveis utilizando o espaçamento **1a**. Para a primeira medida são utilizados os eletrodos 1, 2, 3 e 4, sendo os eletrodos 1 e 4 os de corrente (A e B, respectivamente), e o 2 e 3 de potencial (M e N) respectivamente). Em seguida é feita a segunda medida, utilizando os eletrodos 2, 3, 4 e 5, usados como A, B, M e N, respectivamente. As medidas são feitas ao longo da linha para todos os 13 eletrodos, até completarem as 10 medidas (LOKE, 2005).

Após a finalização dos registros do primeiro nível de profundidade com o espaçamento 1a, iniciam-se os registros de dados do segundo nível para o espaçamento 2a. Para a primeira medida são utilizados os eletrodos 1, 3, 5 e 7 nas posições dos eletrodos A, B, M e N respectivamente. A segunda medida utiliza os eletrodos 2, 4, 6 e 8, e o processo se repete até a última medida nos eletrodos 7, 9, 11 e 13. O mesmo processo é repetido para os espaçamentos 3a e 4a. Quanto maior a cobertura 2D de pontos investigados em subsuperfície, maior será a qualidade do dado.

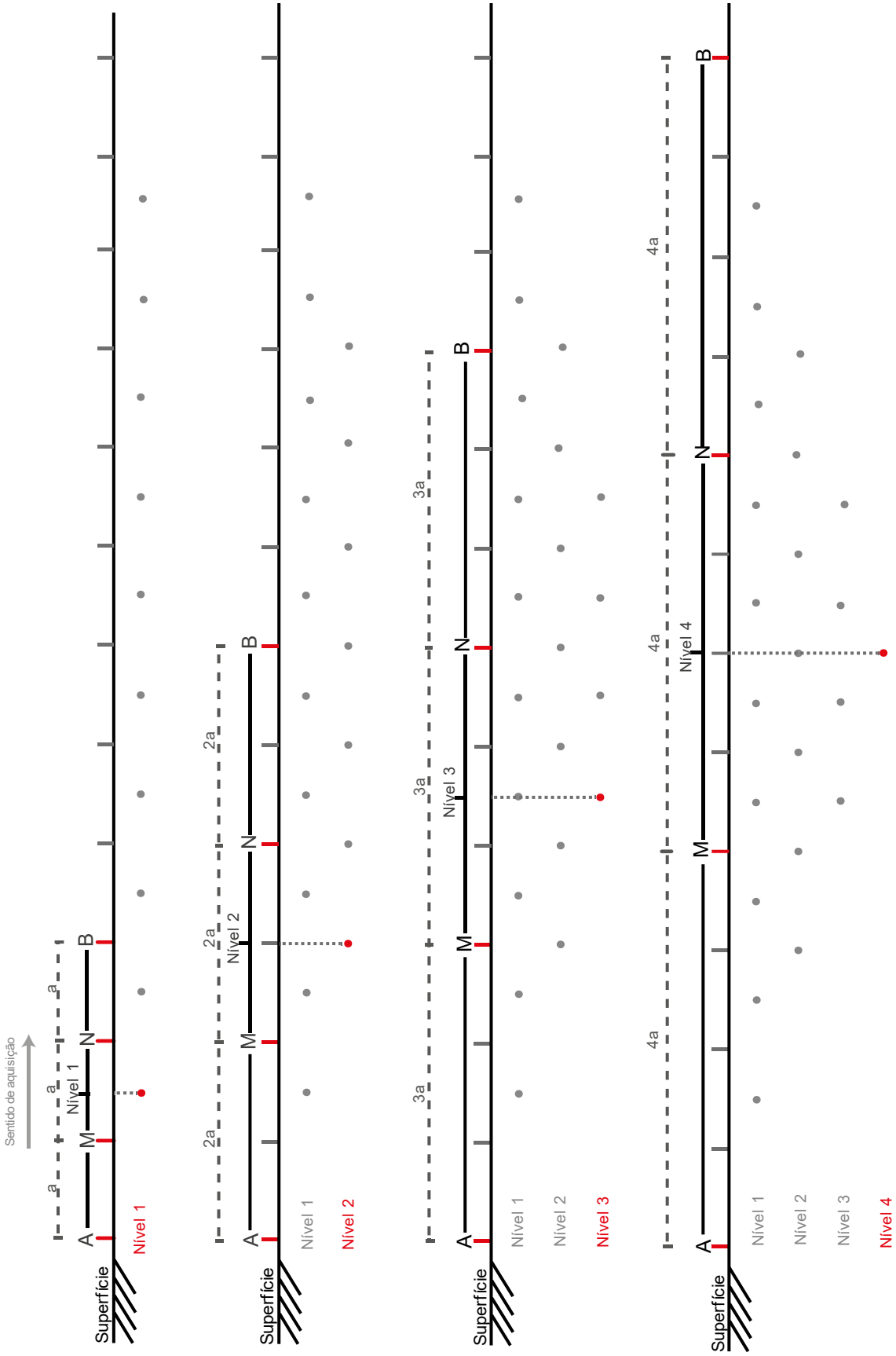


Figura 7:Representação esquemática de uma aquisição de dados de resistividade elétrica com a técnica do caminhamento elétrico com o arranjo Wenner para 13 eletrodos.

3.1. ARRANJOS ELETRÓDICOS

Além de diferentes técnicas de aquisição, existem também diferentes arranjos eletródicos que podem ser utilizados. Os dois pares eletródicos podem assumir qualquer configuração na superfície, a escolha depende da estrutura a ser mapeada, do resistivímetro e do nível de ruído de fundo (LOKE, 2004). Muitos arranjos têm sido utilizados desde 1950, entre eles o Dipolo-Dipolo (DD), Polo-Dipolo (PD), Polo-Polo (PP), Wenner-Schlumberger (WS), Schlumberger (SC) e Wenner (WN; Figura 4).

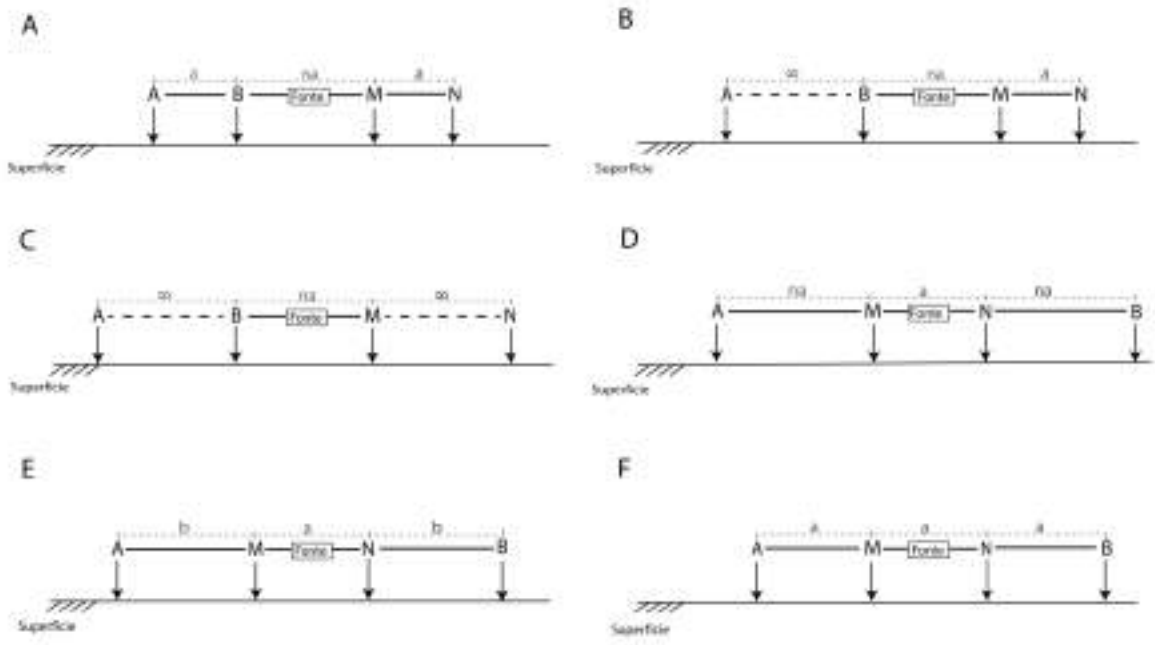


Figura 8: Representação esquemática da disposição de eletrodos em investigações de eletrorresistividade. Arranjos (a) Dipolo dipolo, (b) Pólo dipolo, (c) Pólo polo, (d) Wenner Schlumberger, (e) Schlumberger, e (f) Wenner.

A partir da observação dos arranjos supracitados, é possível inferir que diferentes arranjos possuem diferentes habilidades de imageamento quando aplicados para modelagens geológicas complexas, por exemplo, possuem diferentes resoluções espaciais, diferentes tendências a produzir artefatos nas imagens, nos desvios do modelo de resistividade real e profundidade máxima investigada.

Estudos que mostram a relação entre a razão sinal-ruído e a resolução espacial entre os arranjos PP, PD e DD, revelam que o DD possui maior capacidade de revelar estruturas complexas, porém uma baixa razão sinal-ruído comparada a outros arranjos. O PD possui uma boa relação entre resolução e sinal. O arranjo PP fornece um dado com boa relação com o modelo real, com ruídos moderados, porém os eletrodos remotos limitam a aquisição em regiões pouco acessíveis (SASAKI, 1992; DAHLIN e ZHOU, 2004).

Os arranjos WN e WS possuem muitas semelhanças, e apesar de terem uma alta razão sinal-ruído, possuem uma resolução espacial menor que os outros arranjos. Em geral, a escolha do arranjo depende das condições da área de estudo, da logística de campo e do alvo a ser investigado (DAHLIN e ZHOU, 2004).

No âmbito da investigação em áreas cárstica, é preciso analisar as habilidades dos vários arranjos em distinguir as variações de feições, a escolha pode afetar o reconhecimento nas pseudoseções. Como já foi dito, cada arranjo possui sua vantagem e desvantagem em termos de profundidade de investigação, sensibilidade à variação de estruturas horizontais/verticais e resposta do sinal.

De acordo com o estudo realizado por Zhou, Beck , & Adams (2002), que utilizou três arranjos distintos (WS, WN e DD) para analisar qualitativamente o melhor arranjo para mapeamento de regiões cárticas, foi possível concluir que o DD é o arranjo que fornece, com mais precisão, a delineação de uma potencial área de caverna. O WS é a alternativa menos efetiva e o WN não consegue distinguiur uma potencial área colapsada.

CAPÍTULO 4

4. SIMULAÇÕES NUMÉRICAS

A modelagem direta no método da eletrorresistividade simula a resposta de diferentes arranjos eletródicos com base em informações de parâmetros físicos do meio. Essa simulação objetiva analisar a eficiência dos diversos parâmetros de aquisição, colaborando na redução de riscos nos levantamentos geofísicos, evitando perda de dados por utilização equivocada de parâmetros em solucionar problemas do contexto geológico a ser estudado. A simulação numérica desta seção foi feita com base na modelagem direta e foi desenvolvido um modelo com a variação de propriedades físicas do meio.

Na etapa de simulação numérica usou-se o *software* RES2DMOD, da Geotomosoft Solutions (Loke, 2016). Este programa de modelagem direta calcula os valores de resistividade aparente em uma pseudo-seção a partir de um modelo de subsuperfície 2D definido pelo usuário. O modelo 2D divide a subsuperfície em blocos utilizando uma malha regular, em que um modelo de grid possui *j* linhas e *i* colunas, de tal forma que cada nó representa uma resistividade ρ_{ij}, e quanto mais complexos são os modelos geológicos a serem modelados, mais fina deve ser essa malha (Figura 9).

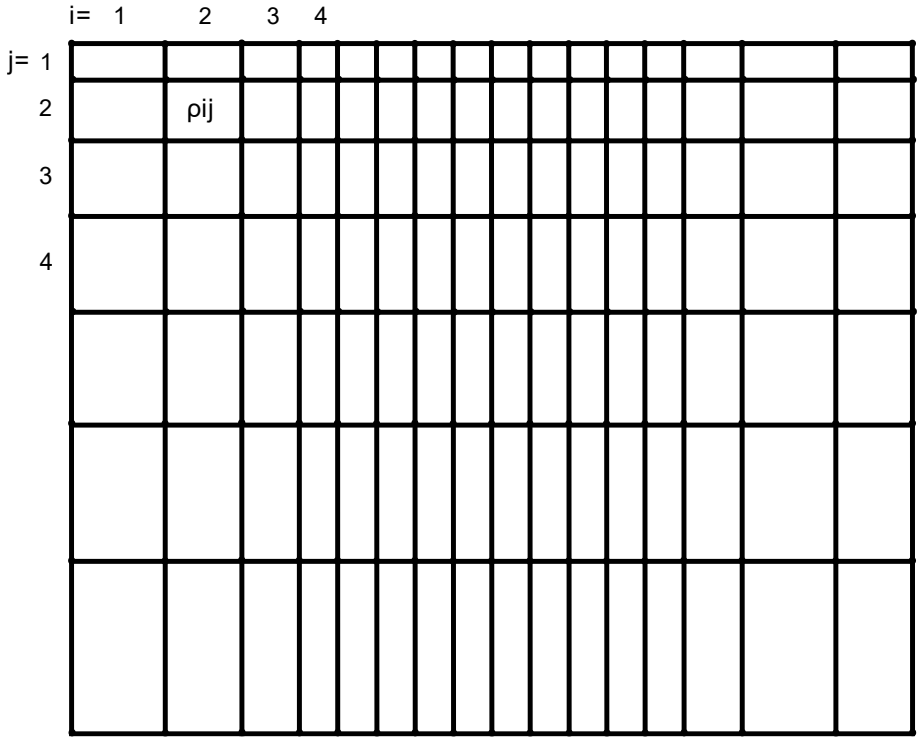


Figura 9:Diagrama esquemático de malhas utilizado no software RES2DMOD (Modificado de LOKE (2016).

O programa possibilita a escolha de diferentes arranjos eletródicos, o que favorece ao usuário definir qual o arranjo mais apropriado para situações geológicas distintas. As simulações numéricas auxiliam na gestão de tempo de campo, na estimativa de custos, na determinação da profundidade de investigação, e na escolha das resoluções verticais e horizontais. Neste trabalho realizaram-se simulações numéricas com os arranjos Wenner, Wenner-Schlumberger, Dipolo-Dipolo, Polo-Dipolo e Polo-Dipolo. Estes arranjos foram escolhidos em função de bons resultados na identificação de estruturas descontínuas e verticais, como fraturas e cavidades no subsolo.

O modelo sintético consiste na simulação de uma caverna em área carbonática. Uma caverna identificada na região serviu de base para a elaboração do modelo. A caverna simulada possui 4 metros de altura e 5 metros de largura, e ocorre dentro de uma rocha carbonática (Figura 10). No modelo inseriram-se camadas similares às encontradas em campo, que consistem em solo, a segunda uma camada de pelito interdigitada com calcário, a terceira um calcário intemperizado com algumas lentes de pelito, a quarta um calcário maciço, e por último a caverna úmida.

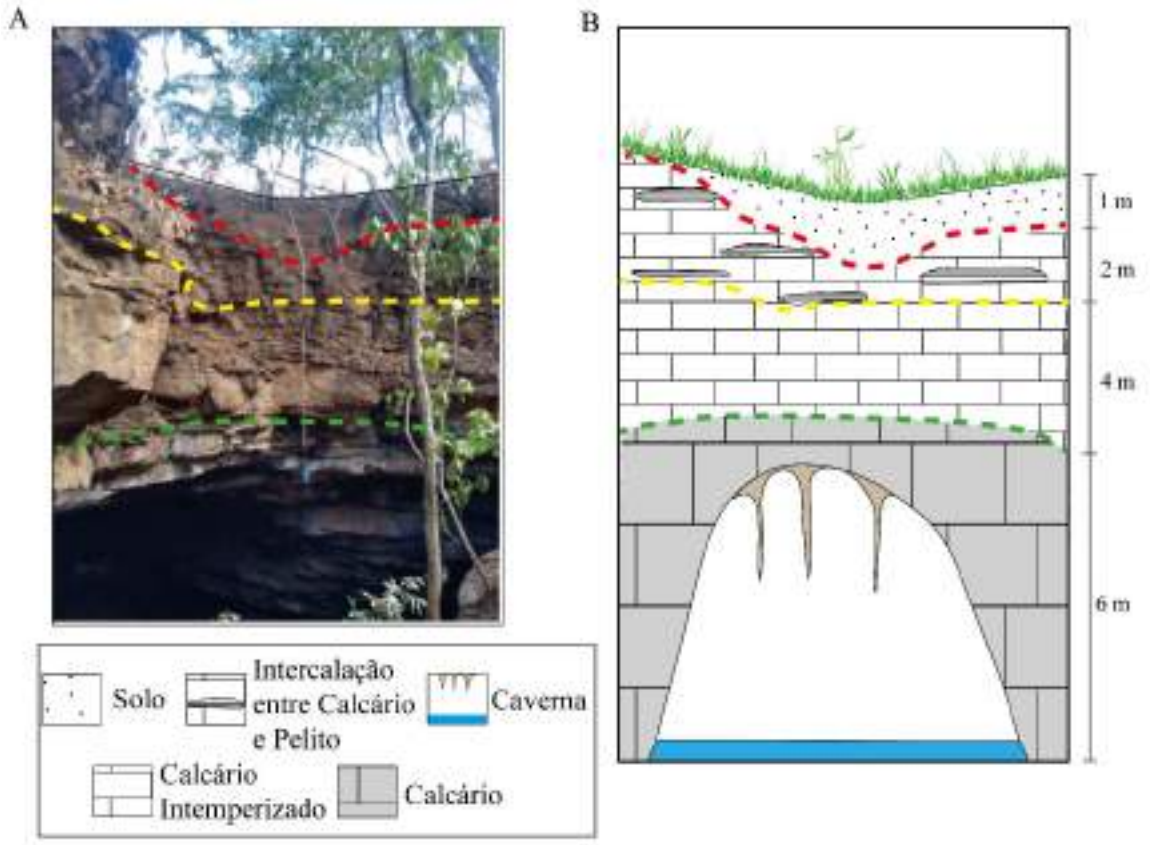


Figura 10:Esquema de uma caverna próxima à Área de estudo. (A) Foto de campo mostrando as camada acima da caverna, cada camada foi delimitada utilizando cores diferentes e (B) Diagrama com a interpretação da foto, em que o primeiro limite vermelho separa a camada de solo de um calcário pelítico, o limite amarelo separa o calcário pelítico do calcário intemperizado e o limite verde separa o calcário intemperizado do calcário maçico. No calcário maciço ocorre a formação de uma caverna por dissolução, e dentro dela há uma lâmina d'água e formações de estalactites.

Os valores de resistividade usados para cada camada e para a caverna proveem de informações de seções 2D de resistividade elétrica realizadas por Hussain *et al* (informação verbal). Os valores de resistividade usados na modelagem foram 700 Ohm.m para o solo, 74 Ohm.m para os metapelitos, 145 Ohm.m para o calcário intemperizado, 1500 Ohm.m para o calcário maciço, e 5 Ohm.m para a caverna úmida (Figura 11A).

Nas simulações numéricas modelaram-se aquisições usando-se espaçamento entre os eletrodos de 2.5 e de 5 metros, com 2 nós entre os eletrodos (figuras 11 e 12).

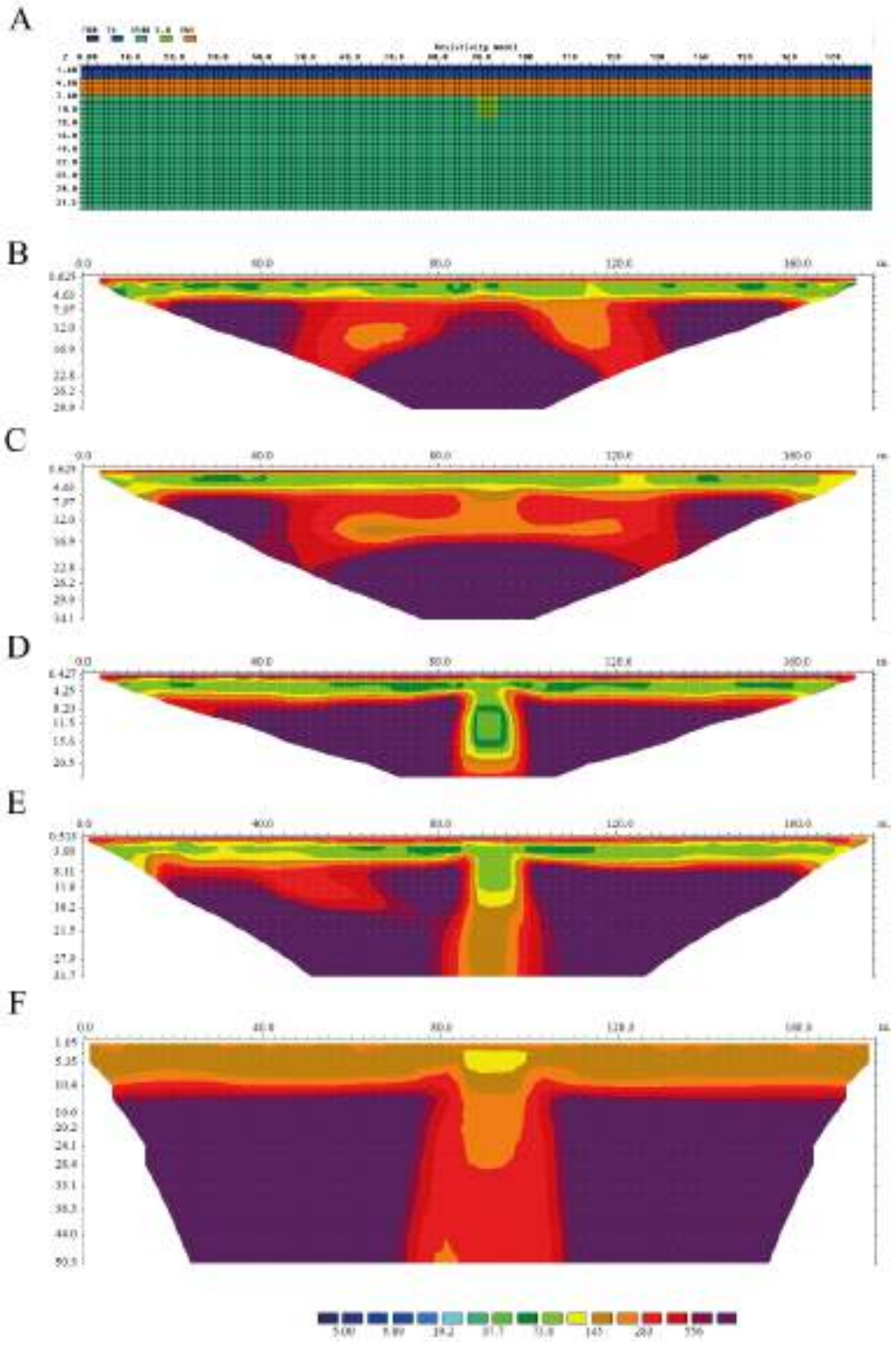


Figura 11: Inversão de dados sintéticos de espaçamento de 2,5 metros para testar a eficiência de cada arranjo em resolver um problema geológico. (A) Modelos de blocos com espaçamento de 2,5 metros baseado em uma caverna conhecida e suas respectivas seções de eletrorresistividade após inversão: (B) Arranjo Wenner-Schlumberger, (C) Arranjo Wenner, (D) Arranjo Dipolo-Dipolo, (E) Arranjo Polo-Dipolo e (F) Arranjo Polo-Polo

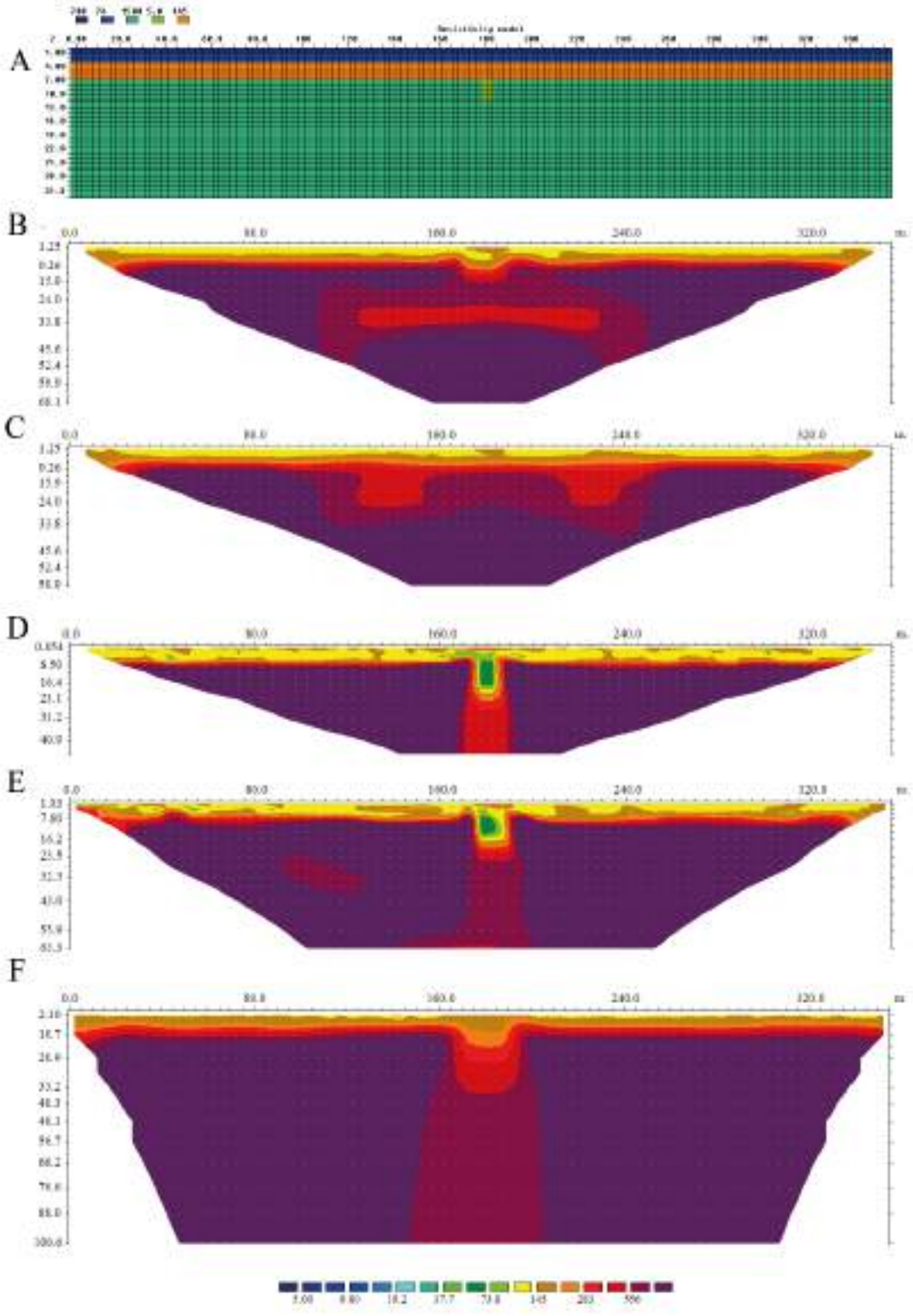


Figura 12: Inversão de dados sintéticos de espaçamento de 5 metros para testar a eficiência de cada arranjo em resolver um problema geológico. (A) Modelos de blocos com espaçamento de 2,5 metros baseado em uma caverna conhecida e suas respectivas seções de eletrorresistividade após inversão: (B) Arranjo Wenner-Schlumberger, (C) Arranjo Wenner, (D) Arranjo Dipolo-Dipolo, (E) Arranjo Polo-Dipolo e (F) Arranjo Polo-Polo

Os valores de resistividade gerados pelo *software* RES2DMOD foram exportados para o *software* RES2DINV, onde geraram-se modelos após a aplicação de rotinas de inversão de dados numéricos. Primeiramente modelaram-se os dados com espaçamento entre os eletrodos de 2,5 metros, e em seguida simularam-se respostas com eletrodos equiespaçados em 5 metros.

Os resultados da simulação numérica obtidos com espaçamento entre os eletrodos de 2,5 metros (Figura 11) indicam que o único arranjo que não conseguiu resolver o problema geológico foi o Wenner. Este arranjo teve uma tendência de horizontalizar as camadas, com isso não foi possível modelar um corpo verticalizado. Além disso, este arranjo foi o que atingiu a menor profundidade de investigação, chegando apenas a 30 metros aproximadamente. Todos os demais mostraram-se eficientes em mapear uma estrutura verticalizada. O arranjo PP, apesar de ter sido capaz de localizar a estrutura vertical, ele é um arranjo que abrange uma maior profundidade, com isso os detalhes das camadas mais rasas foram perdidos. A aplicação deste arranjo seria interessante para mapear estruturas mais profundas do que as que este trabalho visa mapear.

Nas simulações numéricas, realizadas com espaçamento entre os eletrodos de 5 metros, confirmam a ineficiência do arranjo Wenner em resolver estruturas descontínuas.

Apesar do espaçamento de 5 metros ter atingido uma maior profundidade, a resolução das camadas mais rasas ficaram comprometidas com este espaçamento, assim optou-se pelo uso do espaçamento de 2,5 metros nas aquisições de dados em campo.

CAPÍTULO 5

5. AQUISIÇÃO DE DADOS

A aquisição de dados aconteceu em uma área pertencente a Fazenda Pasto de Vacas, municípios de Buritinópolis e Mambaí, GO. A disposição das linhas de resistividade elétrica objetivou cruzar feições cársticas como as cavernas, dolinas e sumidouros evidentes na superfície e em mapas topográficos, e também mapeadas por grupos de espeleólogos (Figura 13).

No campo adquiriram-se dados de resistividade elétrica ao longo de 11 linhas, espaçadas em 60 metros, aproximadamente (Figura 14). Nas aquisições utilizaram-se o resistivímetro *Syscal Pro* (*Iris instruments*), acoplados a cabos multieletródicos com 72 conectores (Figura 15). Os eletrodos foram espaçados em 2,5 metros, totalizando seções com 177,5 metros de comprimento.

Os cabos eram conectados entre si por uma *switch box*, totalizando cinco *switch boxes*. As linhas foram montadas na direção EW e adquiridas no sentido oeste para leste. As linhas de aquisição foram configuradas com empilhamento máximo de 1. A partir dos resultados da simulação numérica, foram escolhidas as melhores configurações de campo para o objetivo em questão.

A aquisição foi realizada de oeste para leste (Figura 14), seguindo de L1 para L1', L2 para L2', e assim por diante. As coordenadas do início, meio e fim das linhas foram coletadas utilizando um GPS da marca Garmin, modelo eTrex10, com resolução de 7 metros.

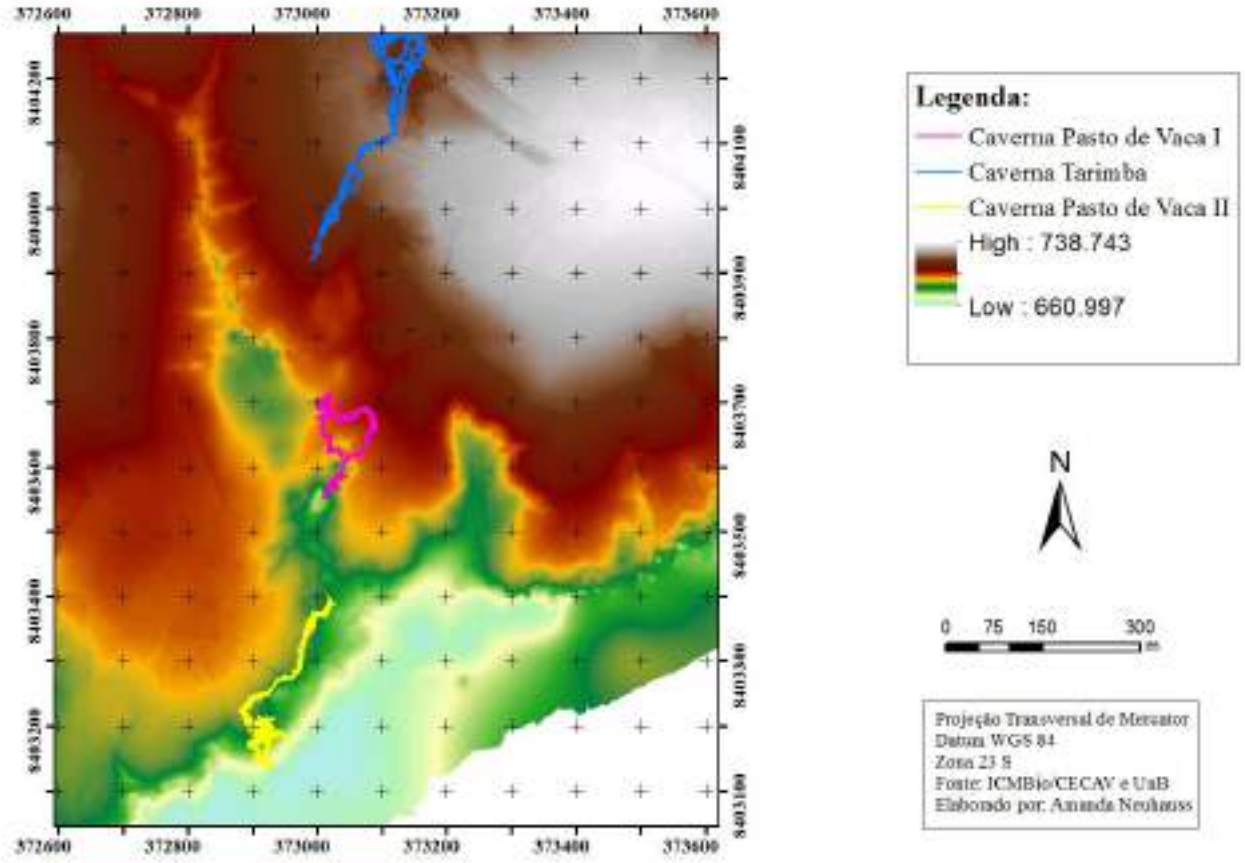


Figura 13: Modelo Digital de Terreno (MDT) com a localização e geometria das cavernas mapeadas pelo grupo de espeleologia GREGO. Em azul a projeção da Caverna Tarimba, em rosa e amarelo os traçados das cavernas Pasto de Vaca I e II, respectivamente.

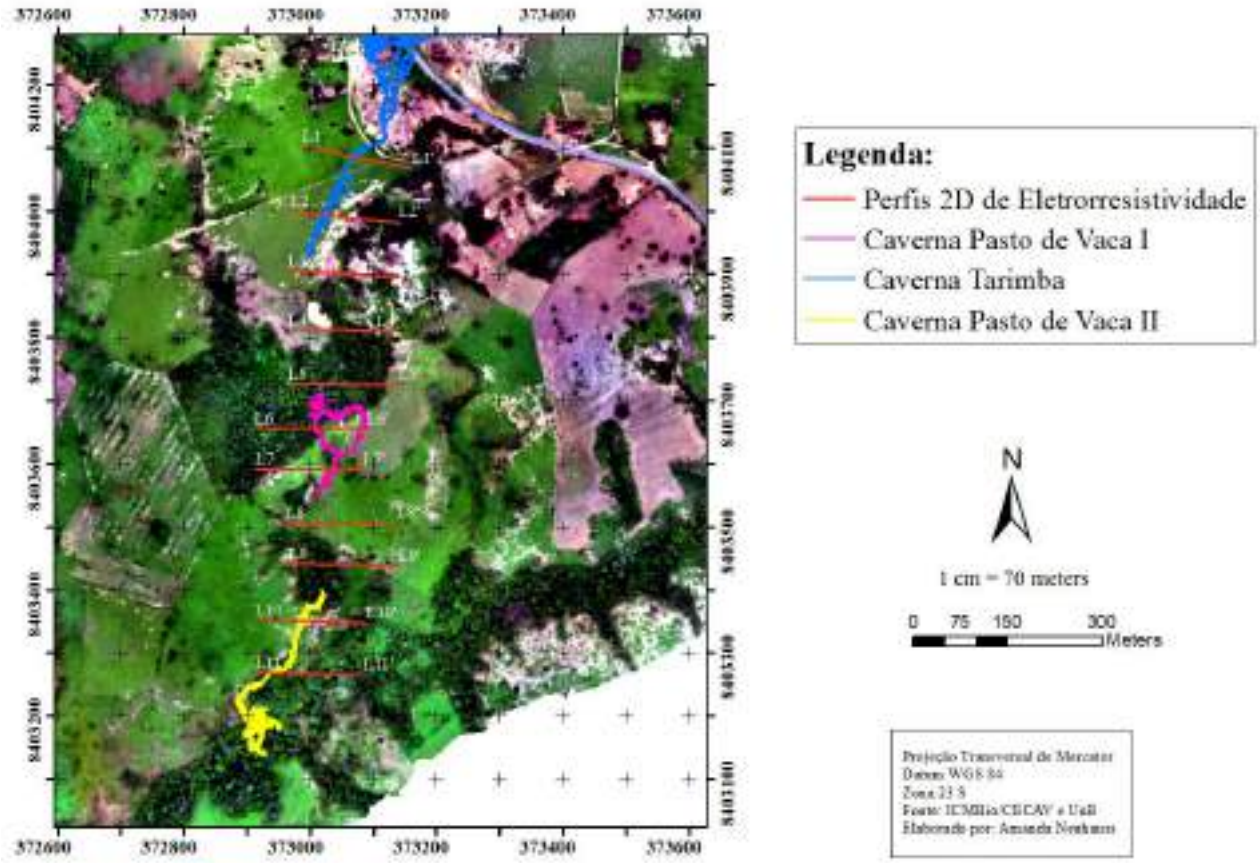


Figura 14: Ortofoto obtida por drone com a localização das linhas de eletrorresistividade e a projeção das cavernas mapeadas pela GREGO.



Figura 15: Fotografias evidenciam as aquisições de dados em campo. A) Eletrorresistivímetro Syscal Pro em operação. B, C e D) Equipe realizando a disposição dos cabos em campo. E) Disposição dos cabos perpendicular à entrada da caverna. F) Eletrodo dentro do Rio Extrema. G) Eletrodo próximo a uma depressão relacionada a um processo de dolinamento. H) Cabo próximo a um buraco proveniente de colapso de cavidade.

5.1. TESTE DE ARRANJOS

Com o intuito de otimizar o tempo em campo, foi realizado um teste de arranjos para eleger os melhores arranjos para a situação geológica real em questão. No primeiro dia de campo foi feita apenas uma linha, encima de parte da Caverna Tarimba, com os melhores arranjos simulados com a modelagem direta (WS, DD e PD). A região da caverna onde foi feita a aquisição possui aproximadamente 9 metros de largura e profundidade desconhecida.

A região cárstica é caracterizada por conter dolinas e entradas de cavernas por toda sua extensão, desta forma, quanto maior for a linha de aquisição, maior a chance de cruzar por essas áreas. Por este motivo, a alocação de eletrodos remotos tende a ser mais restrita. Por conta da restrição em campo, o arranjo PP foi descartado primeiramente.

Na aquisição dos dados de resistividade elétrica dos testes de arranjos, alguns dados foram perdidos em função da falta de acoplamento do eletrodo no solo, provocada pelo rompimento de fios internos do cabo de multieletrodos. Os dados de campo obtidos com os arranjos WS, DD e PD mostraram boa correspondência horizontal, com diferenças apenas em algumas anomalias verticais (Figura 16).

Após a realização da seção teste, optou-se pela continuidade da aquisição dos dados de campo nas demais linhas, apenas com os arranjos DD e PD, uma vez que os resultados obtidos com o WS não evidenciou a presença da Caverna Tarimba.

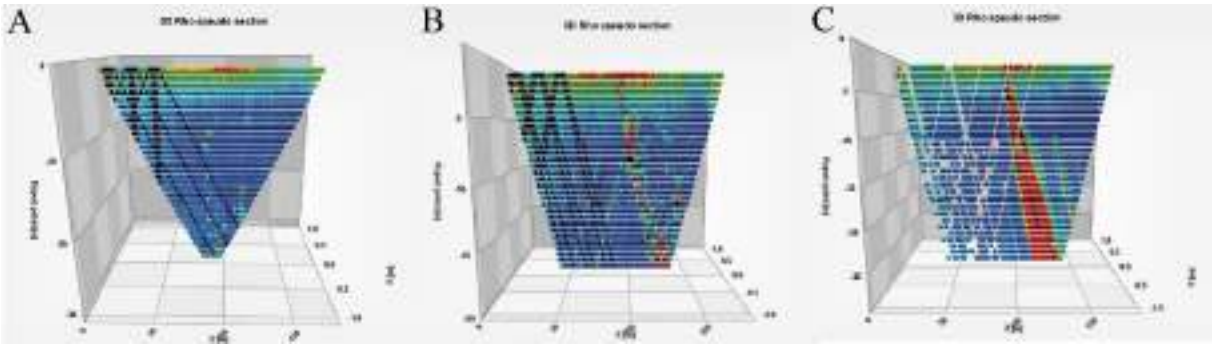


Figura 16: Distribuição dos pontos de resistividade elétrica obtidos no perfil teste com os arranjos: a) Wenner-Schlumberger, b) Dipolo-Dipolo e c) Polo-Dipolo.

CAPÍTULO 6

6. MODELAGEM

Os dados de resistividade elétrica obtidos em campo, passaram por processos de filtragem e modelagem inversa para posteriormente análise e interpretação dos resultados.

6.1. FILTRAGEM

A análise da qualidade dos dados de resistividade elétrica ocorreu no *software Prosys II* (*Iris Instruments*). Antes da filtragem inseriu-se a topografia das linhas a cada 2,5 metros, dessa forma os resultados serão dispostos em cota e não profundidade (Figura 17). Os registros de topografia proveem do levantamento fotogramétrico realizado com o drone para o Projeto CECAV/ICMBio.

Após a inserção da topografia, transformaram-se os registros de resistividade para valores absolutos, uma vez que há registros de potencial elétrico negativo, os quais não possuem significados físicos, já o que importa é o gradiente do potencial (Figura 18).

Os critérios de filtragem dos dados de resistividade elétrica foram eliminação de registros com elevado valor de resistência de contato (acima de 5 KOHm.m), valores de resistividade elétrica muito próximos de zero (mínimo 5 Ohm.m), e anomalias pontuais (*spikes*) ao longo da pseudoseção (Figura 19). Após a filtragem dos dados notou-se que as maiores perdas (menor que 30%) ocorreram com o arranjo polo dipolo (Tabela 1).

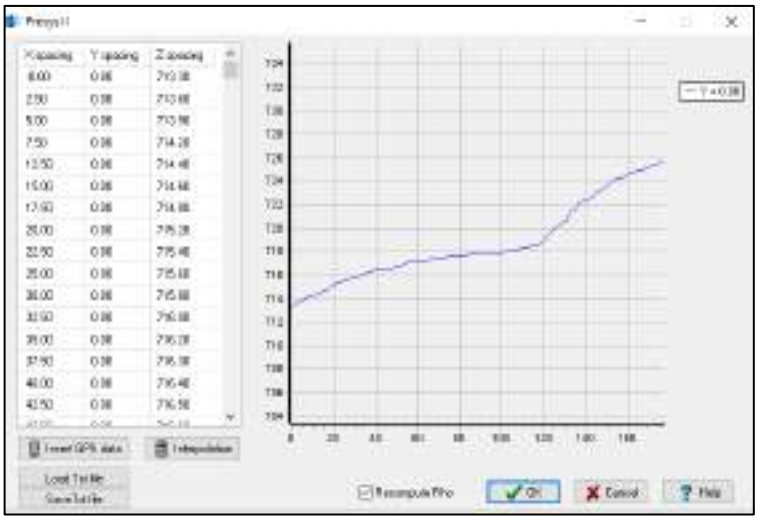


Figura 17: Foto da planilha e representação gráfica de topografia inserida em parte de uma linha de resistividade elétrica obtida em campo (Software PROSYS II).

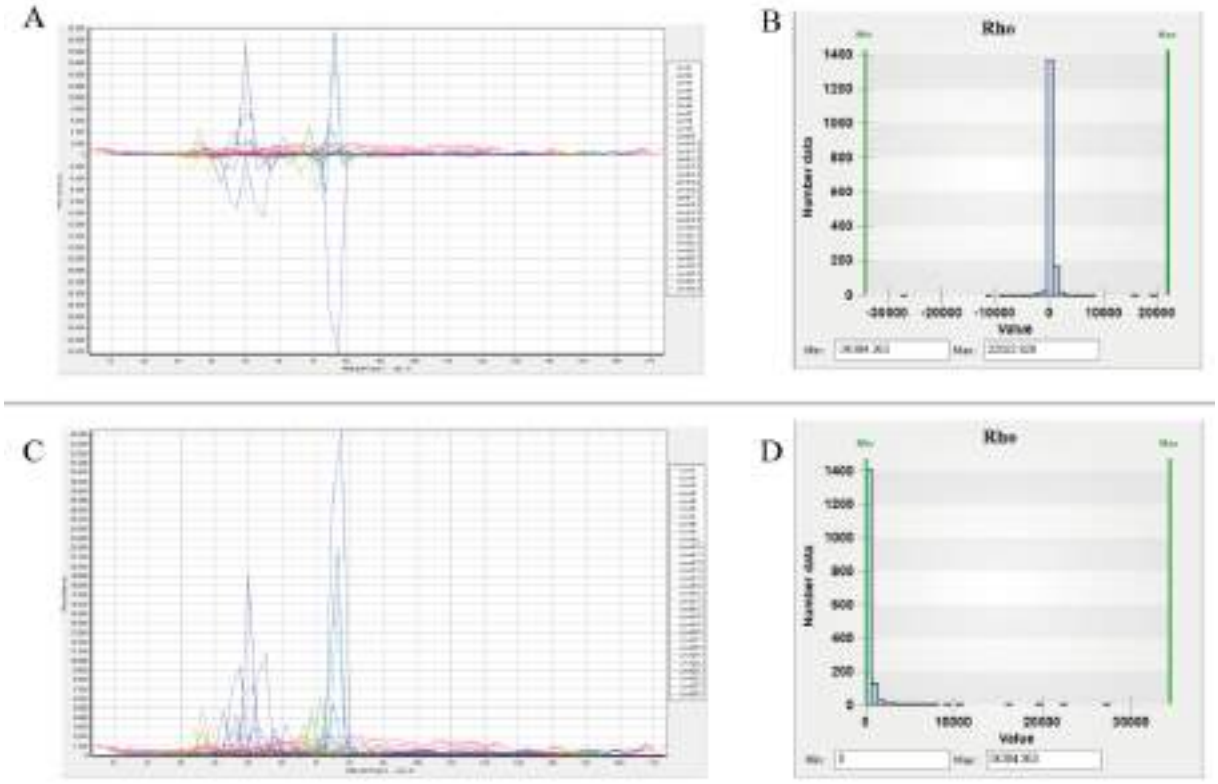


Figura 18:Etapa de conversão dos dados de resistividade elétrica em valores absolutos. a) gráfico de resistividade em cada espaçamento ao longo da linha com os valores negativos brutos b) Histograma com os valores negativos ainda presentes c) gráfico de resistividade em cada espaçamento ao longo da linha após transformá-los em valores absolutos d) Histograma com apenas valores positivos

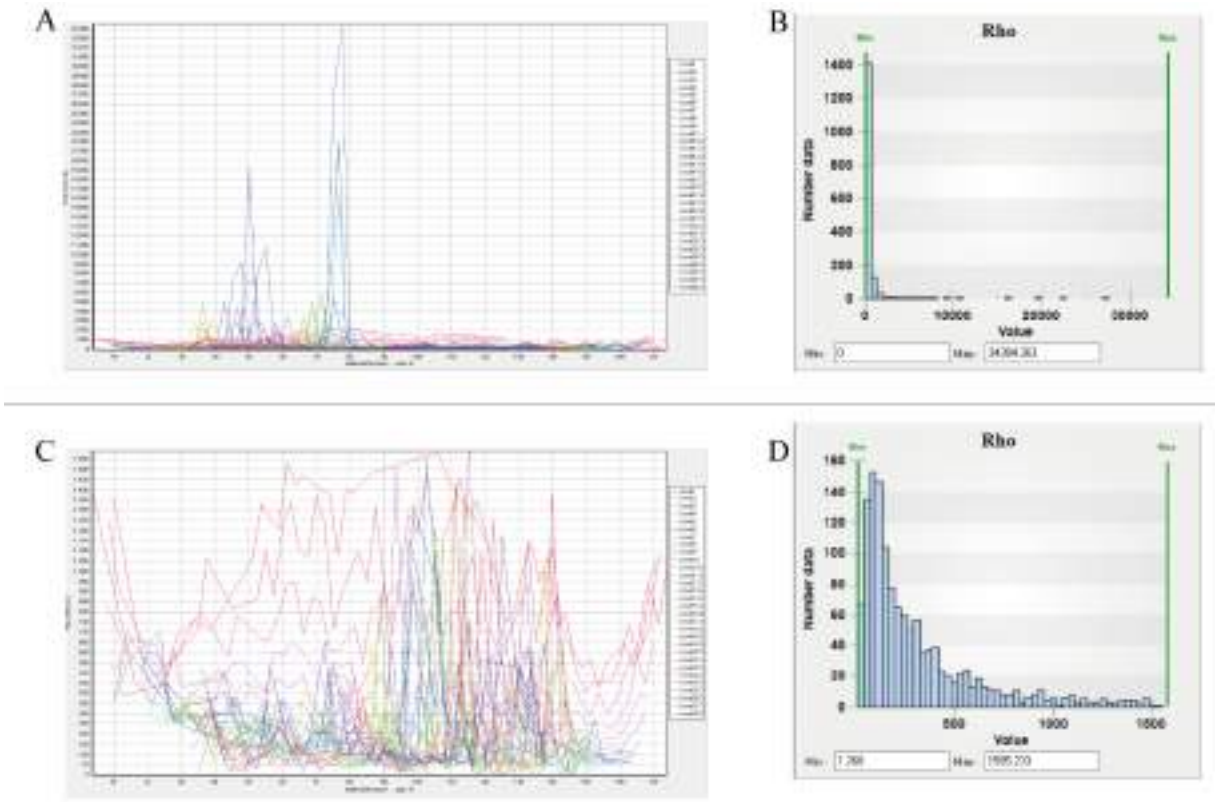


Figura 19: (a) Distribuição dos registros brutos de resistividade elétrica por nível de profundidade da linha de testes obtida com o arranjo DD, e respectivo Histograma (b). (c) Distribuição dos registros filtrados de resistividade elétrica por nível de profundidade da linha de testes obtida com o arranjo DD, e respectivo Histograma (d).

Tabela 1: Arranjos eletródicos e respectivas profundidades de investigação, número de pontos antes e após a filtragem, bem como a porcentagem de dados removidos nos processos de filtragem dos registros de resistividade elétrica da Linha de Teste.

	Profundidade de investigação	Número de dados iniciais	Número de dados finais	% perda
Wenner-Schlumberger	34	1216	1004	17,43421
Dipolo-Dipolo	23	1605	1294	19,37695
Polo-Dipolo	30	1665	1230	26,12613

6.2. INVERSÃO

Após a etapa de filtragem dos dados no *Prosys II*, os dados foram convertidos para o *software* RES2DINV, onde aconteceram eventuais filtragens e a modelagem inversa dos dados. O RES2DINV é um programa que, a partir de dados de investigações de eletrorresistividade, determina um modelo elétrico 2D da subsuperfície com a aplicação de uma rotina matemática de inversão.

Para a regularização do modelo físico, optou-se pela homogeneização das espessuras das camadas do modelo. Assim usou-se a função “change thickness of layers” para ajustar as camadas (Figura 20).

Outra etapa de modelagem consistiu em aplicar um peso maior no filtro de suavização horizontal, o que possibilita ressaltar as estruturas verticais. Nesta etapa modificou-se a opção “*vertical to horizontal flatness filter ratio*” com peso 2 para realçar essas estruturas.

A B

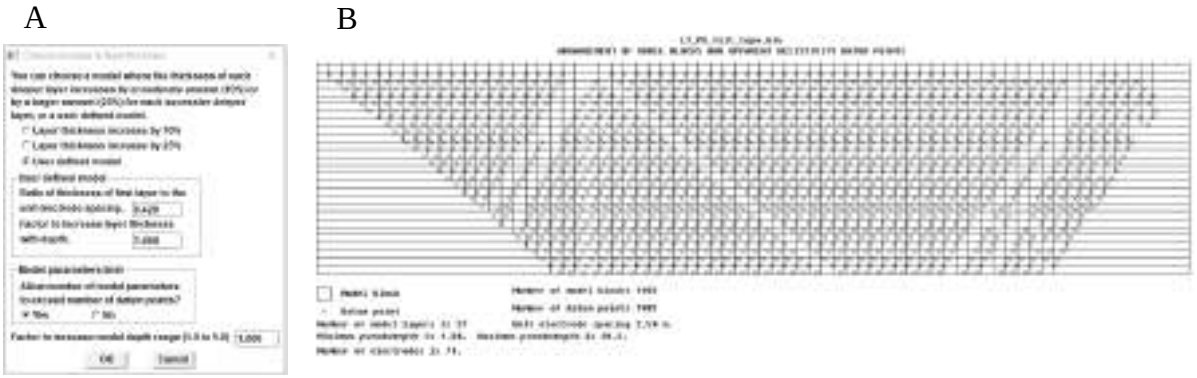


Figura 20:A) janela de configuração dos blocos e B) modelo de blocos após ajustes, respectivamente.

Por último, foi escolhida a melhor função numérica para realizar a inversão dos dados. O *software* fornece 3 opções principais: a inversão “mínimos quadrados”, esta inversão utiliza uma restrição de suavidade, na maioria dos casos esta restrição resulta em modelos com valores de resistividade variando suavemente; a inversão combinada utiliza dois métodos e deve ser aplicado em situação incomuns, onde a sensibilidade dos valores do modelo de blocos são distorcidos por conta da grande variação de resistividade; por fim, a inversão do tipo Robusta, utilizada quando é esperado limites fortes, bem definidos, como por exemplo zonas de cisalhamentos (Figura 21).

Na comparação dos resultados obtidos após as inversões (Figura 21) notam-se melhores definições limites na seção robusta. Para realizar a escolha da melhor inversão, foi feita uma análise do erro RMS e do erro absoluto de cada linha (Figura 22). Após a análise dos erros notaram-se menores erros usando-se a inversão robusta, deste modo a mesma foi usada nos demais dados.

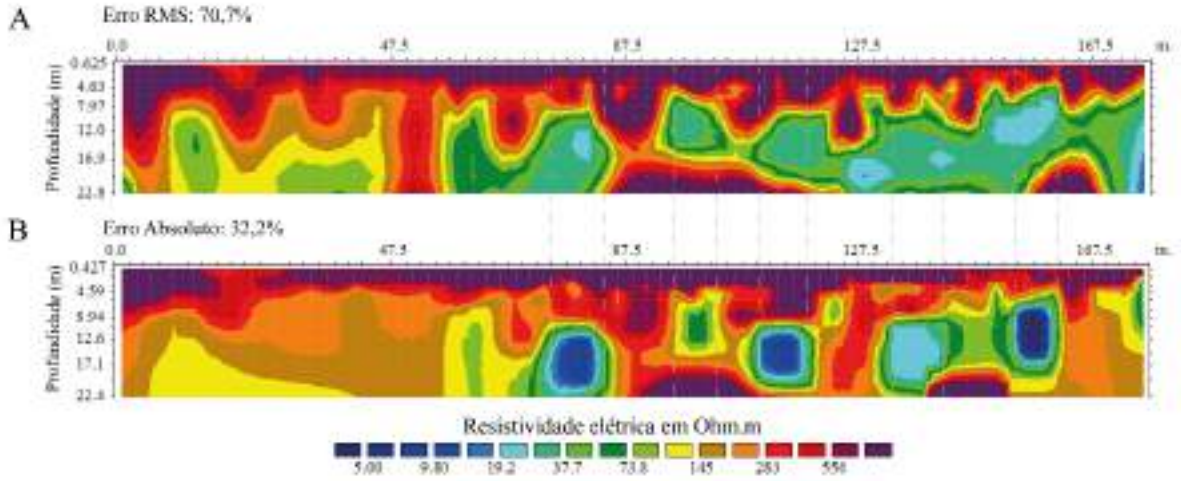


Figura 21: Modelos de resistividade elétrica da L1, arranjo dipolo dipolo, obtidos com as inversões a) mínimos quadrados e b) robusta.

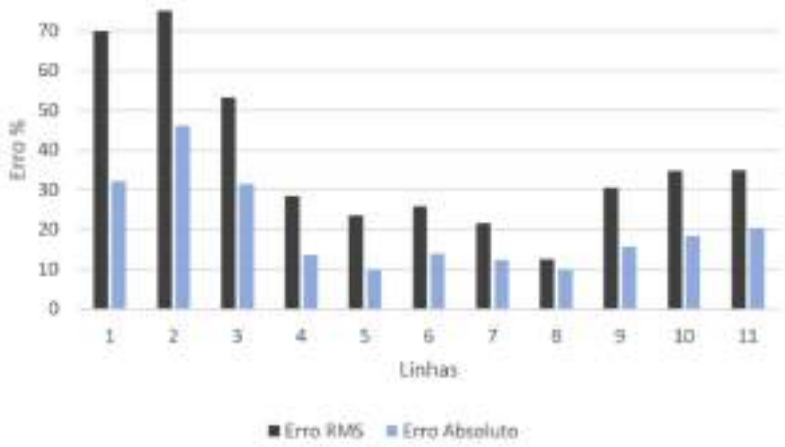


Figura 22: Distribuição de erros de resultados de diferentes tipos de inversão aplicados aos dados de resistividade das linhas realizadas na área de pesquisa.

Em alguns conjuntos de dados houve a necessidade de aplicar uma filtragem dos dados baseada no erro individual de cada ponto, ou seja, no processo de filtragem há possibilidade de comparar-se o erro do processo de modelagem em cada ponto amostrado e filtrar-se os pontos de grande discrepância. No programa Res2dinv, este processo é nomeado como *error statistics*.

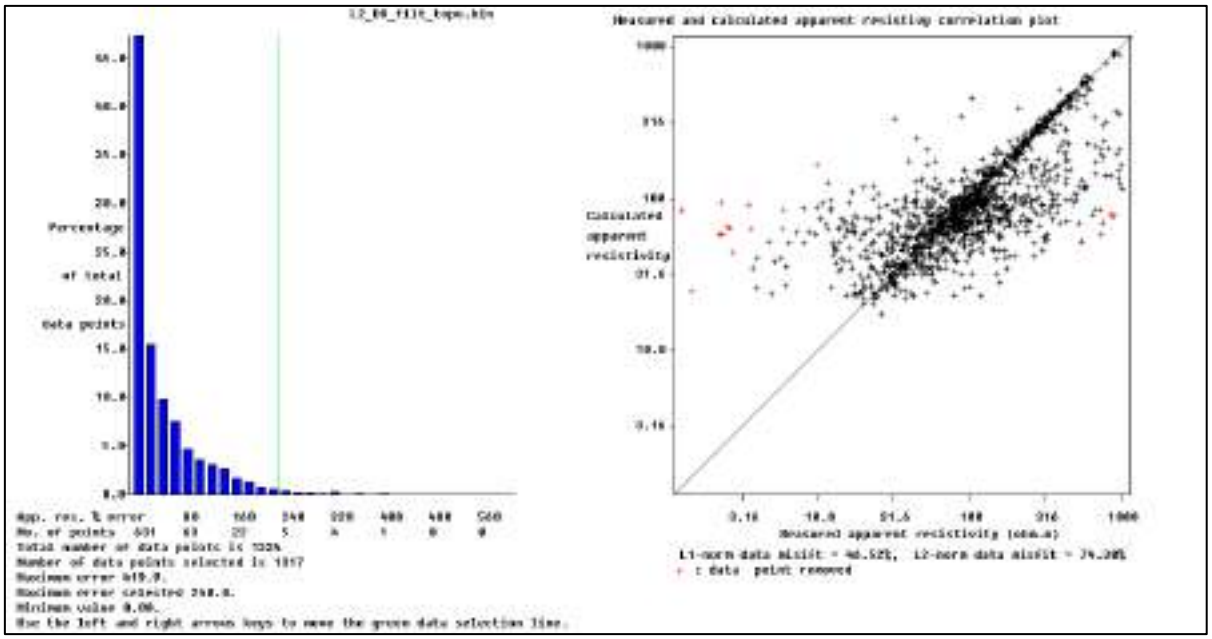


Figura 23:Histograma de distribuição do erro em função da porcentagem de número de pontos. Gráfico de correlação entre as os valores de resistividade aparente registrados em campo e calculados no modelo direto. A em verde no histograma representa o intervalo de dados que serão eliminados. No gráfico de correlação os dados eliminados aparecem como pontos vermelhos.

CAPÍTULO 7

7. RESULTADOS

Nesta sessão serão apresentados os resultados dos testes de arranjos realizados no início do campo e os resultados das 11 linhas de eletrorresistividade.

7.1. TESTE DE ARRANJOS ELETRÓDICOS

Nesta etapa definiram-se as melhores configurações eletródicas de campo analisando-se resultados obtidos com os arranjos Dipolo-Dipolo, Polo-Dipolo e Wenner-Schlumberger. Conforme descrito anteriormente, as aquisições aconteceram sobre uma área onde tinha-se conhecimento da presença de uma caverna com 9 metros de largura. Ao analisar as três sessões de resistividade elétrica notam-se que elas possuem sensibilidades distintas.

Os arranjos DD e PD aparentam ter maior similaridade, foram capazes de mapear as mesmas cavidades, é possível notar ainda as suas diferenças, em que o DD mapeou com maior resolução os primeiros metros, enquanto o PD atingiu maiores profundidades. O Wenner-Schlumberger, apesar de ter uma penetratividade maior que a do PD, e ter a menor porcentagem de perda de dados durante o processo de modelagem de dado, o mesmo não foi capaz de mapear a cavidade conhecida (Figura 24).

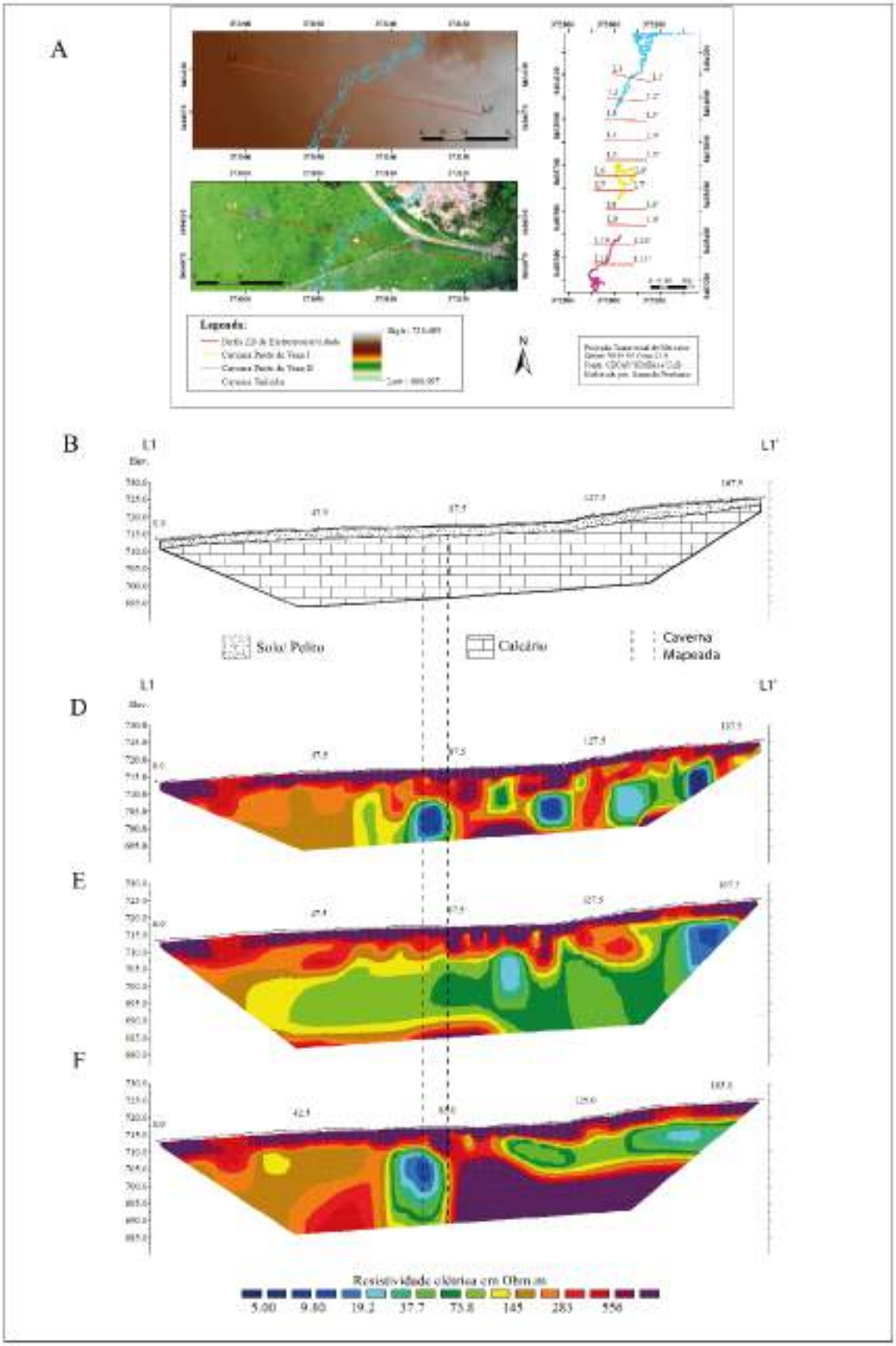


Figura 24:(A) Localização da Linha Teste na área do trabalho. (B) Modelo geológico com a indicação da localização da Caverna Tarimba. Modelos de resistividade elétrica obtidos com os arranjos (C)WS, (D) DD, e (E) PD.

7.2. INTERPRETAÇÃO

Os resultados da modelagem inversa dos dados de resistividade DD e PD foram analisados em conjunto com o objetivo de identificar relações entre si a fim de localizar fraturas e zonas de possíveis vazios. Para isso os perfis foram criados utilizando a mesma escala vertical, horizontal e *Datum* (Figura 25).

Neste trabalho, optou-se pelo uso de faixas de valores de resistividade para delimitar cada feição. O objetivo da interpretação dos dados foi, a partir da análise de contrastes de valores de resistividade, identificar as principais estruturas relacionadas ao sistema cárstico, como por exemplo as camadas esperadas de pelitos e calcários, e as estruturas, como vazios, falhas e cisalhamentos.

7.2.1. LINHA 1

A Linha 1 encontra-se em uma área de pasto, onde a topografia cresce de oeste para leste. A caverna mapeada cruza a linha de aquisição nos 77,5 metros de distância do início do perfil (Figura 26).

Analisando os valores de resistividade elétrica da Linha 1 é possível identificar padrões de resistividade característicos de regiões cársticas. Os valores de alta resistividade, maiores que 556 Ohm.m, localizados nos primeiros 5 metros de profundidade estão correlacionados, devido à distância, com resquícios de deposição de sedimentos Colúvio-Eluvionares. A camada de calcário maciço foi interpretada como sendo a última camada, com alta resistividade, maior que 556 Ohm.m.

A camada amplamente distribuída pela seção de resistividades intermediárias, variando entre 145 e 283 Ohm.m, foi interpretada como o calcário intercalado com pelito. Nela é possível identificar estruturas como vazios, estrutura circular com resistividades baixas variando entre 5 e 37,5 Ohm.m, falhas, estrutura linear vertical onde existe grande contraste entre alta e baixa resistividade descrevendo o limite entre o calcário e a caverna mapeada, e zonas de cisalhamento, estruturas verticais onde é possível observar resistividades menores que as circundantes.

A primeira cavidade, da esquerda para a direita, foi identificada como sendo a Caverna Tarimba, e outras três possivelmente são dutos secundários com passagens estreitas não mapeados pelos espeleólogos.

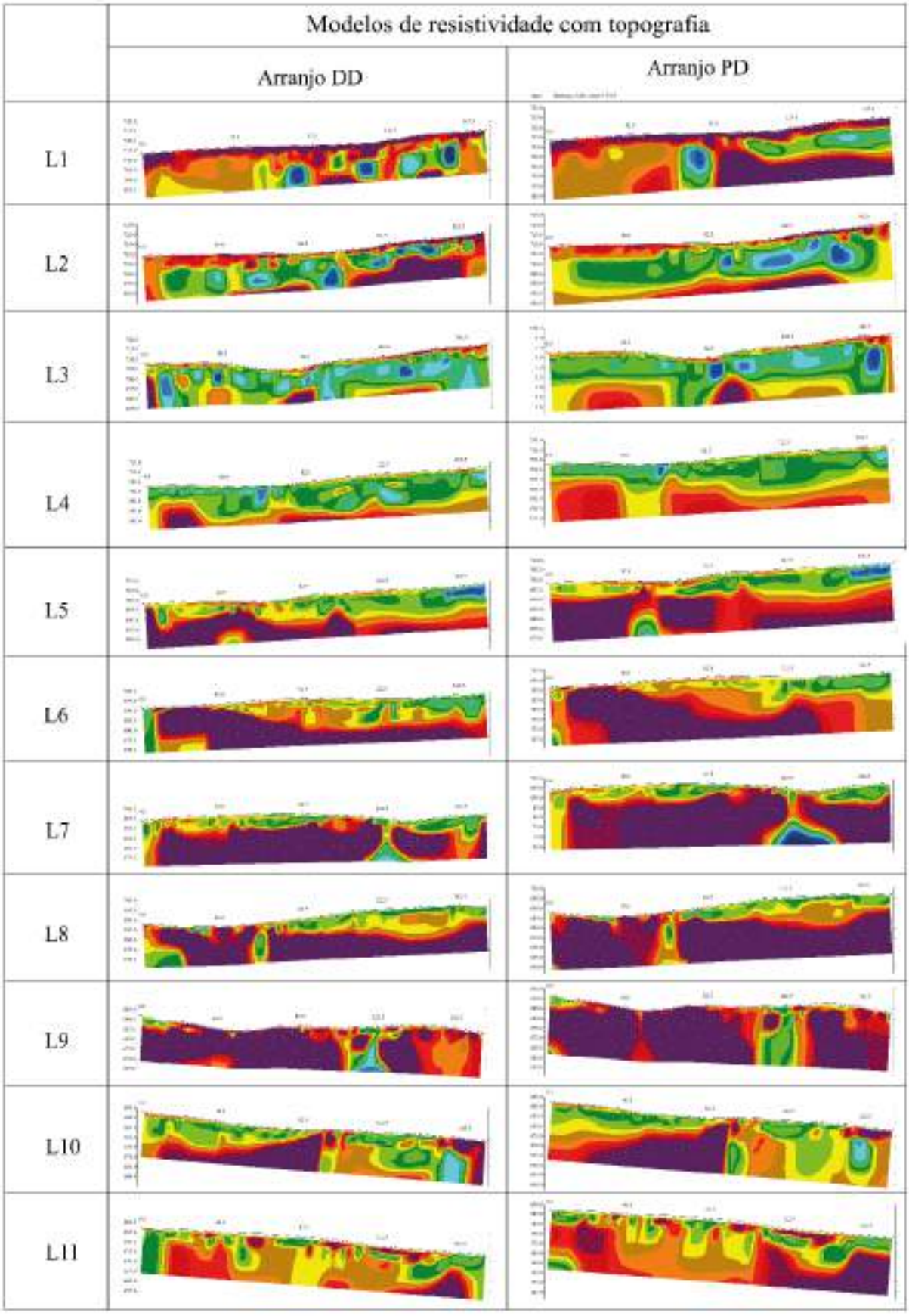


Figura 25: Modelos de resistividade elétrica das seções L1 a L11 obtidos com os arranjos DD e PD.

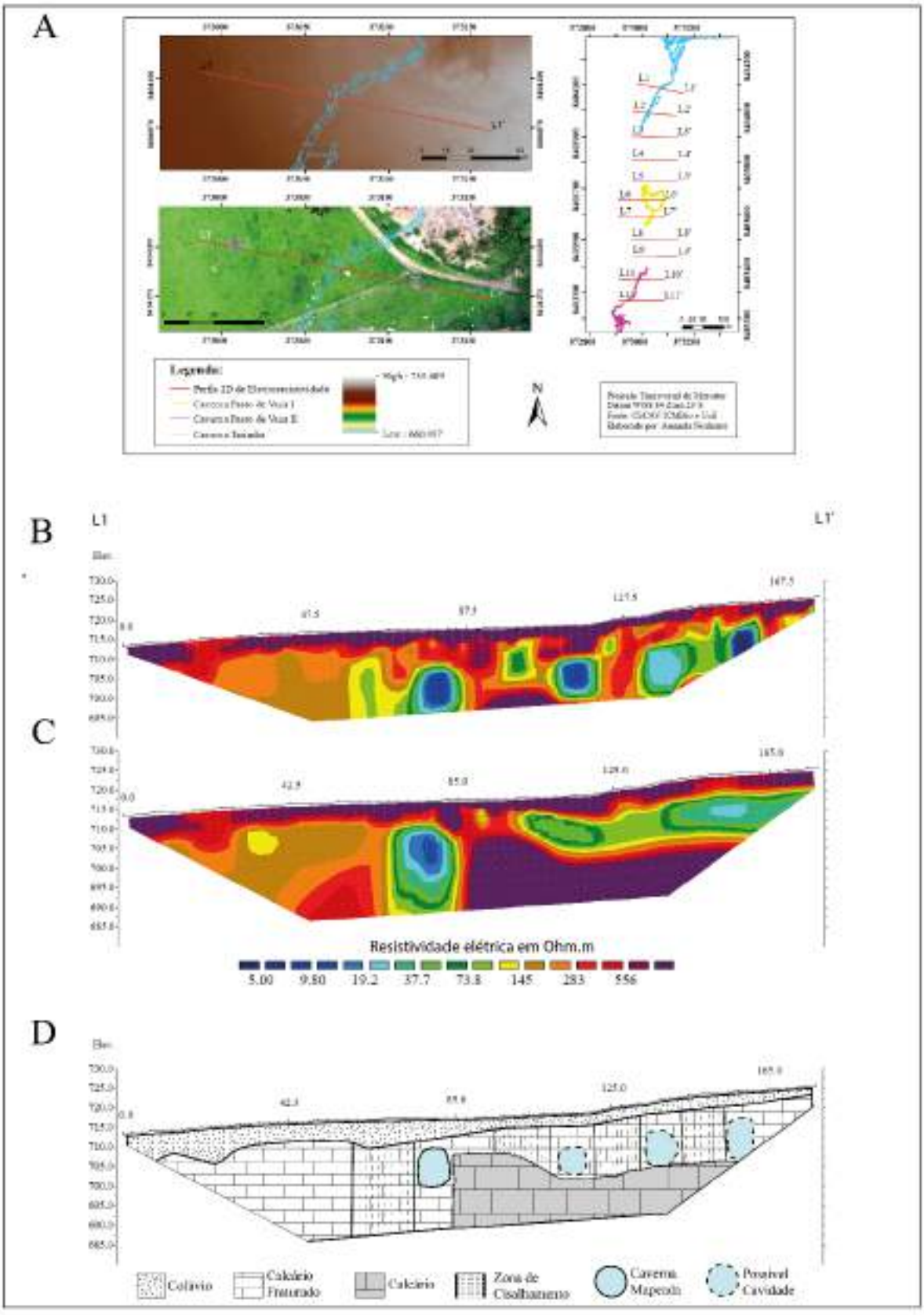

A
B
L1
L1'
C
Resistividade elétrica em Ohm.m
5.00
9.80
19.2
37.7
73.8
145
283
556
D
Colúvio
Calcário Fraturado
Calcário
Zona de Cisalhamento
Caverna Mapeada
Provável Cavidade

Figura 26: (A) Localização da Linha 1 na área do trabalho. Modelos de resistividade elétrica obtidos com os arranjos (B) DD e (C) PD. (D) Modelo geológico elaborado a partir dos resultados com a indicação da localização da Caverna Tarimba.

7.2.2. LINHA 2

No modelo de resistividade elétrica obtido para a Linha 2, observa-se, na parte superficial das seções uma camada residual de alta resistividade interpretada como os depósitos Colúvio-Aluvionais (Figura 27). Esta primeira camada mostra uma espessura de 3 a 5 metros, com uma resistividade elétrica superior a 283 Ohm.m.

O calcário aparece ainda como sendo a última camada, a 20 metros de profundidade, aproximadamente, com valores de resistividade maiores que 556 Ohm.m.

A camada acima do calcário foi interpretada como sendo a camada de calcário fraturado com presença de lentes de pelitos. Esta camada abrange toda a seção entre 5 e 20 metros de profundidade, e resistividades intermediárias variando entre 73 a 145 Ohm.m. Nesta camada notam-se inúmeras zonas de baixa resistividade interpretadas como zonas de cisalhamento e cavernas úmidas.

As estruturas circulares de baixa resistividade, entre 5 e 19,2 Ohm.m foram interpretadas nesta linha como sendo cavernas com águas ou com sedimentos saturados. A primeira caverna corresponde ao duto da Caverna Tarimba, e as 4 seguintes podem ser interpretadas como dutos estreitos da Caverna Tarimba que não são possíveis de serem mapeados por espeleólogos.

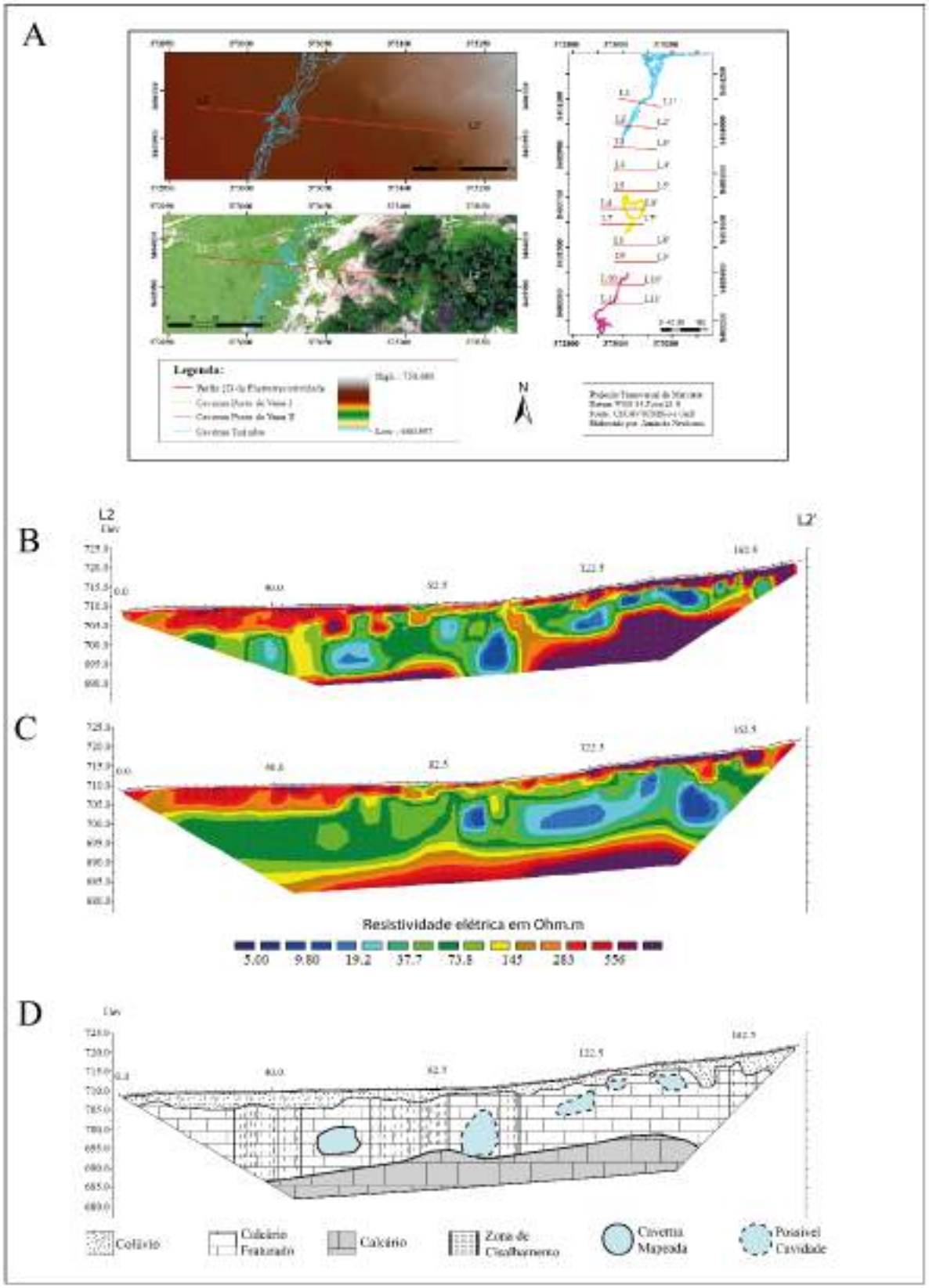


Figura 27: (A) Localização da Linha 2 na área do trabalho. Modelos de resistividade elétrica obtidos com os arranjos (B) DD e (C) PD. (D) Modelo geológico elaborado a partir dos resultados com a indicação da localização da Caverna Tarimba (Caverna mapeada).

7.2.3. LINHA 3

Na seção 3 ainda é possível localizar uma fina camada resistiva ao longo da Linha 3, com aproximadamente 2 metros de profundidade, e com resistividade acima de 283 Ohm.m (). Com o modelo definiu-se o calcário como sendo a última camada de alta resistividade (acima de 556 Ohm.m).

Entre os sedimentos da primeira camada e o calcário na última camada, encontra-se uma camada de resistividade intermediária ao longo de toda a seção. A resistividade desta camada varia entre 37,7 e 115 Ohm.m, entre 5 e 17,5 metros de profundidade. Os limites das camadas são bem definidos por discordâncias. Nesta camada é onde se encontram as zonas de fraquezas saturadas, o que justifica a faixa de resistividade relativamente mais baixa.

No mapa topográfico da área (Figura 28A) nota-se um baixo topográfico oval, entre as linhas 3 e 4, e outra na linha 5. Esses baixos topográficos refletem áreas de subsidência, onde existem duas dolinas. Na Linha 3, entre as posições 45 e 87,5 metros, nota-se um padrão condutivo, que possivelmente relaciona-se com uma área colapsada, com fluxo de água subterrânea. Esta teoria é corroborada com relatos dos donos da propriedade, que afirmam a ocorrência de um colapso de caverna e surgimento de uma dolina por volta dos anos 1960.

Logo abaixo da zona colapsada foi identificada uma zona fraturada, possivelmente o que tornou a região relativamente mais condutiva. Nesta seção foram identificados ainda nesta camada quatro possíveis cavidades rasas com fluxo de água, com baixas resistividades de até 19,2 Ohm.m.

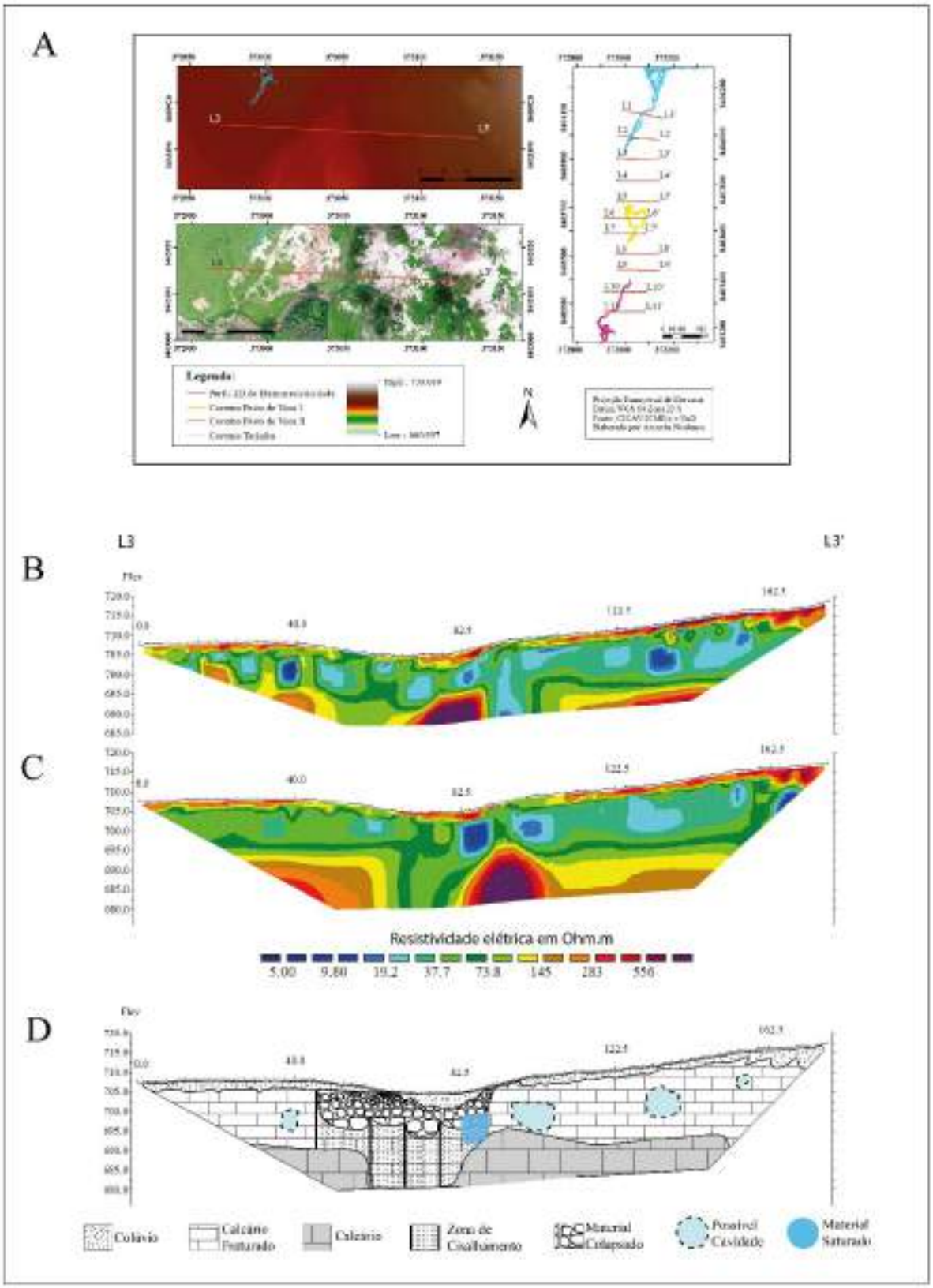


Figura 28: (A) Localização da Linha 3 na área do trabalho. Modelos de resistividade elétrica obtidos com os arranjos (B) DD e (C) PD. (D) Modelo geológico elaborado a partir dos resultados com a indicação da localização de uma dolina.

7.2.4. LINHA 4

Na seção 4 aparece novamente uma fina camada resistiva, a partir de 75 metros desde o início do perfil, com aproximadamente 1 metro de profundidade (Figura 29). A última camada resistiva, acima dos 556 Ohm.m, aparece a partir dos 10 metros de profundidade, com a superfície horizontalizada. A camada intermediária, de resistividades intermediárias entre 37,7 a 145 Ohm.m, abrange lateralmente toda a seção. Essas três camadas principais possuem limites bem marcados por contraste de resistividade, e foram interpretadas como sendo, respectivamente, o depósito de colúvio, o calcário e o calcário fraturado.

A Linha 4 está na mesma região da dolina identificada na Linha 3. Apesar da linha de aquisição ter sido posicionada nas bordas da área colapsada, foi possível identificar feições que podem estar relacionadas com o colapso. Entre 40 e 72 metros do início do perfil está presente uma região com feições verticalizadas e de baixa resistividade e uma feição arredondada com maior condutividade, indicando que a área possivelmente está inserida em uma zona de colapso, onde possivelmente existe um fluxo de água subterrânea, definida como sendo uma região de material saturado. Abaixo desta zona colapsada está localizada uma feição vertical de resistividade intermediária atravessando a camada de maior resistividade. Esta estrutura é interpretada como uma zona de cisalhamento, onde o calcário aparenta estar mais fraco, o que justificaria o formato vertical e a baixa resistividade. A aproximadamente 125 metros de distância do início do perfil está localizada uma estrutura condutiva quase circular, interpretada na seção como sendo uma possível cavidade com água ou materiais saturados.

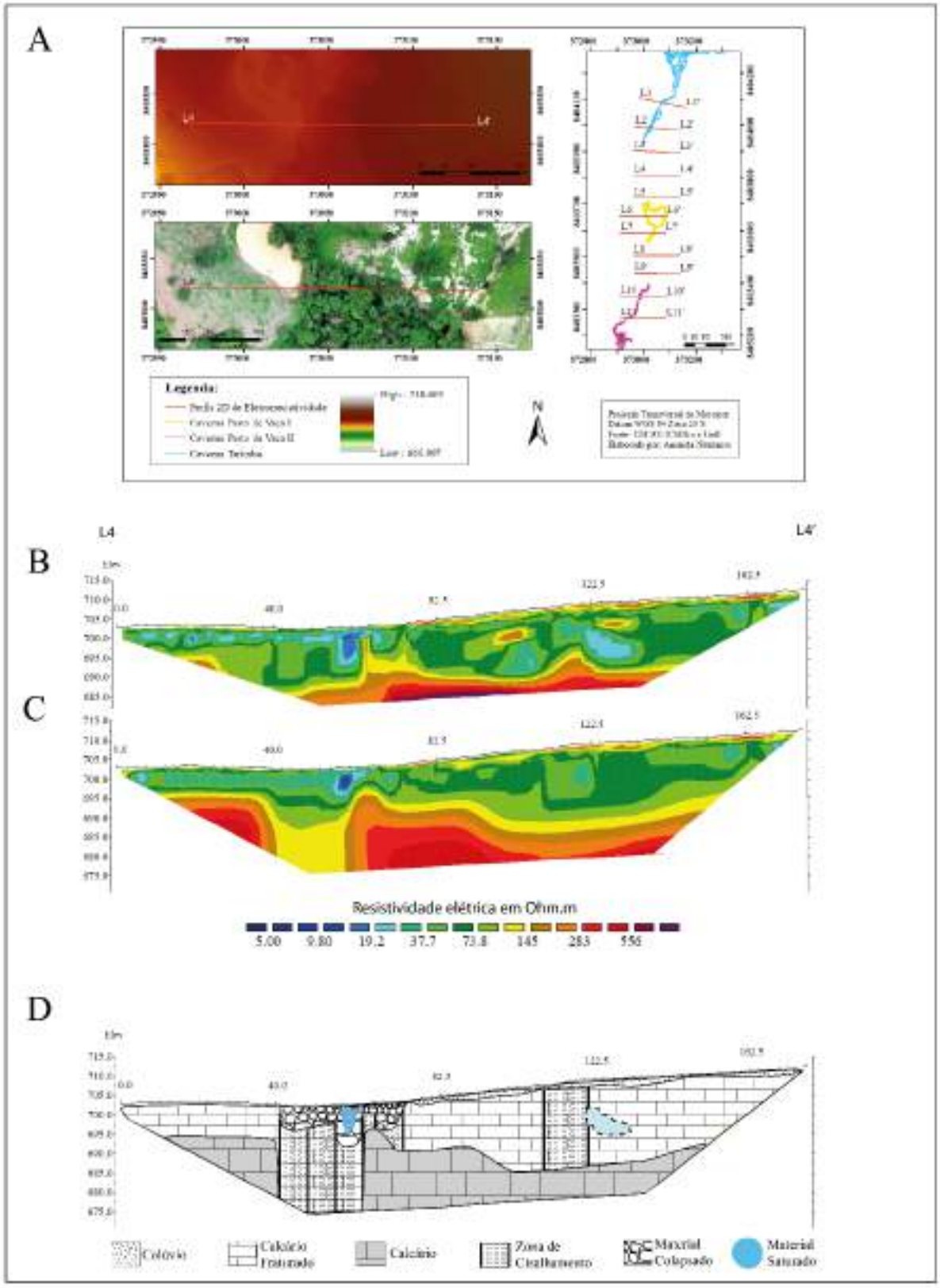


Figura 29: (A) Localização da Linha 4 na área do trabalho. Modelos de resistividade elétrica obtidos com os arranjos (B) DD e (C) PD. (D) Modelo geológico elaborado a partir dos resultados com a indicação da localização de uma dolina.

7.2.5. LINHA 5

A Linha 5 está contida maioritariamente em uma mata nativa desenvolvida em uma fina camada de neossolo, sobreposta a camadas de calcários e presença de cavernas (Figura 30). A topografia é crescente de oeste para leste, com uma pequena depressão na primeira metade da linha.

Esta seção apresenta uma primeira camada com resistividades intermediárias variando entre 73,8 a 283 Ohm.m, e abrange toda a seção até aproximadamente 10 metros de profundidade. A última camada, de maior resistividade, acima de 556 Ohm.m, aparenta estar horizontalizada, iniciando a partir dos 10 metros de profundidade. A primeira camada foi interpretada como sendo o calcário fraturado e a camada resistiva como sendo o calcário.

Na camada interpretada como calcário é possível identificar feições verticalizadas de resistividades relativamente menores, a partir de 40 metros do início do perfil. Estas feições foram interpretadas como sendo zonas de cisalhamento, e logo abaixo foi identificado uma estrutura condutiva, com resistividade menor que 20 Ohm.m, de formato circular, interpretada como uma caverna. Esse conjunto de estruturas provavelmente contribuíram para causar o calapso localizado na superfície, entre os 42,5 e 60 metros. Diferente das zonas de colapso das linhas 3 e 4, esta apresenta resistividades comparativamente maiores, o que pode significar que o fluxo de água do nível superior flui para a caverna de nível inferior.

A partir dos 102,5 metros na seção, entre as cotas 687,5 a 697,5 metros aparece uma estrutura oval condutiva. Esta estrutura é interpretada como sendo uma cavidade, que pode relacionar-se aos condutos da Caverna Tarimba.

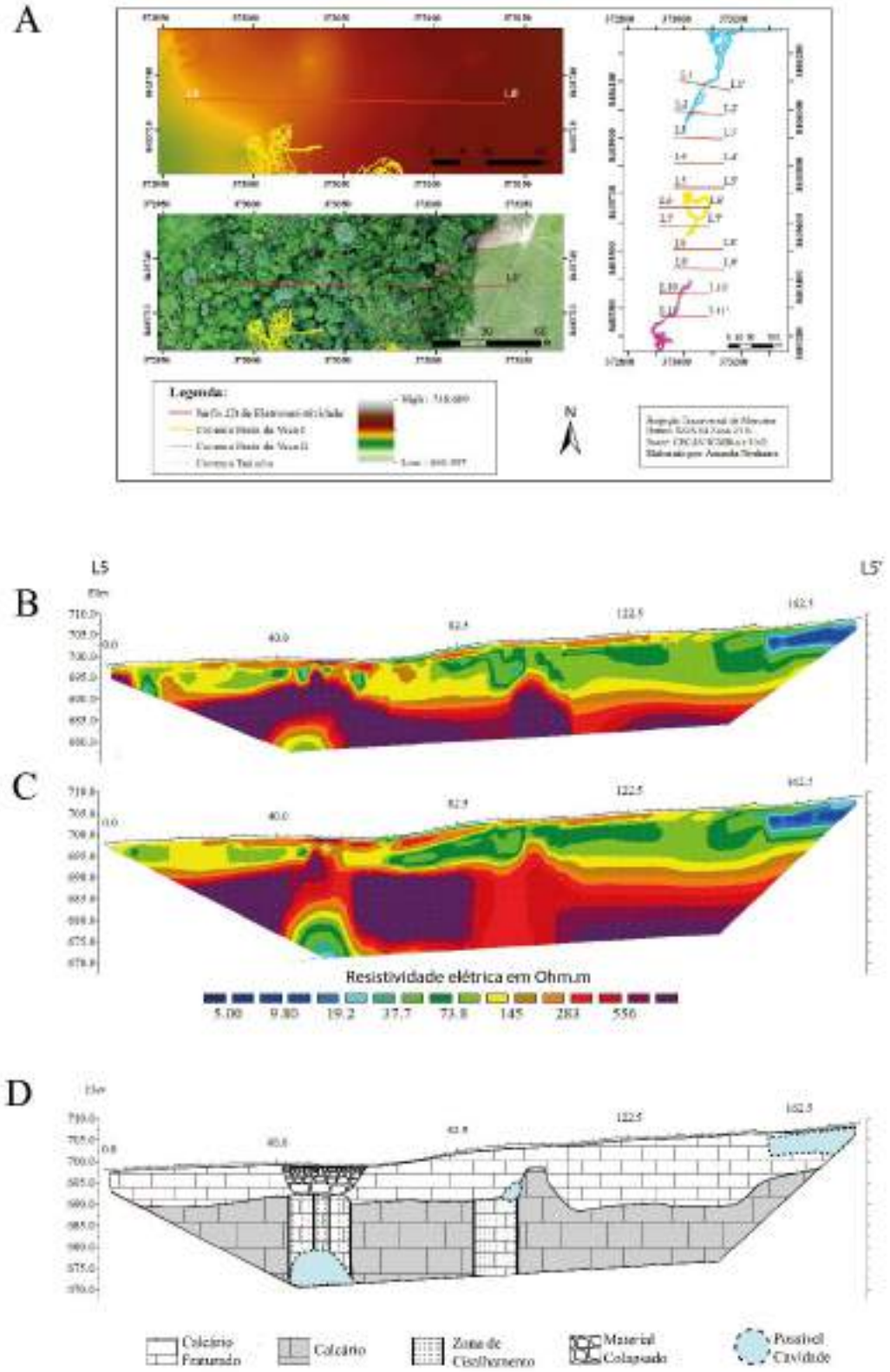


Figura 30: (A) Localização da Linha 5 na área do trabalho. Modelos de resistividade elétrica obtidos com os arranjos (B) DD e (C) PD. (D) Modelo geológico elaborado a partir dos resultados com a indicação da localização de uma dolina.

7.2.6. LINHA 6

Na imagem aérea (Figura 31A) observa-se que a linha está localizada em uma área de vegetação densa e mais a leste há presença de pasto. A topografia é suavemente crescente de oeste para leste.

Nas seções de resistividade elétrica delimitam-se duas camadas com faixas de resistividade distintas (Figura 31). A primeira camada mais rasa, chega até 20 metros de profundidade, se estende lateralmente ao longo do perfil a partir dos 35 metros até o final, possui a menor resistividade, entre 73,8 a 283 Ohm.m. Nesta camada notam-se feições verticalizadas condutivas o que sugere a presença de zonas de cisalhamento, esta camada foi interpretada como sendo o calcário fraturado.

No final do perfil, abaixo da área de pasto, está localizada uma região de maior condutividade, com resistividade entre 37,7 a 73,8 Ohm.m, indicando ser uma lente pelítica ou apenas um calcário fraturado saturado.

Por último identifica-se uma camada de calcário de alta resistividade, que estende-se por toda a extensão do perfil, o topo está mais raso no início, e atinge sua maior profundidade no final da seção.

Entre 127,5 e 130 metros do início do perfil está localizada uma anomalia condutiva de 6 metros altura. Esta anomalia pode ser um conduto da Caverna Pasto de Vaca I não mapeado pelos espeleólogos. O duto mapeado que cruza a linha nos 94 metros não aparece na seção. Uma hipótese para isto ter ocorrido está relacionada com a largura da caverna, pois como ela possui apenas 3 metros, teoricamente na aquisição a amostragem não foi suficiente para resolver as suas dimensões. O segundo duto da Caverna Pasto de Vaca I está cruzando a linha de aquisição em 170 metros, por isso não foi possível identificar anomalias referentes à essa caverna.

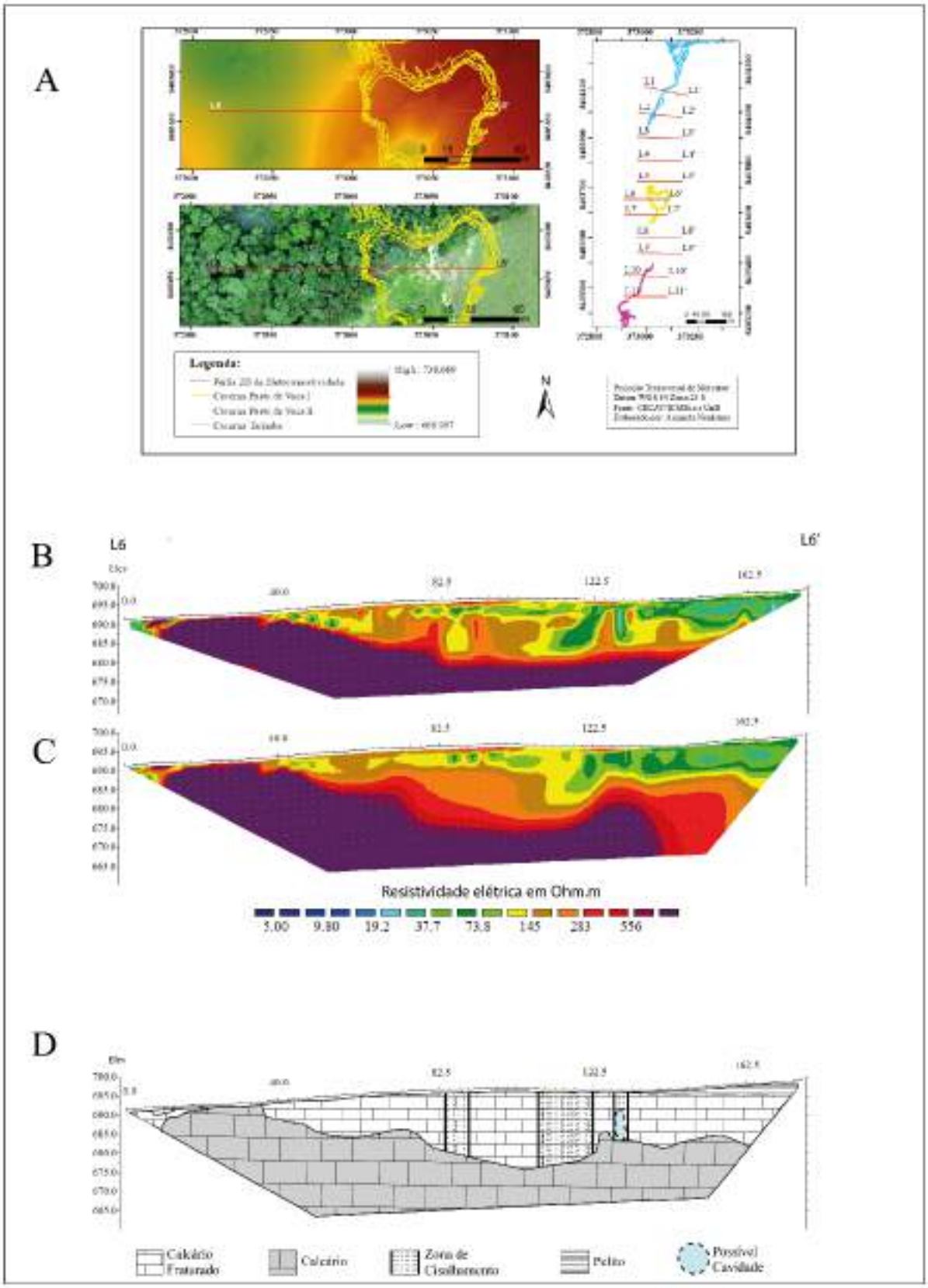


Figura 31: (A) Localização da Linha 6 na área do trabalho. Modelos de resistividade elétrica obtidos com os arranjos (B) DD e (C) PD. (D) Modelo geológico elaborado a partir dos resultados com a indicação de zonas de cisalhamento e uma eventual cavidade.

7.2.7. LINHA 7

A linha 7 está localizada predominantemente em uma área de pasto, e a oeste está contida em uma região de vegetação densa. A topografia aparece plana com uma depressão na segunda metade, por onde passa um duto da caverna Pasto de Vaca I (Figura 32).

A seção apresenta uma primeira camada, de aproximadamente 15 metros, com resistividade variando entre 37,7 a 283 Ohm.m. Esta camada se estende ao longo do perfil, desaparecendo onde ocorre um baixo topográfico e reaparecendo em seguida onde há elevação do terreno. A camada resistiva logo abaixo, horizontal, com resistividade acima de 556 Ohm.m, se estende por toda seção, com uma espessura aproximada de 25 metros. Conforme a topografia abaixa, ela aflora na superfície. A primeira camada foi interpretada como o calcário fraturado e a segunda como sendo o calcário.

Exatamente onde ocorre o rebaixamento da topografia, a camada interpretada como calcário aparece fraturada, e nela, na cota 695 metros, ocorre uma anomalia altamente condutiva com formato oval, coincidindo com a localização do duto da Caverna Pasto de Vaca I. Outra evidência relevante é mostrada no MDT (Figura 32A), onde a posição do duto da caverna ocorre em um baixo topográfico seguindo um caminho passando pela Linha 8 e desaparecendo após a Linha 9. Este lineamento, entre as três linhas, relaciona-se possivelmente à caverna Pasto de Vaca I, e o fato dela ter causado um rebaixamento da topografia pode significar que os dutos estão mais superficiais nesta região, drenando como um funil os sedimentos da superfície por ela.

O começo desta linha iniciou em cima de uma pequena dolina colapsada, de aproximadamente 2 metros de largura e 0,5 metros de profundidade (figuras 15G e 15H), na seção é mostrado que nos primeiros eletrodos e nos primeiros metros de profundidade encontra-se uma anomalia condutiva de pequena dimensão, podendo significar que a região colapsada possui sedimentos saturados.

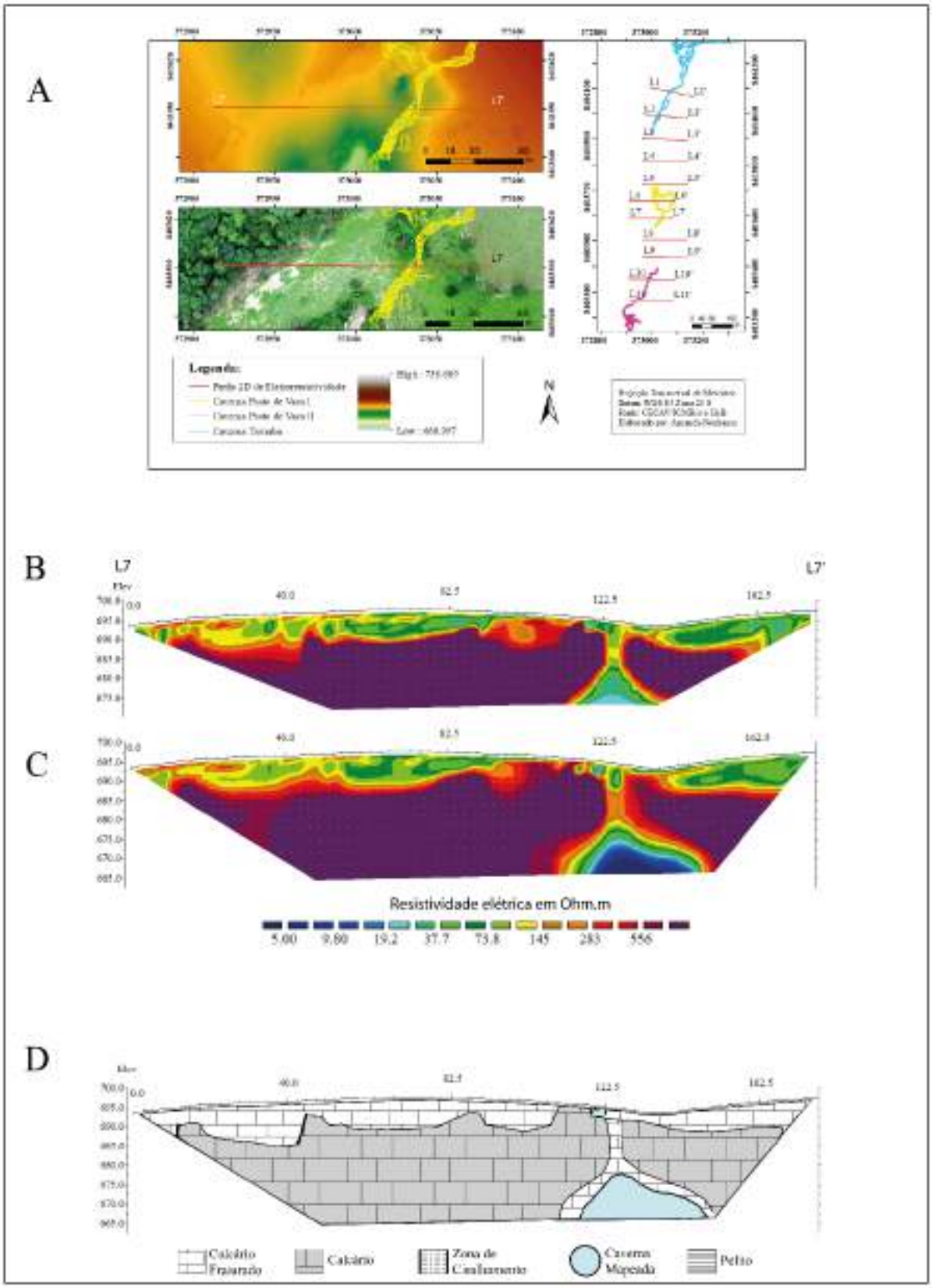


Figura 32: (A) Localização da Linha 7 na área do trabalho. Modelos de resistividade elétrica obtidos com os arranjos (B) DD e (C) PD. (D) Modelo geológico elaborado a partir dos resultados com a indicação de uma caverna mapeada (Caverna Pasto de Vaca I).

7.2.8. LINHA 8

A Linha 8 está contida em uma área de pasto com topografia crescente de oeste para leste, com uma pequena depressão no início a oeste (Figura 33).

Esta seção apresenta três faixas de resistividades bem marcantes, uma primeira mais condutiva, uma mediana com resistividades intermediárias e por último uma de alta resistividade. A primeira camada (pelito), mais condutiva, está na faixa de resistividade entre 37,5 e 73,8 Ohm.m, inicia-se a partir dos 70 metros desde o início do perfil, e possui espessura média de 5 metros.

A terceira camada com alta resistividade, acima de 556 Ohm.m, horizontalizada, possui aproximadamente 25 metros de espessura e se estende ao longo de todo perfil. Esta camada foi interpretada como sendo a camada de calcário. Entre a primeira e a última camada encontra-se uma camada de resistividade intermediária (calcário fraturado), com resistividade entre 283 e 556 Ohm.m, a partir de 45 metros a partir de início do perfil.

Nos 30 metros iniciais do perfil, coincidindo com a região onde há uma depressão na topografia, nos primeiros metros de profundidade, quase na superfície, está localizado um corpo condutivo. Este corpo condutivo possivelmente está relacionado com um duto pertencente à Caverna Pasto de Vaca I. Esta depressão é contínua desde a linha anterior, e entre elas há um ponto de ressurgência e sumidouro, confirmando a hipótese de fluxo de água pelas cavernas.

A camada interpretada como calcário fraturado, ocorre também em uma zona fraturada do calcário maciço, em uma feição verticalizada chamada de zona cisalhada. Nesta feição verticalizada encontra-se uma feição oval de baixa resistividade, que pode também ser interpretada como sendo uma zona onde há a formação de uma caverna.

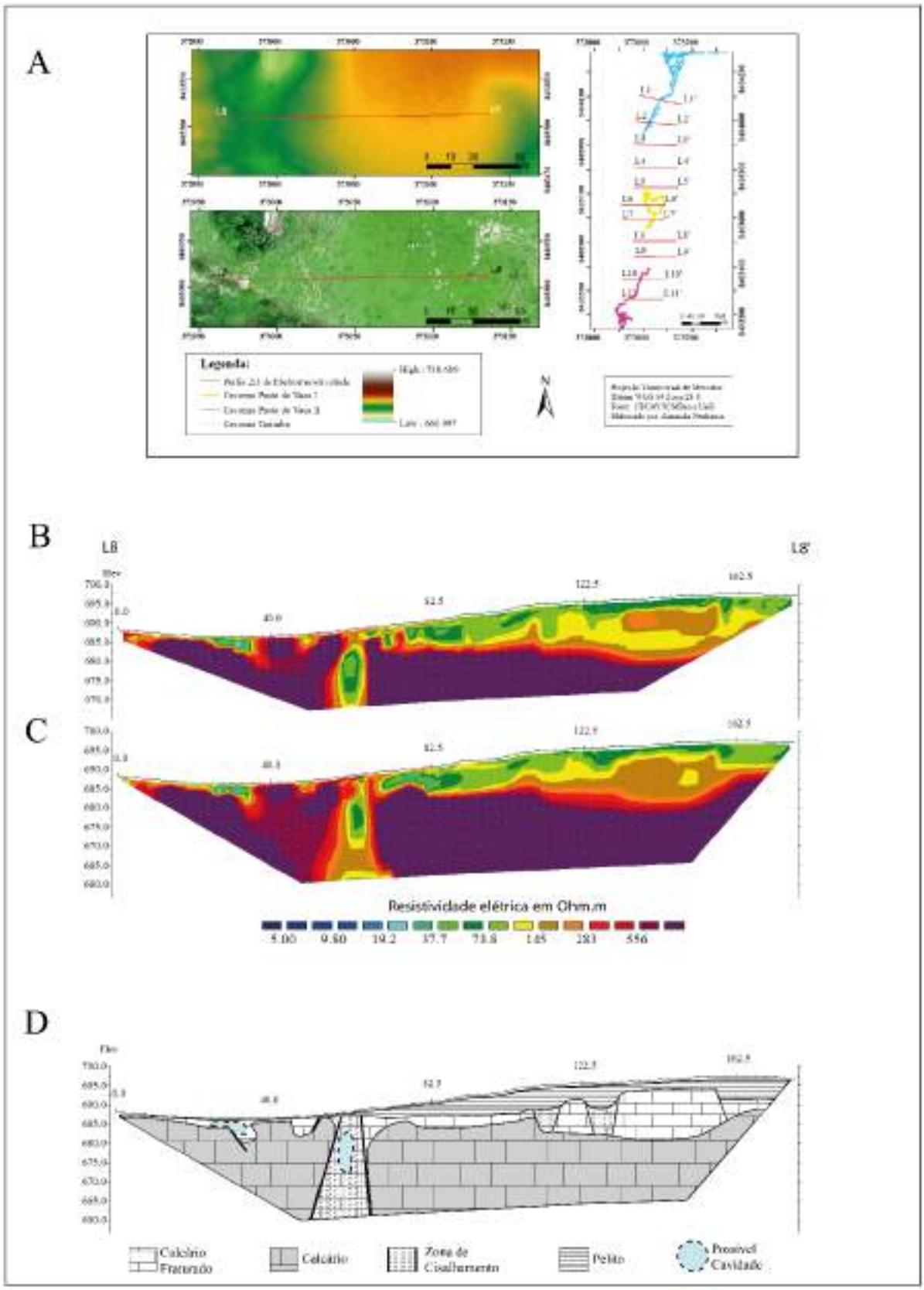


Figura 33: (A) Localização da Linha 8 na área do trabalho. Modelos de resistividade elétrica obtidos com os arranjos (B) DD e (C) PD. (D) Modelo geológico elaborado a partir dos resultados com a indicação de uma possível caverna.

7.2.9. LINHA 9

A Linha 9 está localizada em uma área onde há um rio intermitente, como a aquisição foi no final da temporada de estiagem, o rio estava seco. Este rio segue um caminho até a entrada de uma caverna (Figura 34A). Dessa forma a topografia segue o relevo do rio na porção oeste da linha, e na porção leste a topografia se mantém aproximadamente plana.

Conforme as linhas vão se aproximando do Rio Extrema, a topografia desce e o calcário passa a aflorar em vários pontos (Figura 34). Nesta linha o calcário estava aflorando em praticamente toda extensão, exceto onde a topografia era mais alta, nos primeiros metros, o que corrobora com o resultado do modelo geoelétrico.

Esta seção apresenta uma grande camada altamente resistiva, acima de 556 Ohm.m com algumas anomalias condutivas verticalizadas. Esta camada resistiva aparenta ser maciça, sem variações de resistividades em seu interior, e por isso foi interpretada como sendo o calcário. Acima desta camada, onde ocorrem resistividades intermediárias, entre 145 a 283 Ohm.m, principalmente no começo do perfil a oeste, até 30 metros de distância do início do perfil, com 5 metros de profundidade, e no final a partir de 82,5 metros do início do perfil, até o final deste, com profundidade média de 10 metros.

Algumas feições relativamente condutivas foram observadas nesta seção. A primeira é uma feição verticalizada, ocorre a 47,5 metros do início do perfil, possui uma pequena espessura e corta o perfil até a cota mais profunda. Esta feição vertical é coincidente com a posição intermitente, e foi interpretada como sendo uma fratura que está em estágio inicial de dissolução. A segunda feição condutiva está localizada na camada de resistividade intermediária, interpretada como sendo o calcário fraturado, a 120 metros do início do perfil, a 5 metros de profundidade, aproximadamente. Esta feição condutiva foi interpretada como sendo uma cavidade preenchida por água ou material saturado. A última feição está localizada a 20 metros de profundidade, a 110 metros do início do perfil, e possui resistividade menor que 19,2 Ohm.m. Esta feição foi interpretada como sendo uma cavidade com água ou material saturado.

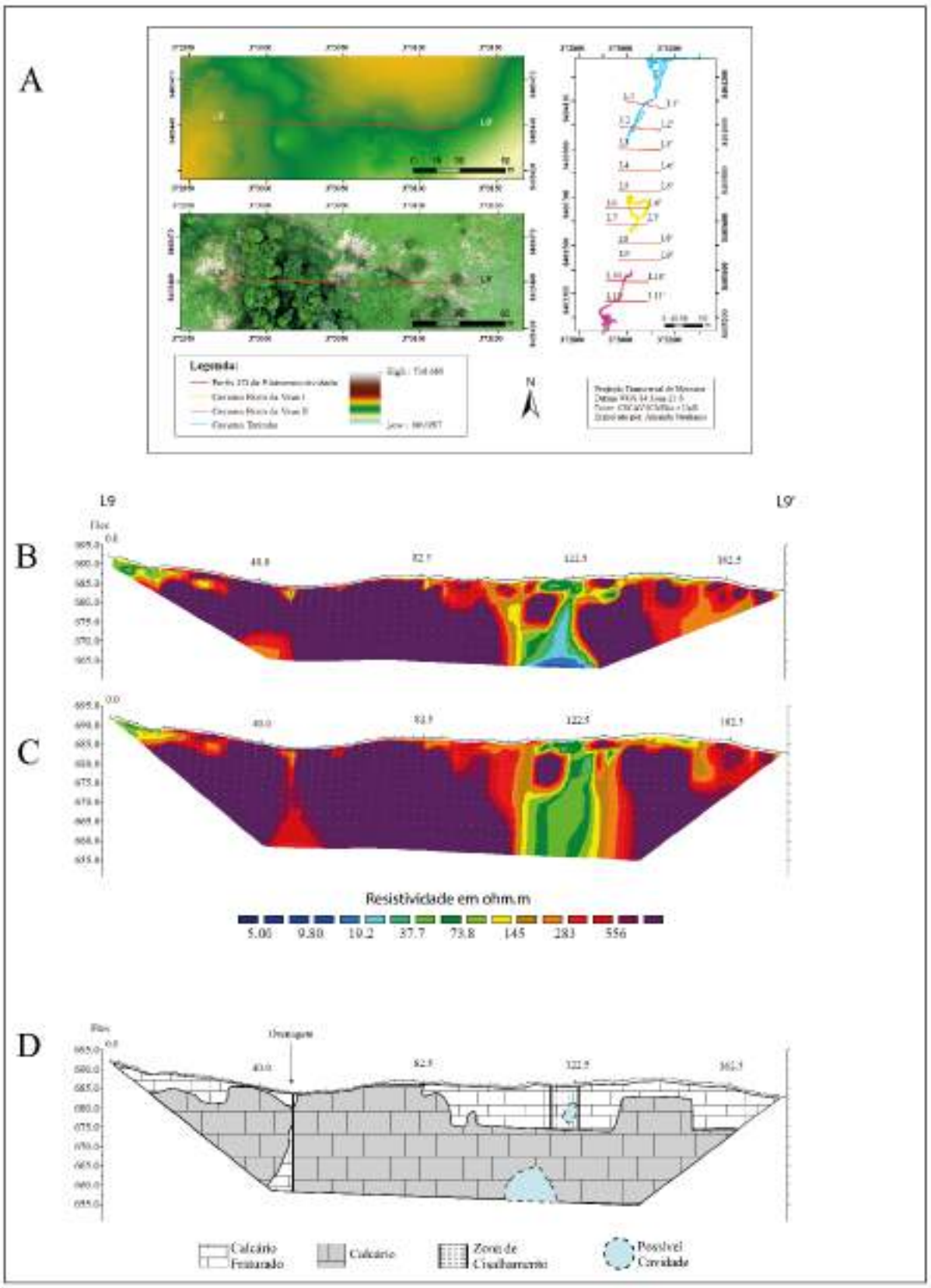


Figura 34: (A) Localização da Linha 9 na área do trabalho. Modelos de resistividade elétrica obtidos com os arranjos (B) DD e (C) PD. (D) Modelo geológico elaborado a partir dos resultados com a indicação de uma possível caverna.

7.2.10. LINHA 10

Iniciando a interpretação pela análise do MDT, é possível notar que não existem alinhamentos na região, o que pode significar que o duto mapeado da caverna Pasto de Vaca II está mais profundo ou mudou a direção. A seção de resistividade apresenta diversas faixas de valores de resistividade. A camada mais resistiva encontra-se na região central da seção, com resistividades maiores que 556 Ohm.m. Esta camada possui uma certa horizontalidade, sem levar em consideração a topografia, e acima dela, do início até a metade do perfil, está localizada uma camada de baixa resistividade, entre 73,8 a 145 Ohm.m. estas camadas podem ser interpretadas como uma fina lente pelítica depositada sobre uma camada de calcário.

O limite da camada interpretada como sendo a camada de calcário é abrupto, marcado por uma feição verticalizada condutiva no centro da seção, em aproximadamente 92,5 metros. Ao lado desta camada, se encontra uma camada de resistividade intermediária, entre 145 e 283 Ohm.m. Esta camada apresenta também limites verticalizados de baixa resistividade e a leste, no final do perfil, a 152,5 metros do início do perfil, a primeira camada resistiva reaparece. Estas feições condutivas foram interpretadas como sendo planos de fraqueza, delimitando uma camada intermediária, interpretada como sendo a camada de calcário fraturado.

No contato entre o calcário e o calcário fraturado, a 92,5 metros do início do perfil, está localizada uma feição condutiva, com resistividade menor que 17,7 Ohm.m, de bordas arredondadas. Esta feição foi interpretada como sendo uma área saturada, onde pode estar havendo fluxo de água e dando origem a formação de um duto de uma caverna. Outra anomalia condutiva arredondada ocorre no final do perfil, a 150 metros, a qual foi interpretada como sendo uma possível cavidade preenchida por água, na imagem de drone (Figura 32a) mostra que o final do perfil está localizado em uma área de mata mais densa, corroborando com a interpretação.

O duto mapeado da caverna Pasto de Vaca II não aparece na seção, e duas hipóteses foram formuladas. A primeira está relacionada com o erro dos GPS utilizados tanto na aquisição de eletrorresistividade como no mapeamento dos dutos pelos espeleólogos, o que tornaria a anomalia central a cavidade mapeada. Esta hipótese não tem muitas forças pois a diferença entre a cavidade mapeada e a anomalia no perfil seria de 22,5 metros de distâncias. A segunda Hipótese seria que a caverna está muito profunda neste ponto e não foi possível ser mapeada.

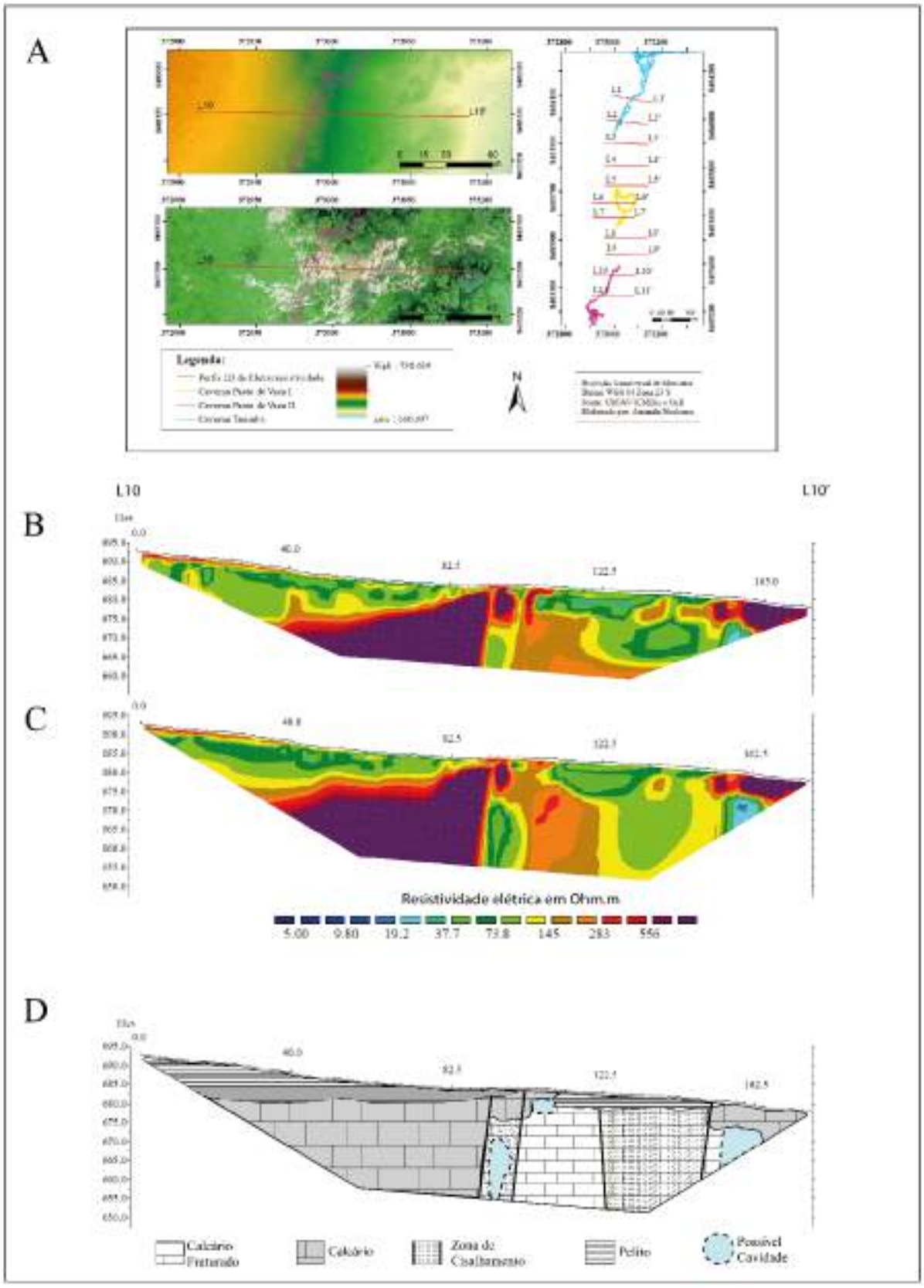


Figura 35: Interpretação das seções de Eletrorresistividade referentes à Linha 10

7.2.11. LINHA 11

Esta última linha está localizada na parte mais baixa da área de estudo, iniciando a 690 metros de elevação e terminando no Rio extrema a 672,5 metros de altitude. Analisando o MDT da linha e a imagem do drone (Figura 33a) é possível observar que a caverna Pasto de Vaca II se encontra em um baixo topográfico, onde ocorre uma vegetação mais densa. Observa-se ainda uma feição de depressão que pode estar relacionada com uma zona colapsada no final da linha, a 125 metros de distância do início do perfil. O final da linha, próximo dos 177,5 metros, estava passando o Rio Extrema, no penúltimo eletrodo, como mostrado na figura 13F.

Analisando o perfil de resistividade foi possível definir duas faixas de resistividade principais. A primeira ocorre na parte mais profunda do perfil, com elevados valores de resistividade, maiores que 556 Ohm.m, e em formatos de torres. Esta camada resistiva foi interpretada como sendo o calcário maciço. A segunda camada, acima desta camada resistiva, com características mais condutivas foi interpretada como sendo a camada de calcário fraturado.

A partir dos 120 metros do início do perfil, a 5 metros de profundidade, ocorre uma anomalia condutiva horizontalizada. Considerando o contexto fraturado da região, a porção leste da seção 11 apresenta uma forma de canal condutivo, uma feição que liga a anomalia ao final do perfil, onde está localizado o Rio Extrema. A zona colapsada observada no MDT, possivelmente está relacionada com o canal condutivo da seção, que pode ser interpretado como um duto de caverna que direciona a água em subsuperfície até o Rio Extrema.

A caverna mapeada a 22,5 metros do início do perfil não foi observada no perfil de resistividade. Uma hipótese para isto ter ocorrido está relacionada com a largura da caverna, de 2,5 metros, igual ao espaçamento entre eletrodos, logo foi investigado um ou nenhum ponto dentro da caverna, impossibilitando o mapeamento da mesma.

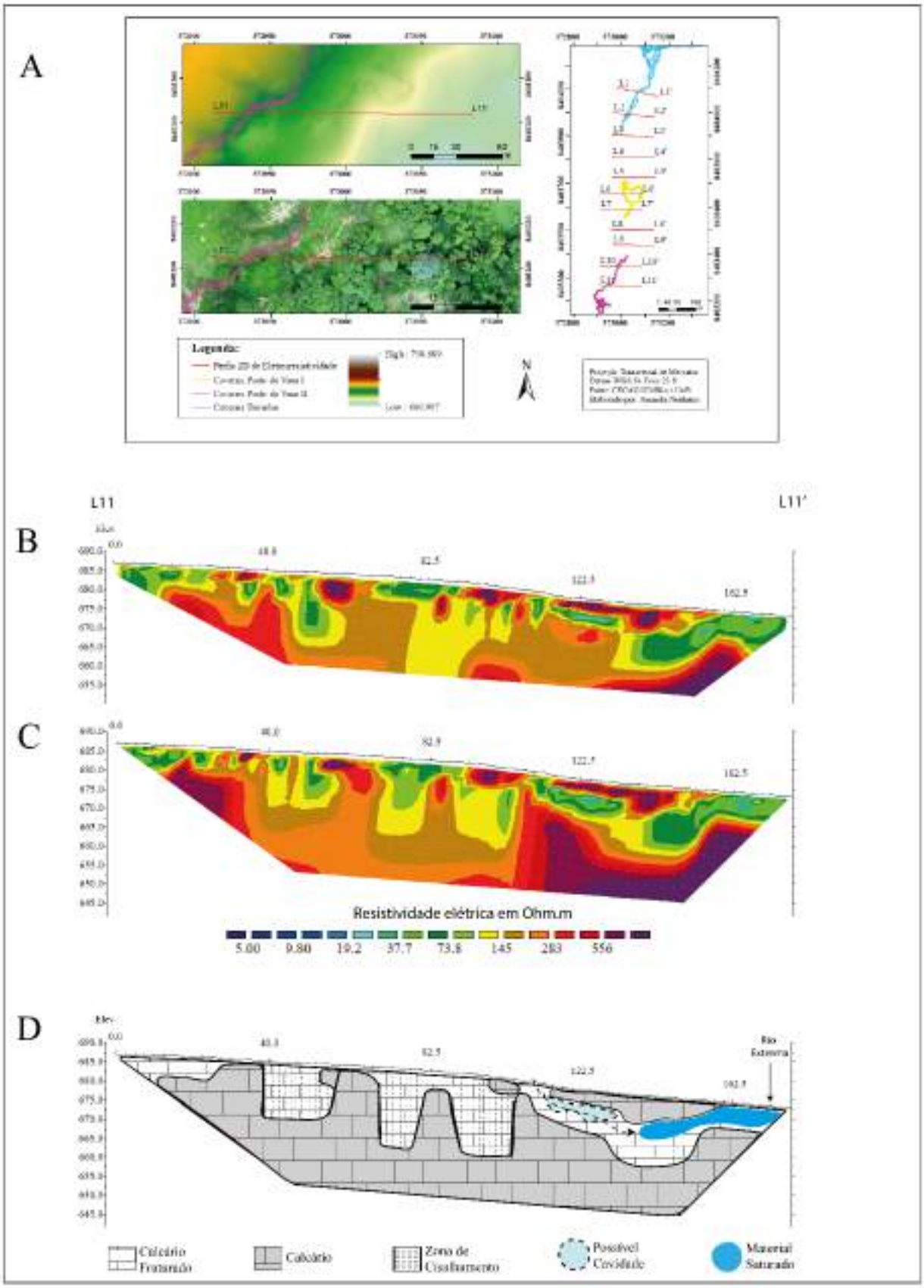


Figura 36: (A) Localização da Linha 11 na área do trabalho. Modelos de resistividade elétrica obtidos com os arranjos (B) DD e (C) PD. (D) Modelo geológico elaborado a partir dos resultados com a indicação de uma possível caverna.

7.3. ANÁLISE CONJUNTA

A integração dos modelos geoelétricos e suas respectivas interpretações, com o mapa topográfico e a projeção das cavernas elaborada pela GREGO, possibilitou a elaboração de um mapa de anomalias referentes a posição de cavernas, entradas de cavernas e drenagens (Figura 37).

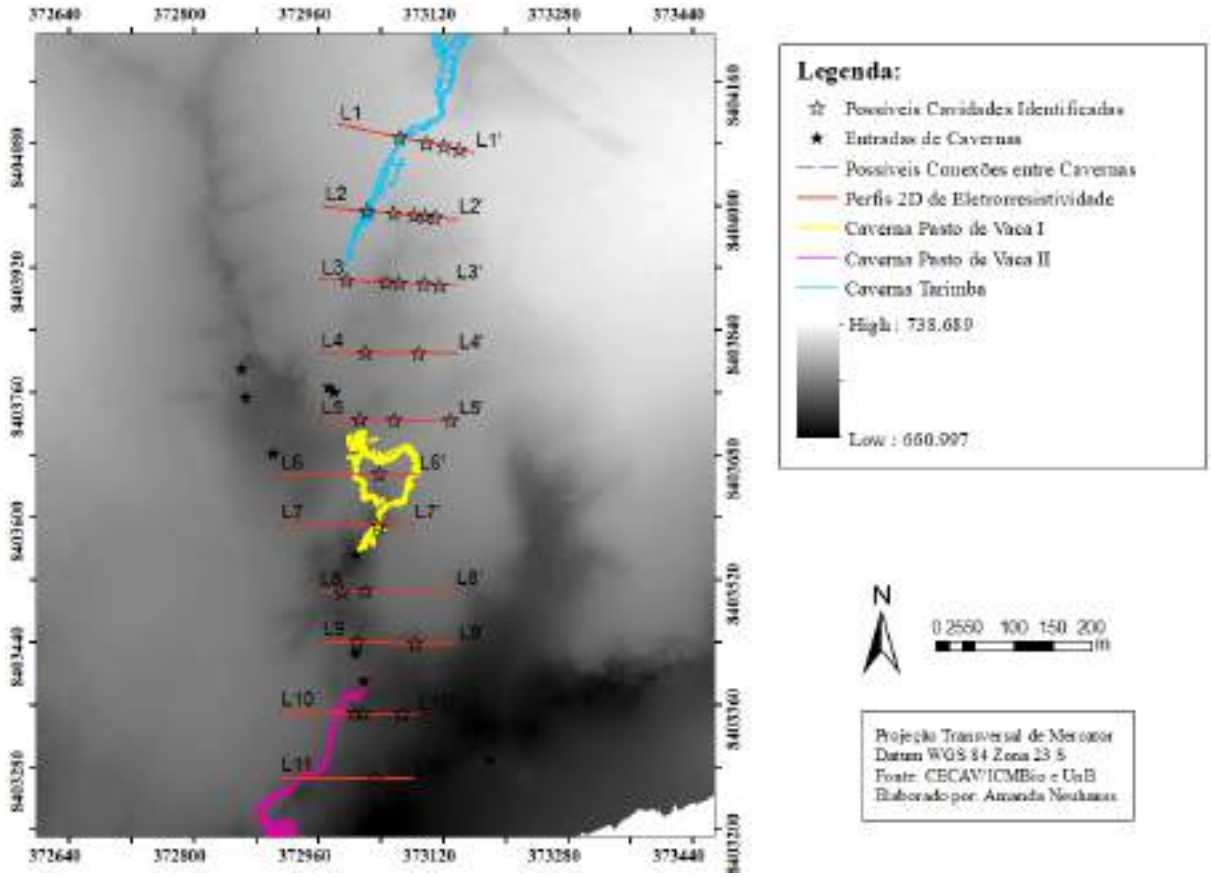


Figura 37: Mapa topográfico com a localização das cavernas mapeadas e das possíveis cavidades interpretadas nos modelos de resistividade elétrica.

Ao examinar a ocorrência de anomalias, cavernas (estrelas vazias e preenchidas, respectivamente) e o mapa topográfico (Figura 37), notam-se determinadas tendências de ocorrências de cavidades, que podem significar continuidades entre as cavernas. Para visualizar melhor essas ocorrências, usou-se o *software* Adobe Illustrator na interpretação de possíveis conexões entre as cavernas (Figura 38). Entre a Caverna Tarimba e a Caverna Pasto de Vaca I é possível detectar duas possíveis conexões. Ambas ocorrem em um relativo baixo topográfico, e o percurso mais a oeste segue pelas zonas colapsadas, interpretadas nas linhas 3, 4 e 5. Entre a caverna Pasto de Vaca I e II possui uma possível conexão, iniciando no baixo topográfico e finalizando na Caverna Pasto de Vaca II. Entre a Caverna Pasto de Vaca II e o Rio Extrema

possui uma conexão, iniciando no baixo topográfico da Caverna Pasto de Vaca I, atravessando as linhas 8, 9, 10 e 11, até chegar no Rio Extrema. Outras possíveis conexões entre a Tarimba, Pasto de Vaca I e II e o Rio Extrema podem ser interpretadas.

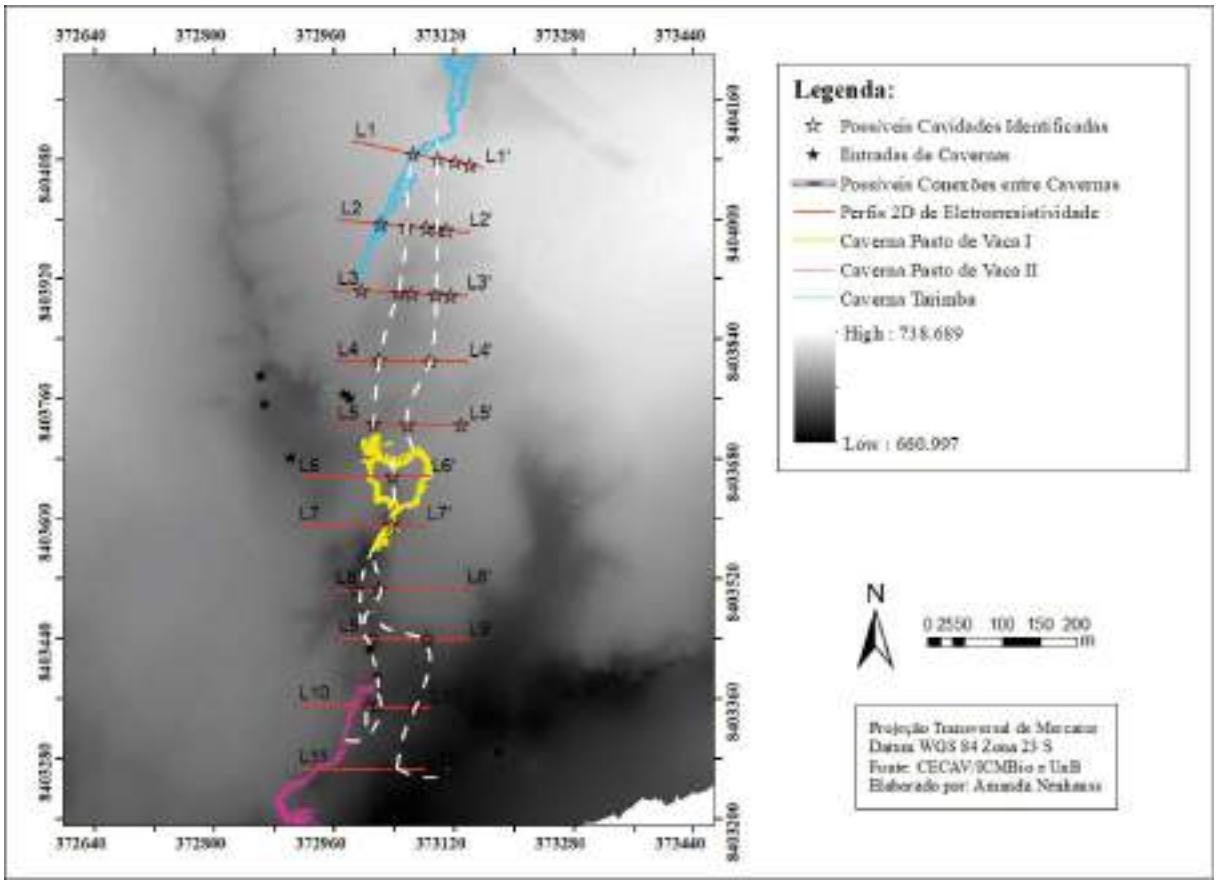


Figura 38: Mapa topográfico com os possíveis traçados das cavidades mapeadas com as seções de resistividade elétrica.

CAPÍTULO 8

8. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Os resultados das simulações numéricas auxiliaram na escolha do melhor espaçamento e dos melhores arranjos para determinar cavidades na região de Mambaí. As simulações mostraram efetividade devido ao conhecimento prévio das resistividades elétricas das camadas de calcário maciço, calcário fraturado, pelitos e solos coluvionares. Com estas informações dimensionaram-se as aquisições com os arranjos dipolo-dipolo, polo-dipolo e Wenner-Schlumberger. O espaçamento de 2,5 metros, nas simulações numéricas, mostrou-se eficiente para resolver a maioria dos condutos cársticos.

Os resultados dos testes de arranjos eletródicos em campo, sobre a projeção da Caverna Tarimba, mostraram que o modelo de resistividade elétrica obtida com o arranjo Wenner-Schlumberger não identificou cavidades. Somente os arranjos dipolo-dipolo e polo-dipolo identificaram a anomalia relacionada à Caverna Tarimba. Assim, os testes foram essenciais para a continuidade das aquisições de dados e minimização do tempo em campo.

Os perfis 2D de Eletrorresistividade realizadas na área da caverna Tarimba, Pasto de Vaca I e II possibilitaram a identificação de camadas de calcários maciços e fraturados, além de camadas/lentes de pelitos interdigitando os calcários. Os resultados obtidos com as

pseudoseções 2D de Dipolo-Dipolo possibilitaram o imageamento dos primeiros metros de profundidade com maior resolução. Já os modelos de resistividade elétrica obtidos com o arranjo Polo-Dipolo possibilitaram o imageamento de maiores profundidades. Os resultados de ambos arranjos possibilitou a detecção de feições cársticas, como dutos de cavidades, zonas de cisalhamentos e dolinas colapsadas.

As cavernas já mapeadas foram identificadas nos modelos de resistividade elétrica, com exceção de três locais. O primeiro foi referente às linhas 6 e 11, em que a caverna mapeada possui largura menor do que a resolução utilizada neste trabalho. Também não foi possível detectar a cavidade na Linha 10, provavelmente por ela estar a uma profundidade maior que a alcançada na aquisição. Outra hipótese estaria relacionada com os erros dos GPS utilizados no levantamento geofísico e no mapeamento espeleológico.

Após uma análise do MDT da área de estudo, observam-se em vários pontos por onde passam dutos de cavernas, uma topografia rebaixada, provavelmente devido ao fluxo de água pela superfície que carrega sedimentos para o interior das cavidades. Analisando a ortofoto gerada pelo drone, as regiões onde há entradas de cavernas, e também nas regiões de baixo topográfico devido às cavernas, a vegetação aparece densa, evidência de áreas úmidas. As anomalias condutivas presentes nas seções foram interpretadas como sendo as cavidades, e a baixa resistividade indica presença de água nestas cavidades.

Com a integração do mapa topográfico da área, como também os locais de ocorrência de anomalias referentes às cavernas, conclui-se que as cavernas Tarimba, Pasto de Vaca I e II possuem conectividade entre si e ligação com o Rio extrema em mais de um ponto em subsuperfície.

Os resultados obtidos com o método da eletrorresistividade neste trabalho indicam que a metodologia é eficaz no mapeamento de cavernas, de forma totalmente não invasiva, segura, acessível e de alta resolução.

Para os próximos trabalhos recomenda-se adensar as investigações de resistividade elétrica em regiões com alta ambiguidade, com o objetivo de obter um modelo de maior detalhe do subsolo.

Outros métodos geofísicos são recomendados, como o Potencial Espontâneo (SP), sobre as linhas já existentes, com o intuito de confirmar o fluxo de água subterrânea dentro das cavernas. O GPR não é indicado na região devido a condutividade das primeiras camadas, interpretadas como sendo o pelito e o calcário fraturado, o que impede a penetrabilidade do

sinal em subsuperfície. É recomendado ainda realizar aquisição de microgravimetria, para identificar variações de densidades em subsuperfície.

BIBLIOGRAFIA

ALVARENGA, C. J. S. et al. Estratigrafia da borda ocidental da Bacia do São Francisco. **Petrobras**, Rio de Janeiro, p. 145-164, Novembro 2012.

BAKALOWICZ, M. Karst groundwater: A challenge for new resources. **Hydrogeology Journal** , p. 148-160, Janeiro 2005.

BERGLUND, J. L.; MICKUS, K.; GOUZIE, D. Determining a relationship between a newly forming sinkhole and a former dry stream using electric resistivity tomography and very low-frequency electromagnetics in a urban karst setting. **Society of Exploration Geophysicists and American Association of Petroleum Geologist, Interpratation**, p. SF17-SF27, 2014.

BRAITENBERG, C.; SAMPIETRO, ; PIVETTA,. Gravity for Detecting Caves: Airborne and Terrestrial Simulations Based on a Comprehensive Karstic Cave Benchmark. **Pure and Applied Geophysics, Cross Mark**, p. 1243-1264, 2016.

CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE, M. A. Origem e evolução tectônica da Bacia Sanfranciscana. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 3, p. 283-294, 1997.

CARPIO, R. G. A.; AL, E. Use of resistivity measurements to detect urban caves in Mexico City and to assess the related hazard. **Natural Hazards and Earth System Sciences** , p. 541-547, 2004.

CHALIKAKIS, K.; PLAGNES,. Contribution of geophysical methods to karst-system exploration: an overview. **Hydrogeology Journal**, p. 1169-1180, 2011.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blucher, v. 1980, 1990.

DAHLIN, T. D.; ZHOU,. A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. In: ENGINEERS, E. A. O. G. &. **Geophysical Prospecting**. [S.l.]: [s.n.], 2004. p. 379-398.

DARDENNE, M. A. Síntese sobre a estratigrafia do grupo Bambuí no Brasil Central, Recife, 1978.

DARDENNE, M. A. et al. The Brasília fold belt. **Tectonic Evolution of South America**, Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, p. 231-263, 2000.

FORD, D.; WILLIAMS, P. **Karst hydrogeology and geomorphology**. [S.l.]: John Wiley & Sons, v. 578 pp, 2007.

ISMAIL, A.; ANDERSON, N. 2-D and 3-D Resistivity Imaging of Karst Sites in Missouri, USA. **Environmental and Engineering Geoscience** , p. 281-293, 2012.

KAUFMANN, G.; ROMANOV, D.; NIELBOCK, R. Cave detection using multiple geophysical methods: Unicorn cave, Harz Mountains, Germany. **Geophysics**, p. B71-B77, 2011.

KIDANU, S. T.; TORGASHOV, E. V.; VARNAVINA, A. V. ERT-based Investigation of a Sinkhole in Greene County, Missouri. **Aims Geosciences**, p. 99-115, 2016.

LEUCCI, G.; GIORGI, L. Integrated geophysical surveys to assess the structural conditions of a karstic cave of archaeological importance. **Natural Hazards and Earth System Science, Copernicus Publications**, p. 17-22, 2005.

LEUZINGER, M. D.; SANTANA, P. C.; SOUZA, L. R. L. R. Áreas de Proteção Ambiental – Desafio do desenvolvimento territorial sustentável. Instituto CEUB de Pesquisa e Desenvolvimento, v. 348 pp, 2018.

LOKE, M. H. **Tutorial:** 2-D and 3-D electrical imaging surveys. [S.l.]: [s.n.], 2004.

LOKE, M. H. Recent developments in the direct-current geoelectrical imaging method. **Journal of Applied Geophysics**, p. 65, 2013.

LOKE, M. H. **Rapid 2D resistivity and I.P. forward modeling using the finite-difference and finite-element methods**. : [s.n.], 2016.

REYNOLDS, J. M. **An introduction to Applied and Environmental Geophysics**. [S.l.]: Wiley, 1997.

RIBEIRO, A. A. et al. **RELATÓRIO DE VISTORIA TÉCNICA EM CAVERNAS E SUAS ÁREAS DE INFLUÊNCIA NA ÁREA DE PROTEÇÃO AMBIENTAL DAS NASCENTES DO RIO VERMELHO**. Brasília-DF. 2018.

RIBEIRO, A. A. et al. **RELATÓRIO DE VISTORIA TÉCNICA EM CAVERNAS E SUAS ÁREAS DE INFLUÊNCIA NA ÁREA DE PROTEÇÃO AMBIENTAL DAS NASCENTES DO RIO VERMELHO**. Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas – ICMBio/CECAV. 2018.

RIZZATO, P. P.; BICHUETTE, M. E. Ituglanis boticario, a new troglomorphic catfish (Teleostei: Siluriformes: Trichomycteridae) from Mambaí karst area, central Brazil. **Sociedade Brasileira de Zoologia** , p. 577-598, 2014.

ROSE, M. D.; AL, E. Towards an integrated approach for characterization of sinkhole hazards in urban environments: the unstable coastal site of Casalabate, Lecce, Italy. **Journal of Geophysics and engineering**, p. 143-154, 2010.

SASAKI, Y. Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation. **Geophysical Prospecting**, p. 453–463, 1992.

SECRETARIA DE INDÚSTRIA E COMÉRCIO – SUPERINTENDÊNCIA DE GEOLOGIA E MINERAÇÃO. **Hidrogeologia do Estado de Goiás**. [S.l.], p. 115. 2003.

SERVIÇO GEOLÓGICO BRASILEIRO - CPRM. **Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e do Distrito Federal**. PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL. [S.l.]. 2000.

STEVANOVIć, Z. **Karst Aquifers – Characterization and Engineering**. [S.l.]: Springer, 2015. 692 pp p.

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E. **Applied Geophysics**. [S.l.]: Cambridge University Press, 1990.

YOUSSEF, A. M. Sinkhole detection using electrical resistivity tomography in Saudi Arabia. **Journal of Geophysics and engineering**, p. 655-663, 2015.

ZALÁN, P. V.; ROMEIRO-SILVA, P. C. Bacia do São Francisco. **Boletim de Geociencias da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 561-571, 2007.

ZHOU, W.; BECK, B. F.; ADAMS, A. L. Effective electrode array in mapping karst hazards in electrical resistivity tomography. **Environmental Geology**, p. 922–928, 2002.

CAPÍTULO 4

TITLE: KNOWLEDGE OF THE INTERNAL STRUCTURES OF KARST AREAS USING GEOPHYSICAL TECHNIQUES: A CASE STUDY OF MAMBAÍ (GOIÁS, BRAZIL)

JOURNAL NAME: REVISTA BRASILEIRA DE GEOMORFOLOGIA

TITLE: DETERMINING GEOPHYSICAL PROPERTIES OF A SHALLOW CAVE: A STUDY OF BRAZILIAN CAVE

JOURNAL: CATENA

USO DE GEOFÍSICA APLICADA OBJETIVANDO SUBSIDIAR O MAPEAMENTO GEOLÓGICO, MAPEAMENTOS E CONDUTOS E VULNERABILIDADE DO SISTEMA CÁRSTICO

Prepara as mapas e faz mapeamento de vulnerabilidade de águas subterrâneas.

Yawar Hussain

July, 2019

SUMMARY

This report aiming at describing the activities carried out in the month of July. The focus of activities remained on the finishing of articles. The activities are presented in form of two articles in preparation. 3D plotting of the results will be carried out soon.

During my one year post doctoral studies I have tried for the section of an appropriate model that can be applied to the study area. Attempts have also been made for linking geophysical techniques as the sources of some of the input data layers for the vulnerability assessment models.

In first stage of my study an extensive review of the available vulnerability assessment models for the Karst aquifer was done. In the next stage, an extensive study was carried out for the conceptualization of the groundwater flow stems in the environmental protected area of Vermelhio River. Then, based of this conceptualization two vulnerability assessment models after modifications were found appropriate for the area.

EPIK-Model:

COP-Model:

Geophysical data input: following input data layers can be obtained (i) soil types and soil thickness that can be obtained using geophysical techniques Ground Penetration Radar (GPR), (ii) Lithology and the presences or absence of fractures can be mapped using Electricity Resistivity Tomography (ERT), (iii) Another outcome of the seismic geophysical technique such as Multi-Channel Analysis of Surface Waves and seismic refraction can provide sub-surface stratification with reference of degree of compaction which is a import factor in the vulnerability of groundwater. (iv) Geophysical technique, Very Low Frequency Electromagnetic (VLF-EM) can help in identification of fractures and caves with water. The presence of water in the caves and fractures have paramount impacts on the vulnerability potential of the site.

For the geophysical site characterization of the area, in first stage a question is answered which geophysical technique is appropriate in the sub-surface site characterization in reference to

its vulnerability. To this end a small portion over Tarimba cave was chosen. This site was close to a road, the area was flat and have a know position of cave. At this site all proposed geophysical techniques (e.g. ERT, GPR, MASW, Refraction and VLF-EM) were applied on a circular array. This array was chosen because it was a suitable option for the 3D mapping of the cave in subsurface. The preliminary results of these technique are written in the form of research articles attached below.

Future directions: Two under graduate students are working on the geophysical site characterization on larger area at Tarimba cave. After their works the conclusion will be drawn.

One Master student is working on the soil types and thickness mapping of the entire area using geophysical technique GPR as described above.

A doctoral student is working on the vulnerability assessment of the area using proposed models under my co-supervision. He will use the possible results as input layers in modeling the aquifer.

Two articles will be published soon in the following journals:

(i) Knowledge of the internal structures of Karst areas using geophysical techniques: a case study of Mambaí (Goiás, Brazil), **Revista Brasileira de Geomorfologia**.

(ii) Determining geophysical properties of a shallow cave: a study of Brazilian cave, **CATENA**.

Knowledge of the internal structures of Karst areas using geophysical techniques: a case study of Mambaí (Goiás, Brazil)

Abstract

Geophysical site characterization related to information of the internal structures of the Karst system can provide a cheaper and non-invasive alternative. In the present study, geophysical techniques such as Ground Penetrating Radar (GPR), Electrical Resistivity Tomography (ERT) are applied in an environmentally protected area of Rio Vermelho, Mambaí, Goiás. In data acquisition phase, the GPR and DC resistivity profiles were taken at two different locations as a road site and a cave site. Data were processed using commonly applied processing work flow in RelexW and RES2DINV softwares. Results of GPR showed a well defined lithology of the site (Limestone, Sandstone and the Pelitic rocks). On the inverted resistivity cross-sections a horizontal layering at the profile taken near the road site, while the presence of fractures and sinkholes are well identified on the two profiles taken parallel and perpendicular to the Tarimba cave. Our results so far encourage the use of GPR and ERT in the site characterization of the Karst areas.

1 Introduction

Karst occurs due to the underground natural cavities that are resulted from the erosive effect of groundwater (dissolution) on the surface of the carbonate rocks (Abidi et al. 2018). These features are with or without opening on the surface (Mohamed et al. 2019). Therefore, accurate subsurface karst detection can play an important role in the groundwater contamination and associated hazards which may cause the losses of properties such as structural and infrastructural problems (road and highway subsidence, building-foundation collapse, dam leakage), lives of people (Gambetta et al. 2011; Youssef et al. 2016).Hence, these underground cavities need to be well detected before the construction of any civil structures and groundwater managerial plans for such areas. Another importance of the cave lie in the fact that it can provide safe and consistent habitat for the species (ref).

The karst areas are the subject of many studies such as archaeological, environmental hydrogeological, geological, geotechnical and geomorphological. These studies provide incomplete information about the degree of karstification without any indication about the internal structures of the area (epikarst, infiltration zones, karst conduits, cavities, presence and type of overlying sediments and thickness). The analysis of internal structures (knowledge and geometry) of Karst is a challenging task because of the uncertainties created by the karts heterogeneities. The knowledge of karst internal structures is highly import in the vulnerability assessment of the karst aquifers (infiltration-property distribution) because of its influence on the infiltration conditions. The presence and thickness of overlying sediments ca slower and diffuse infiltration, while the presence of holes or dolines and absence of soil covert can fasten it (Andreo et al. 2009; Daly et al. 2002; Kavouri et al. 2011). In these scenario the detections of voids using non-invasive techniques are highly important.

For the identification and mapping of sinkhole in the sub-surface, the non-invasive and high resolution geophysical techniques appeared as an appropriate choice (Smith, 1986; Zhou et al., 2002; Ezersky, 2008; Krawczyk et al., 2012; Martinez-Moreno et al., 2013; Argentieri et al., 2015; Pazzi et al. 2018).

In the case of natural cavities which are usually filled with either water, air or collapsed material create a contrast in physical properties comparative to the surrounding rocks. These physical contrasts can be detected with geophysical techniques (Bishop et al., 1997). The onside of cavities cavities lead to the disturbance in the surrounding rocks which are extended away from the cavity (Pazzi et al. 2108). ERT and GPR are considered to be an

appropriate techniques, as both of these are able to provide high-resolution images of the subsurface settings and can distinguish different types of sedimentary fillings in the cavities (Pazzi et al. 2108).

Karst terrains are widespread in Brazil specially, in the central and eastern portions of the country, where carbonate karst which are characterized by horizontally bedded and dolomite limestone having little or no relief developed under the influence of seasonal climatic variations (Auler and Farrant, 1996). The caves are divided into two groups as carbonate karst and non-carbonate karst of which carbonate karst is relatively more studied, however, the study of karst in Brazil is still in infancy stage and require detailed analysis (Auler and Farrant, 1996).

The present study applies geophysical techniques for the site characterization of the Tarimba cave. The geophysical measurements were performed at various sites on the karst system aiming at i) obtaining a suitable geological and hydrogeological model of the area, ii) detecting possible cavities/sinkholes and iii) suggesting possible paths for water infiltration. The study after following recommend suggestions will prove effective in the site characterization of the Brazilian Karst.

2 Material and Methods

2.1 Study area

The projected area is located at the junction of the municipality of Mambaí, having geographic coordinates: UTM 23L 373343 Long 8406394 Lat (Figure 1). The Tarimba cave has more than 2 entries and more than 11 km in length mapped into several conduits and halls is not yet fully mapped. The Gruna of Tarimba is undoubtedly one of the most important caves in the region and is one of the largest in the country in horizontal projection. The climate of the region is tropical with dry and rainy season.



Figure 1 (A) Location of Brazil on the map of South America, (B) location of Tarimba Cave on environmentally protected area of the River Vermelho and (C) Locations of studied sites on Tarimba cave. Inserts show the zoom images of the survey sites along with positions of geophysical profiles.

In the APA area there are numerous rivers such as: Currente, Vermelho e Buritis. The main streams are: Bezerra, Piracanjuba, Rizada, Chumbada and Ventura and depressions commonly called grotta, which have water only in the rainy season, forming the drainage network. The Rivers and streams characteristics of planar areas, with occurrences of gradients and valleys. Some water courses penetrate into the soil becoming subterranean and later surfacing, promoting the formation of caves and caves of great interest (LOBO et al. 2015).

According to the aforementioned studies, the northeast region of Goiano presents lands with stratigraphic records of the Archaean, Proteozoic, Mesozoic and Cenozoic, most of which Proterozoic, which includes the following units: Ticunzal formation, sequence volcanic-sedimentary rocks of Palmeirópolis and São Domingos, Arai Group, Serra Branca, Tonalito São Domingos, Paranoá Group and Bambuí Group. The Bambuí Group is the most extensive carbonate unit and hosts the largest number of known caves in the Brazil (Auler, 2002). The Urucuia formation representing continental fluvial deposition, restricted to the eastern portion of the area, attributed to the Cretaceous, land of Mesozoic age. The Cenozoic is represented by the current fluvial deposits, alluvial and colluvial sandy deposits and by detritus-lateritic cover.

The northeastern region of the State of Goiás is in contact with several geomorphological domains. Their features are evidenced by the morphostructure climate reworked, contrasting dissected and recessed forms, interposed conserved forms, which represent remnants of the oldest topography. It is drained by the Paraná and Maranhão Rivers, which forms the Tocantins River. For the Northeast region of the State of Goiás, the following Soil classes: latosols, podzolic, cambisols, plinthsol, gleysol, sands hydromorphic quartzs, organic soils, quartz sands, alluvial soils, soils litholic, petroplinthic soils.

2.2 Electrical Resistivity Tomography (ERT)

The ERT method is based on injecting a known amount of current to the ground by two metal electrodes called current electrodes. The amount of current encounter resistance from the subsurface soil conditions (degree of fractures, material types and degree of saturation) and a potential is developed which is measured by two other metal electrodes know as potential electrodes. The method is affected by the geometry of deployment of these four electrodes on the surface and hence the technique can be used in three basic ways: 1) vertical electrical sounding (VES) 2) profiling and 3) electrical tomography where a large number of electrodes and combinations of electrode pairs are used. VES is quick and results are easy to process and interpret. However, it is limited to vertical resistivity variation (1-D assumption) (Strelec et al., 2017) and long acquisition profiles are required in order to reach greater depths. Another drawback of method is its data explanation by infinite solution (non uniqueness problem). While in the case where there are lateral and vertical variations, the application of VES become questionable. However, the resistivity tomographic techniques that provide 2D and 3D image of area are adopted as standard geophysical imaging techniques.

2.3 Ground Penetrating Radar (GPR)

Different geophysical methods have different resolution; with resistivity and seismic refraction having coarse resolution and GPR having the finest resolution depending on the

antenna used. Ground Penetration Radar (GPR) is a geophysical technique in which subsurface image is obtained by passing electromagnetic waves of various frequencies through the earth. These energies are radiated from the antenna, which either absorbed or reflected back form the underlying material properties like fractures, moistures and clay contents. The energy reflected by the surface discontinuities is received by the receiver, which helps in subsurface image construction. The amplitude of radar pulse is an important attribute because it can carry information about the ground. After time to depth conversion, these amplitudes help in mapping the subsurface discontinuities (both physical and chemical). Higher the contrast at the interface of these discontinuities higher the amplitudes and vice versa.

2.4 Data Acquisition and Processing

The data acquisition phase consists of three days field campaign. A total of 72 electrodes were used for the injecting current in the subsurface as well as to measure the potential difference developed in response to these currents. The length of each profile was taken as 360 meters with electrode separation of 5m of dipole-dipole configuration (Figure). Three ERT profiles with same configuration was used at the two different sites as road site (APA-01) and the Tarimba cave site (APA-02; APA-03). The profiles at Tarimba passes parallel and perpendicular to the cave (Figure 1).

A preliminary data processing of the obtained resistivity data were carried out that includes, saving the data in computer from Syscal resistivity meter, where the further processing will be carried out. Then in the next stage, data of each line were opened in Prosycal II software again in order to see the anomalies and error in the data. Those resistivity values which were quite high had been manually removed from the data. The resistivity data can only be interpreted after inversion in the RES2DINV software.

The GPR survey was performed using a georadar device GPR GSSI SIR 3000, with 400MHz Antenna, Control Unity and Rugged Survey Car, in order to obtain a good resolution. For GPR data processing and visualization, Reflex-W software was used where the following basic steps were employed: (i) removal of the direct wave by subtracting the mean trace from each recorded trace; (ii) adjusting the start time to the actual direct wave onset on each trace; (iii) bandpass filtering to improve signal/noise ratio; (iv) gain adjustment to recover signal attenuation with depth.

3 Results and Discussions

3.1 Electrical Resistivity Tomography (ERT)

The ERT results of Site-A don't present any fractures and the presence groundwater in the subsurface. It is interesting to know that the subsurface material show a pattern which shows that the area is not disturbed structurally. The upper layer shows clay with high degree of moisture. This moisture content decreases with depth. Below the clay there is an interface of pelitic rocks. It is clear from the results (Figure 2) that Tarimba cave don't passing through that area.

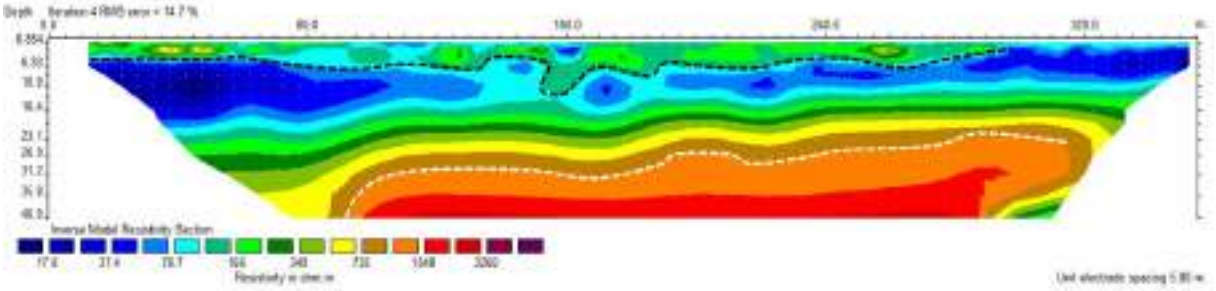


Figure 2 The modeled earth resistivity pseudo-sections for APA-01 ERT profile at the Site-A (road). Color bar presents resistivity values in hom.m.

The results of two resistivity profiles taken in the area near the entrance of the Tarimba cave (Figure 1). Here in these areas ERT was successfully able to mark the presence of fractures, sinkholes and different soil types. At the middle of profile APA-02, a high resistivity material encountered which can be linked with sinkhole filled with dry and coarse grained material (Figure 2). It can be seen that water entered through the fracture and travel downward and is shown as a low resistivity zone on the center of the profile (Figure 3). At the right side of the profile sandstone with various degree of moisture is found. The out crop of the limestone is also found on inverted resistivity cross-section which are supported by the on-site visits.

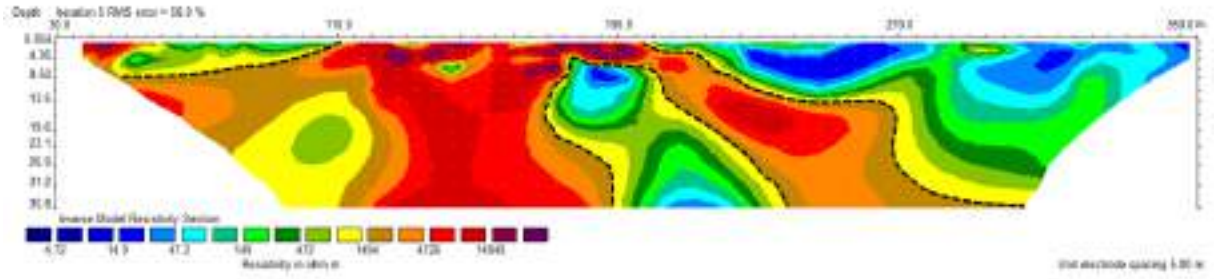


Figure 3 The modeled resistivity pseudo-sections for APA-02 ERT (Tarimba cave) profile. Color bar presents resistivity values in hom.m.

In the upper layers, different resistivity layering are obtained which can be linked with the different soil types and degree of soil moisture. The carbonate rock are very prominent on the profile APA-03. A low resistivity zone is found at 31 m depth which can be investigated further for groundwater prospecting. Above this low resistivity zone a depression of low resistivity material found which may possible be linked with a filled sinkhole. The fracture is filled with low resistivity material.

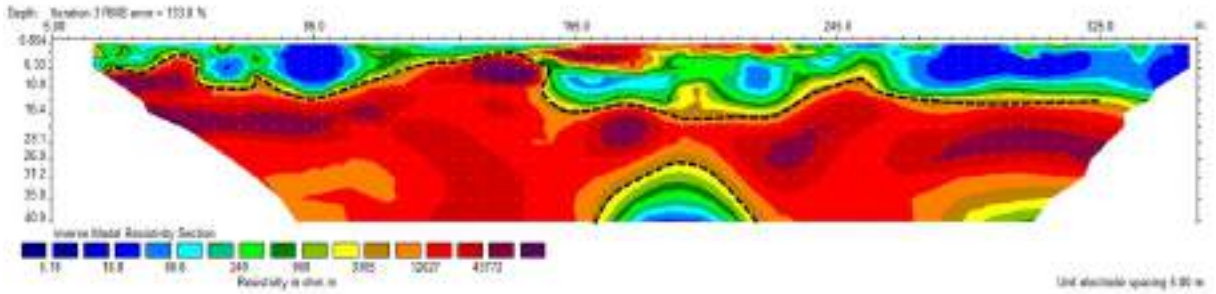


Figure 4 The modeled resistivity pseudo-sections for APA-03 ERT (Tarimba cave) profile. Color bar presents resistivity values in hom.m

3.2 Ground Penetrating Radar (GPR)

A profile was taken out side the cave at a location where various lithologies were present. Figure 5 shows the vertical cross-section of the sub-surface of the area. At the beginning of the profile there is sandstone through which the electromagnetic wave can pass easy. As a result high amplitude reflection are observed on the 2-D cross section obtained. At the end of profile there are patches of limestone the presence of which cause some radar wiggles of high amplitude to appear on the cross-section. However, it is interesting to note that in the middle portion some wavy wiggles are observed, these are noisy events created by the passing of four wheeler vehicle used for the GPR data acquisition. This phenomenon occurs because GPR antenna don't touch the soil, which is cause of some noisy wiggles on the GPR cross section.

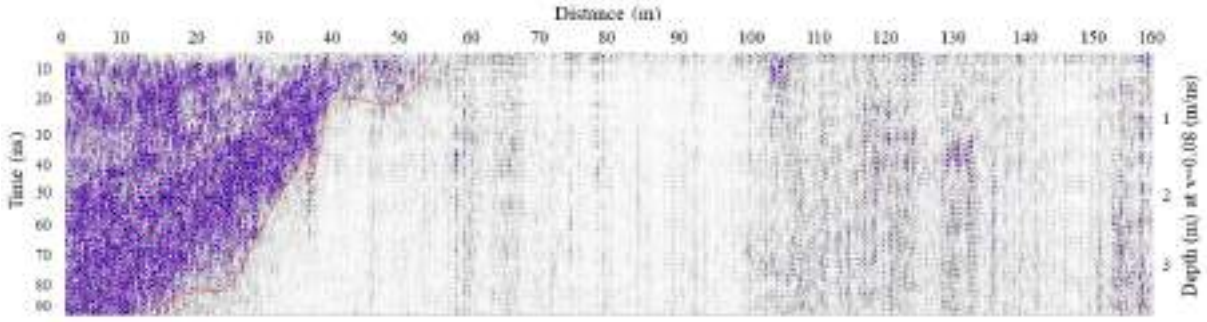


Figure 5. These lithologies are marked on GPR cross-section as A) Sandstone, B) pelitic rocks and C) Intrusion of the small patches of limestone.

4 Conclusions

The study was carried for the soil and rock characterization as well for the estimation of sediment thickness inside the cave. Following conclusions are drawn from the analysis (i) On GPR profiles it was very easy to differentiate different rock units. In this way the GPR has proved an attraction choice for the site characterization in karst system. With the use of GPR the sediment thickness inside the cave is done. For the better speleology of the cave a new GPR survey with high frequency (900mHz) antenna. The GPR/ERT geophysical investigation determined the spatial position and depth of sedimentary filling, thus creating a sound basis for further studies. (ii) On resistivity section obtained at the road site don't show the presence of cave or the groundwater. However, the inverted resistivity sections at the cave site shows the presence o0f cave and fractures which are recommend to test further for the groundwater prospecting.

References

Abidi, A., Demehati, A., Banouni, H., & El Qandil, M. (2018). The Importance of Underground Cavities Detection in the Choice of Constructible Areas: Case of the Agglomeration of Fez (Morocco). **Geotechnical and Geological Engineering**, 36(03): 1919-1932.

Andreo B, Ravbar N, Vias JM (2009) Source vulnerability mapping in carbonate (karst) aquifers by extension of the COP method: application to pilot sites. **Hydrogeology Journal**, 17:749–758.

Argentieri, A., Carluccio, R., Cecchini, F., Chiappini, M., Ciotoli, G., De Ritis, R., Di Filippo, M., Di Nezza, M., Marchetti, M., Margottini, S., Materni, V., Meloni, F., Nardi, A., Rotella, G., Sapia, V., Venuti, A., (2015). Early stage sinkhole formation in the Acque Albule basin of central Italy from geophysical and geochemical observations. **Engineering Geology**, 191, 36-47.

AULER, A. S. (2002). Karst areas in Brazil and the potential for major caves-an overview. *Bol. Soc. Venezolana Espel*, *36*, 29-35.

Auler, A., Farrant, A. R. (1996). A BRIEF INTRODUCTION TO KARST AND CAVES IN BRAZIL. *Proceedings of the University of Bristol Spelaeological Society*, *20*, 187-200.

Bishop, I., Styles, P., Emsley, S.J., Ferguson, N.S., 1997. The Detection of Cavities Using the Microgravity Techniques: Case Histories from Mining and Karstic Environments. **Engineering Geology Special Publications**, pp. 153-166.

Čeru, T., Gosar, A., & Šegina, E. (2017, June). Application of ground penetrating radar for investigating sediment-filled surface karst features (Krk Island, Croatia). In 2017 9th International Workshop on Advanced Ground Penetrating Radar (IWAGPR) (pp. 1-6). IEEE.

Chalikakis, K., Plagnes, V., Guerin, R., Valois, R., Bosch, F. P. (2011). Contribution of geophysical methods to karst-system exploration: an overview. **Hydrogeology Journal**, 19(6), 1169.

Daly D, Dassargues A, Drew D, Dunne S, Goldscheider N, Neale S, Popescu IC, Zwahlen F (2002) Main concepts of the European approach to karst-groundwater vulnerability assessment and mapping. **Hydrogeology Journal,** 10:340–345.

Dourado, J. C., Malagutti Filho, W., Braga, A. C., Nava, N. (2001). Detecção de cavidades em arenitos utilizando gravimetria, eletrorresistividade e GPR. **Revista Brasileira de Geofísica**, 19-32.

Ezersky, M., 2008. Geoelectric structure of the Ein Gedi sinkhole occurrence site at the Dead Sea shore in Israel. **Journal of Applied Geophysics**, 64, 56–69.

Fabregat, I., Gutiérrez, F., Roqué, C., Comas, X., Zarroca, M., Carbonel, D., ... Linares, R. (2017). Reconstructing the internal structure and long-term evolution of hazardous sinkholes combining trenching, electrical resistivity imaging (ERI) and ground penetrating radar (GPR). **Geomorphology**, 285, 287-304.

Kavouri, K., Plagnes, V., Tremoulet, J., Dörfliger, N., Rejiba, F., & Marchet, P. (2011). PaPRIKa: a method for estimating karst resource and source vulnerability—application to the Ouysse karst system (southwest France). **Hydrogeology Journal**, 19(2), 339-353.

Krawczyk, C.M., Polom, U., Trabs, S., Dahm, T., 2012. Sinkholes in the city of Hamburg -new urban shear-wave reflection seismic system enables high-resolution imaging of suberosion structures. **Journal of Applied Geophysics**, 78, 133–143.

LOBO, H. A. S., BICHUETTE, M. E., HARDT, R., de Souza MARTINELLI, R., BRUNO FILHO, F. G., GALLÃO, J. E., ... & CALVO, E. M. CARACTERIZAÇÃO AMBIENTAL PRELIMINAR E PROPOSTA DE CONSERVAÇÃO DO SISTEMA CÁRSTICO DA GRUNA DA TARIMBA–MAMBAÍ, GO.

M. Gambetta, E. Armadillo, C. Carmisciano, P. Stefanelli, L. Cocchi, and F. C. Tontini (2011) Determining geophysical properties of a near surface cave through integrated microgravity vertical gradient and electrical resistivity tomography measurements. **Journal of Cave and Karst Studies**,73(1):11–15.

Martinez-Lopez, J., Rey, J., Duenas, J., Hidalgo, C., Benavente, J. (2013). Electrical tomography applied to the detection of subsurface cavities. **Journal of Cave & Karst Studies**, 75(1).

Martinez-Moreno, F.J., Pedrera, A., Ruano, P., Galindo-Zaldivar, J., Martos-Rosillo, S., Gonzalez-Castillo, L., Sanchez-Ubeda, J.P., Marin-Lechado, C., 2013. Combined microgravity, electrical resistivity tomography and induced polarization to detect deeply buried caves: algaidilla cave (Southern Spain). **Engineering Geology**, 162, 67–78.

Mohamed, A. M. E., El Hussain, I., Deif, A., Araffa, S. A. S., Mansour, K., & Al Rawas, G. 2019 Integrated GPR, ERT and MASW for detecting near surface caverns at Duqm area, Sultanate of Oman. **Near Surface Geophysics**, 17(4):379-401.

Pazzi, V., Di Filippo, M., Di Nezza, M., Carlà, T., Bardi, F., Marini, F., ... Fanti, R. (2018). Integrated geophysical survey in a sinkhole-prone area: Microgravity, electrical resistivity tomographies, and seismic noise measurements to delimit its extension. **Engineering Geology**, 243, 282-293.

PUTIŠKA, R., KUŠNIRÁK, D., Dostál, I., LAČNÝ, A., MOJZESŠ, A., Hok, J., ... & BOŠANSKÝ, M. (2014). Integrated geophysical and geological investigations of Karst structures in Komberek, Slovakia. **Journal of Cave & Karst Studies**, 76(3).

Putiška, R., Sabol, M., Kušnirák, D., Dostál, I. (2017). Geophysical Research at the Prepoštská Cave and Čertova Pec Cave Neanderthal Sites (Western Slovakia). **Archaeological Prospection**, 24(2): 119-131.

Smith, D.L., 1986. Application of the pole-dipole resistivity technique to the detection of solution cavities beneath highways. **Geophysics**, 51, 833–837

Strelec, S., Mesec, J., Grabar, K., Jug, J. (2017). Implementation of in-situ and geophysical investigation methods (ERT & MASW) with the purpose to determine 2D profile of landslide. **Acta Montanistica Slovaca**, 22(4):345.

Youssef, A. M., Al-Harbi, H. M., Gutiérrez, F., Zabramwi, Y. A., Bulkhi, A. B., Zahrani, S. A., ... & El-Haddad, B. A. (2016). Natural and human-induced sinkhole hazards in Saudi Arabia: distribution, investigation, causes and impacts. **Hydrogeology Journal**, 24(3): 625-644.

Zhou, W., Beck, B.F., Adams, A.L., 2002. Effective electrode array in mapping karst hazards in electrical resistivity tomography. **Environmental Geology**, 42, 922–928.

Determining Geophysical Properties of a Shallow Cave: a Study of Brazilian Cave

Yawar Hussain[1, 2,3*]; Rogerio Uagoda[2]; Welitom R. Borges[3]; Tadeu; César A. Moreira[4]; Omar Hamza[5]

[1*]Department of Civil and Environmental Engineering, University of Brasilia, ICC Norte, 0910-900 Brasilia-DF, Brazil, Email:yawar.pgn@gmail.com

[2]Post-Graduation Program in Geography, University of Brasilia, ICC Norte, 70.910-900, Brasilia-DF, Brazil.

[3]Institute of Geosciences, University of Brasilia, 0910-900 Brasilia-DF, Brazil

[4]Universidade Estadual Paulista (UNESP), Geosciences and Exact Sciences Institute (IGCE), 24-A avenue, 1515 Bela Vista, Rio Claro, Sao Paulo 13506-900, Brazil

[5]University of Derby - College of Engineering and Technology - Mechanical Engineering and the Built Environment Derby - United Kingdom of Great Britain and Northern Ireland

Abstract

Caves have greater importance in the fauna and flora of the region along with these, the study of Karst system is important because of the associated hazards such as sinkhole collapse and groundwater vulnerability which can cast dangerous effects on population as well as the civil engineering structures such as road, pavements and houses. The present study aiming at providing an introduction to the Brazilian caves based on the preliminary information obtained from the surveys carried out in Tarimba cave, Goais, Brazil. The applied geophysical approaches include Seismic Refraction Tomography (SRT), Electrical Resistivity Tomography (ERT) and Very Low Frequency Electromagnetic (VLF-EM). The 2-D sections of each measured physical properties (impedance contrast, electrical resistivity and induced current because of local body) were made in different softwares. For ERT data least square inversion was used while Karous-Hjelt filter was used for VLF-EM data. In SRT time-term inversion was used. Results of ERT and VLF-EM were found closer to the reality; however, seismic refraction method did reach the depth of cave because of shorter profile lengths. These integrated approaches will prove an effective tool for the site characterization of Karst system in Brazil in reference to the vulnerability assessment of groundwater.

Keywords: Karous-Hjelt filter; groundwater vulnerability; shallow cave; Tarimba cave

1 Introduction

Karst occurs due to the underground natural cavities that are resulted from the erosive effect of groundwater (dissolution) on the surface of the carbonate rocks (Abidi et al. 2018). These features are with or without opening on the surface (Mohamed et al. 2019). Therefore, accurate detection of Epikkarst can play an important role in the groundwater contamination and associated hazards which may cause the losses of properties such as structural and infrastructural problems (road and highway subsidence, building-foundation collapse, dam leakage), lives of people (Gambetta et al. 2011; Sundararajan et al. 2015; Youssef et al. 2016). Hence, these underground cavities need to be

well detected before the construction of any civil structures and groundwater managerial plans for such areas.

To this end, geophysical methods can play a significant role in the detection as well as delineation of such subsurface cavities (Sundararajan et al. 2015). Over the past years, the near surface geophysical techniques have proved effective in the site characterization of Karst system (e.g. Martinez-Lopez et al. 2013; Dourado et al., 2001; Chalikakis, et al. 2011; Čeru et al. 2017; PUTIŠKA et al. 2014; Fabregat et al. 2017; Putiška, et al. 2017; Pazzi et al. 2018). Each geophysical technique measures a specific physical property of the subsurface material over karst area, these measured values are inverted through a process where observed and measured data are compared and a best-fit model is achieved (Desert et al. 2019). The geophysical responses recorded over caves work well because of relatively larger size and sharp contracts with the surrounding rocks (Konstantinos et al. 2011). Other important parameters that need to be kept in the mind are the thickness and type of sediments (clay content, density, soil moisture, etc.) at the site that can greatly affect the recorded geophysical signature of the investigated site. The presence of epikarst zone and its thickness is extremely important factor in the application of any geophysical technique (Konstantinos et al. 2011).

However, the Karst provides a complicated environmental because of the subsurface heterogeneities that make studies of groundwater, engineering and environmental problematic (Ford and Williams, 2007). Under these conditions, integrated geophysical techniques are recommended. Geophysical techniques such as Seismic Refraction Tomography (SRT), Electrical Resistivity Tomography (ERT) and Very Low Frequency Electromagnetic (VLF-EM) have a potential for the site characterization based on which areas can be recommended for the latter detailed geotechnical investigations (Oladotun et al. 2019).

The worldwide adaptability of geophysical techniques for the site characterization are Abbas et al. (2012); Krawczyk et al. (2012); Basheer et al. (2012); Stepisnik, (2008); Ford and Williams, (2007); Abidi et al. (2018). In the case of Brazil, the caves have not been studied extensively in the

past. The geophysical studies of cave are even lesser. There are few studies applied for the analysis of caves as dos Santos et al. (2012); de Queiroz et al. (2018); Pereira et al. (2019); Brandi et al. (2019); Garcia and Grohmann, (2019). However, the caves in the environmentally protected area of the River Vermelho, there is no study applying geophysical investigation for the site characterization of Karst system there, which has increased the merits of the present study.

The main aim of the present study is to characterize Karst system in Mambaí, Goiás, Brazil using integrated geophysical techniques. The approach is adopted for a small portion of Tarimba cave using Electrical Resistivity Tomography (ERT), Seismic Refraction Tomography (SRT) and Very Low Frequency Electromagnetic (VLF-EM). In the end, the suitability of these applied techniques are discussed and recommendations for the future studies are presented. Results of this study can be used in the establishment of new paradigms for the comprehensive study of caves, which will prove an effective step in natural hazards mitigation and groundwater managerial plans through observation, interpretation and understanding of the Karst system.

1.1 Study area

The projected area is located at the junction of the municipality of Mambai, having geographic coordinates: UTM 23L 373343 Longitude 8406394 Latitude (Figure 1). The Tarimba cave has more than two entries and its more than 11 km in length mapped into several conduits and halls. The has not been fully mapped yet. It is one of the most important caves in the region (fauna and flora) and is one of the largest in the country in horizontal projection. The climate of the region is tropical with dry and rainy season (ref).

Write more….

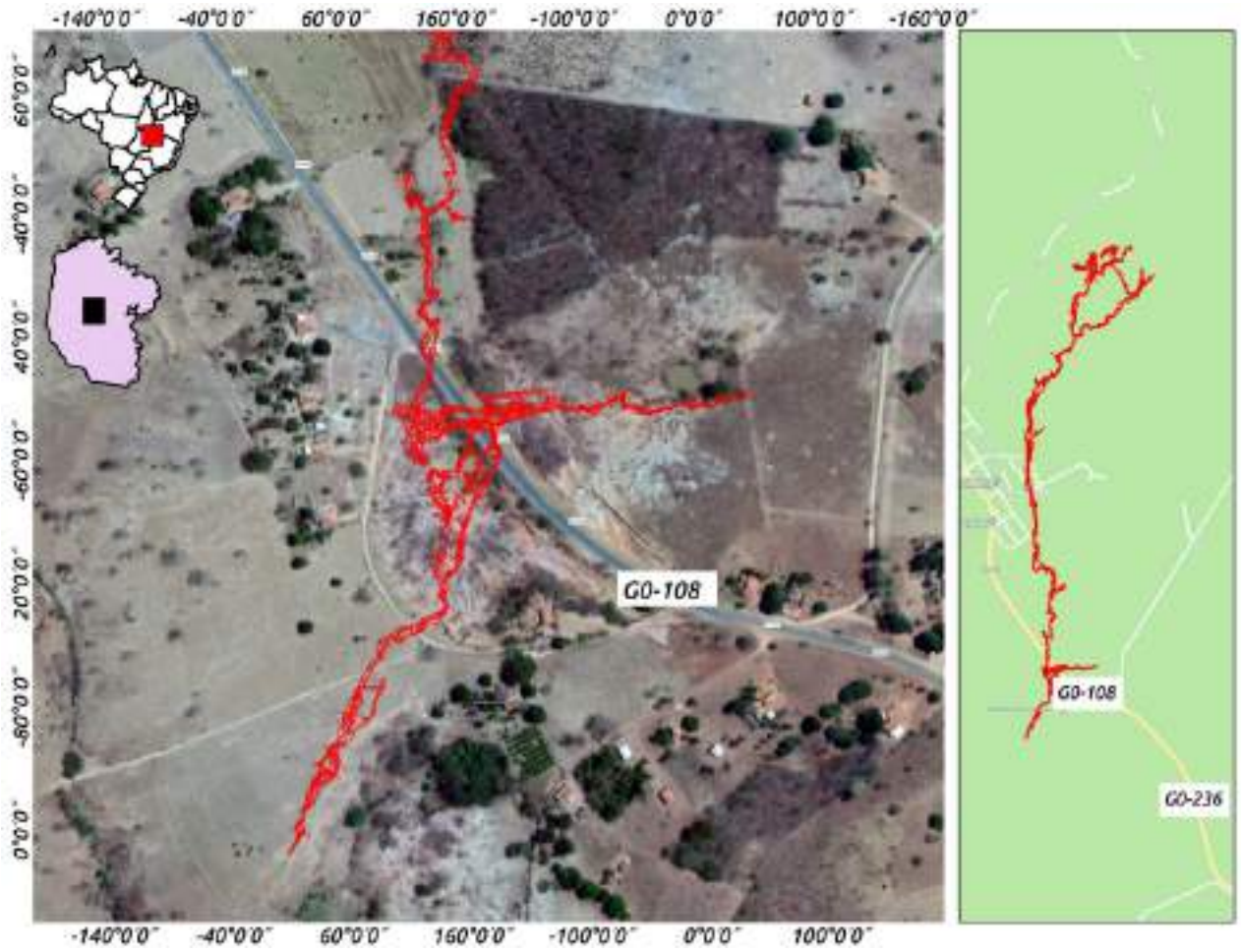


Figure 1 Location of study area on the map of Brazil, administrative boundary of environmental protected area of the River Vermelhio, location of the study area on Tarimba cave and the locations of geophysical profiles (ERT, SRT and VLF-EM).

1.2 Geology and Geomorphology

In the area, there are numerous rivers such as Currente, Vermelho and Buritis. The main streams are: Bezerra, Piracanjuba, Rizada, Chumbada and Ventura and depressions commonly called grotta, which have water only in the rainy season, forming the drainage network. The Rivers and streams characteristics of planar areas, with occurrences of gradients and valleys. Some watercourses penetrate into the soil becoming subterranean and later surfacing, promoting the formation of caves that are of greater interest (Lobo et al. 2015).

In accordance with the previous studies, the northeast region of Goiano presents lands with stratigraphic records of the Archaean, Proteozoic, Mesozoic and Cenozoic, most of which are Proterozoic, which include the following units: Ticunzal formation, sequence volcanic-sedimentary

rocks of Palmeirópolis and São Domingos, Arai group, Serra Branca, Tonalito São Domingos, Paranoá group and Bambuí group (ref).

The Urucuia formation representing continental fluvial deposition, restricted to the eastern portion of the area, attributed to the Cretaceous land of Mesozoic age. The Cenozoic age is represented by the current fluvial deposits, alluvial and colluvial sandy deposits and by detritus-lateritic cover (ref).

The northeastern region of the State of Goiás is in contact with several geomorphological domains. Their features are evidenced from the morphostructural climatic worked; contrasting dissected and recessed forms, interposed conserved forms, which represent remnants of the oldest topography. It is drained by the Paraná and Maranhão Rivers, which forms the Tocantins River (ref).

For the Northeastern region of the State of Goiás, the following soil classes are found latosols, podzolic, cambisols, plinthsol, gleysol, sands hydromorphic quartzs, organic soils, quartz sands, alluvial soils, soils litholic and petroplinthic soils (ref).

2 Methodology

2.1 Electrical Resistivity Tomography (ERT)

The electrical resistivity tomography (ERT) is an import method which works on the principle that the electrical resistivity of the host rocks (surrounding material) are lesser than caverns (Noel and Xu 1992; Manzanilla et al. 1994; Leucci and De Giorgi 2005; Elawadi et al. 2006; Araffa, 2010; Martínez-López et al. 2013; Kasprzak and Sobczyk 2017; Mohamed et al. 2019). The ERT method is based on injecting a known amount of current to the ground by two metal electrodes called current electrodes. The amount of current encounter resistance from the subsurface soil conditions (degree of fractures, material types and degree of saturation) and a potential is developed which is measured by two other metal electrodes know as potential electrodes. The method is affected by the geometry of deployment of these four electrodes on the surface and hence the technique can be used in three basic ways: (i) vertical electrical sounding (VES) (ii) profiling and; (iii) electrical

tomography where a large number of electrodes and combinations of electrode pairs are used. VES is quick and results are easy to process and interpret. However, it is limited to vertical resistivity variation (1-D assumption) (Strelec et al. 2017) and long acquisition profiles are required in order to reach greater depths. Another drawback of method is its data explanation by infinite solution (non uniqueness problem). While in the case of the occurrence of landslide in an area there are lateral and vertical variations, under these conditions the application of VES become questionable. However, the resistivity tomographic techniques that provide 2D and 3D image of area are adopted as standard geophysical imaging techniques.

Applications:

The planning phase consists of a one day (22/11/2018) field visit in order to see the ground conditions for the survey lines (ERT, SRT and VLF-EM) over Tarimba cave. The array configurations to be used in the field for the acquisition of resistivity data was carried out in ELECTRE II software. Where the number of electrodes and space between them is specified and the software generates an automatic configuration file, which provide the maximum depth of investigation. The other acquisition parameters such as time, voltage and number of data points were also defined using the same software. An electrode spacing of 5 meters with a profile length of 360 meters was optimized after testing different electrode spacing. A total of 72 electrodes will be used in resistivity survey. The acquisition parameters were transferred to the resistivity meter to be used in the field. A preliminary data processing of the obtained resistivity data were carried out in Prosyscal II software that includes, saving the data in computer from Syscal resistivity meter, where the further processing will be carried out. Then the anomalies and error in the data are seen in the software and the resistivity values which were quite high are removed manually from the data. After editing the data is saved in a new file format compatible with RESIS2DINV of Geotomo Software (Loke, 2004), where the inversion of resistivity data is performed. In this software, a best fit earth model is generated from the apparent resistivity values. For that cell based resistivity calculation is made through the application of smoothness-constrained least-squares inversion method (Sasaki,

1992) that search for an idealized model for the resistivity distribution in the subsurface and its best fit with the calculated measured resistivity values (Colangelo et al., 2008). In this method, the subsurface is divided into rectangular blocks each representing single measuring point (Lapenna et al., 2005). The root mean square error (RMS) provides the discrepancy between measured and calculated values.

2.2 Seismic Refraction Tomography (SRT)

Seismic waves traveling in subsurface materials can undergo reflection, refraction and diffraction at any material interface and are traveled at different speeds in the subsurface before reaching at receiver. These variations in travel time is used for the subsurface image (Akpan et al. 2018). In Seismic Refraction Tomography (SRF) technique, the differences of the seismic waves travel-times are utilized for the subsurface imaging. There are methods used for the inversion of seismic refarction data as (i) Time term least squares and (ii) Delay-time (reciprocal) (Nogueira et al. 2014).

The shallow seismic tomography is an excellent choice for estimating the depth of different geological interfaces for different purposes such as geotechnical (Shebl et al. 2019) and engineering geological investigations (Attwa and Shinawi, 2017) and for the site characterization of landslide areas (McClymont et al. 2016; for hydrogeological analysis (Prekopová et al. 2016); as well for archaeological exploration (Shahrukh et al. 2012; Brixová et al. 2018) and site characterization of Karst (Azwin et al. 2013; Brock-Hon et al. 2019).

For the data acquisition of shallow seismic refraction, 48 receivers with inter receiver (geophones of 14 Hz frequency) distance of 5 m were used. SRF technique was carried out with a 24-Channel, 12V-DC Battery, a roll of trigger cable, 2 seismic cable reels. Four seismic sections of 120 m length of each were acquired (Figure 1). The positions of the shots for each line were at –10, 0, 57.5 and 125 meters, from the first geophone. The data was acquired with Geode (Geometrics) seismograph and the data processing was applied in software package Zond2D (demo version). Processing steps???Inversion write from Azwin et al. 2013

2.3 Very Low Frequency Electromagnetic (VLF-EM)

Very Low Frequency Electromagnetic (VLF-EM) is a semipassive electromagnetic induction method which utilizes the signals (primary field) released from distant high power vertical transmitters (15–30 kHz), installed on coastal regions. The signals are propagated between surface of earth and ionosphere and can reach a long distance and can be used for geophysical measurements. This method is ideal for the detection of vertical and dipping conductive subsurface structures such as conductive elongated structures, geological contacts like altered zones, faults, conductive dykes and cave with water because the primary field is horizontal.

In the case of subsurface conductor (fractures with water), a secondary field is induced in the conducting body. The induced field which is superimposed on primary field is differ in phase. These primary and secondary fields are measured on the earth surface with VLF-EM receiver which can help in detecting the conductive bodies (Guerin et al. 1994). The depth of penetration is considered as more than 30 m (Fraser, 1969) and is a function of geometry and dimensions of the host medium and the anomalous bodies and the frequency used.

For the acquisition of VLF-EM data, same acquisition profiles were used as for ERT and SRT. In the first stage, the quality of signals were assessed based on the results. For data acquisition along the predefined profiles, a Juno 3D Trimble GPS and a T-VLF unit of IRIS- Instruments, 1993 receiver was used. In the survey, the tilt angle mode was used in the field.

Both filters ? provide a good preliminary outline of how the target can be resolved semiquantitavely. Ogilvy and Lee (1991) state that, the 2-D current density distribution can be used for the identification of subsurface targets. The powerful VLF data filtering (Fraser and Karous-Hjelt) can be applied in different softwares (e.g.,VLFMOD , EMIXVLF , RAMAG , KHFFILT , INV2DVLF, VLFPROS) (Al-Oufi et al. 2008). With the aid of these softwares the contoured maps of the current density are made which make interpretation easy.

The VLF-EM method is a popular EM tool for quick mapping of near-surface structures for groundwater exploration (Sundararajan et al. 2007; Babu et al. 2007). There is a worldwide network

of VLF stations that generate signals to be used for a variety of applications, including groundwater exploration (Hayles and Sinha, 1986; Al-Tarazi et al. 2008); soil engineering, archeology, and mineral exploration for mapping narrow mineralized fault zones (Babu et al. 2007 and references there in), mapping of weathered layers in granitic terrain (Poddar and Rathor, 1983); lava tubes, faults and dikes (AL-OUFI et al. 2008) and zones of potential subsidence (Dindi, 2015). for cave ?

3 Results and Discussions

3.1 Electrical Resistivity Tomography (ERT)

Carbonate has high resistivity generally about 1000 ohm.m and of loamy sediments is lower than 250 ohm.m (Telford) et al. 1990; Zhou et al. 2000; Stepisnik, 2008). So, we define three ranges of resistivity: high for r>250Wm; intermediate for 250Wm>r>150Wm, and low for r<150Wm. We assume that the intermediate values as the presence of cave adopted from Dos Santos et al. (2012). In the case of cave that are partially or completely filled with brine water (resistivity is always lower than 150Wm) or clay make ERT a suitable geophysical technique because they are more conductive than limestone and air (resistivity always higher than 250Wm) (Dos Santos et al. 2012). The resistivities of the detected varies based on the presence of water. The dry part of the cave has higher resistivity than the parts having water (Figure).

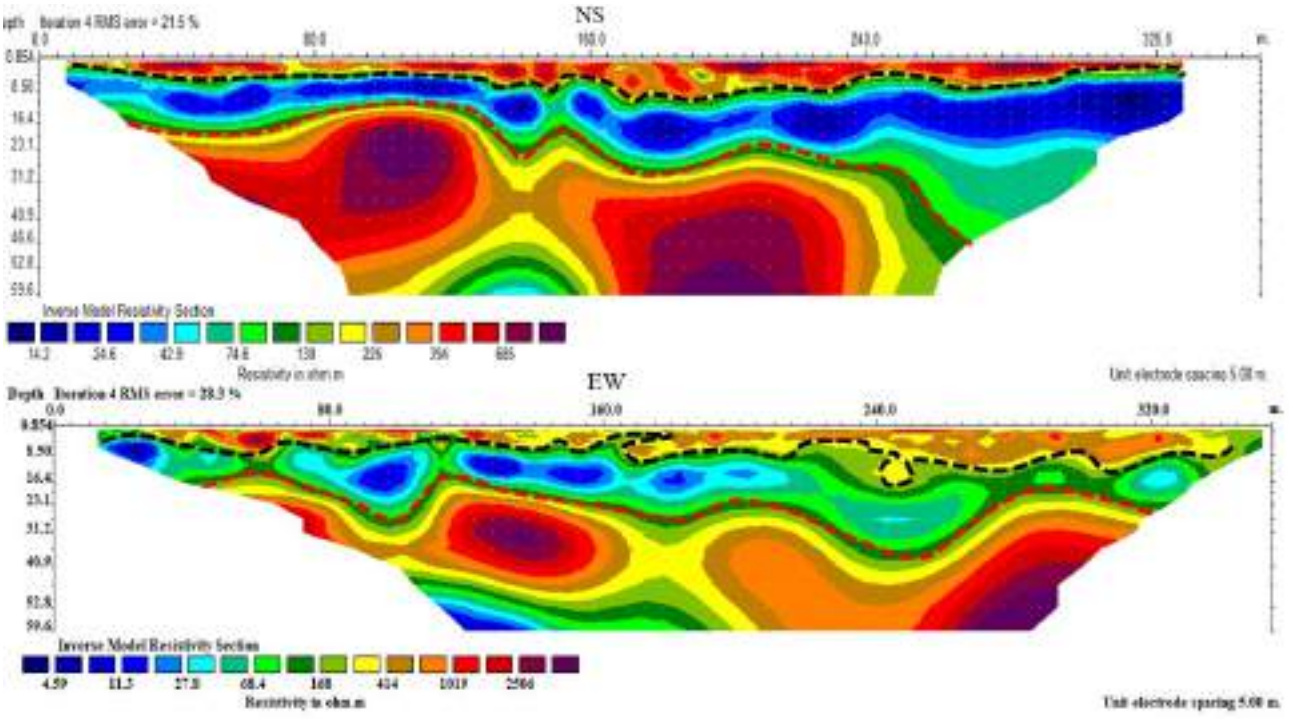


Figure 2 Electrical Resistivity **r**esults collected using a dipole-dipole along a circular array (NS and EW lines) with 5m spacing covering a distance of 350m and a depth of 59m. Black and red dotted lines represent the thickness of top soil and roof of cave, respectively.

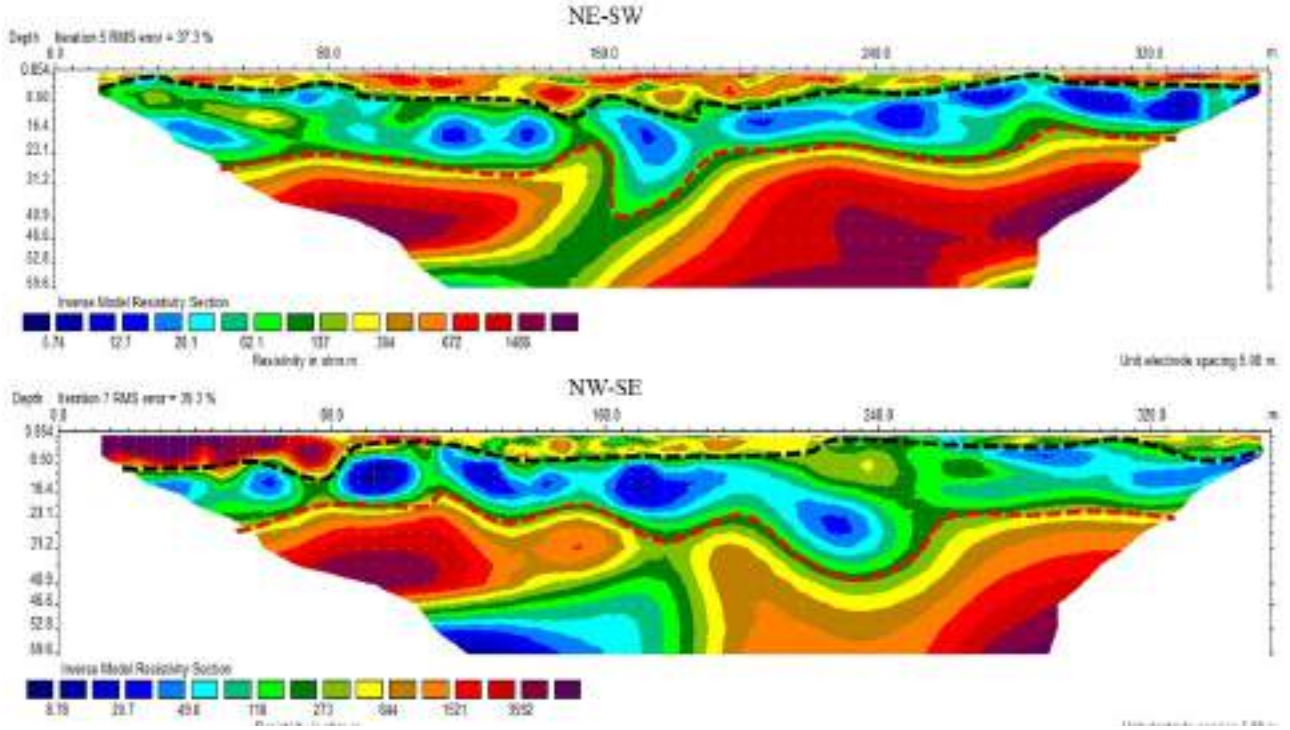


Figure 3 Electrical Resistivity **r**esults collected using a dipole-dipole circular array, NE-SW and NW-SE lines with 5m spacing covering a distance of 350m and a depth of 59m. Black and red dotted lines represent the thickness of top soil and roof of cave, respectively.

3.2 Seismic Refraction Tomography

Results from SRT reveal three main seismic velocity zones, which correspond to the three main lithological units as topsoil, claystone and compacted claystone over the cave. The upper zone comprises soil, characterized by low seismic wave velocities (3000-3500 m/s), and thickness ranges from 3 to 6 m. The intermediate layer has wave velocities of 1000-2400 m/s. The third layer shows a comparatively high velocity on all profiles, which may be associated with the presence of compacted claystone (Figure 4, 5). On all profiles a continuous increase in the velocity with depth is observed which shows a degree of compaction with depth. The results of SRT remained unsuccessful in identification of caves as detected on the ERT profiles, due to the depth limitations associated with the length acquisition profiles in the area.

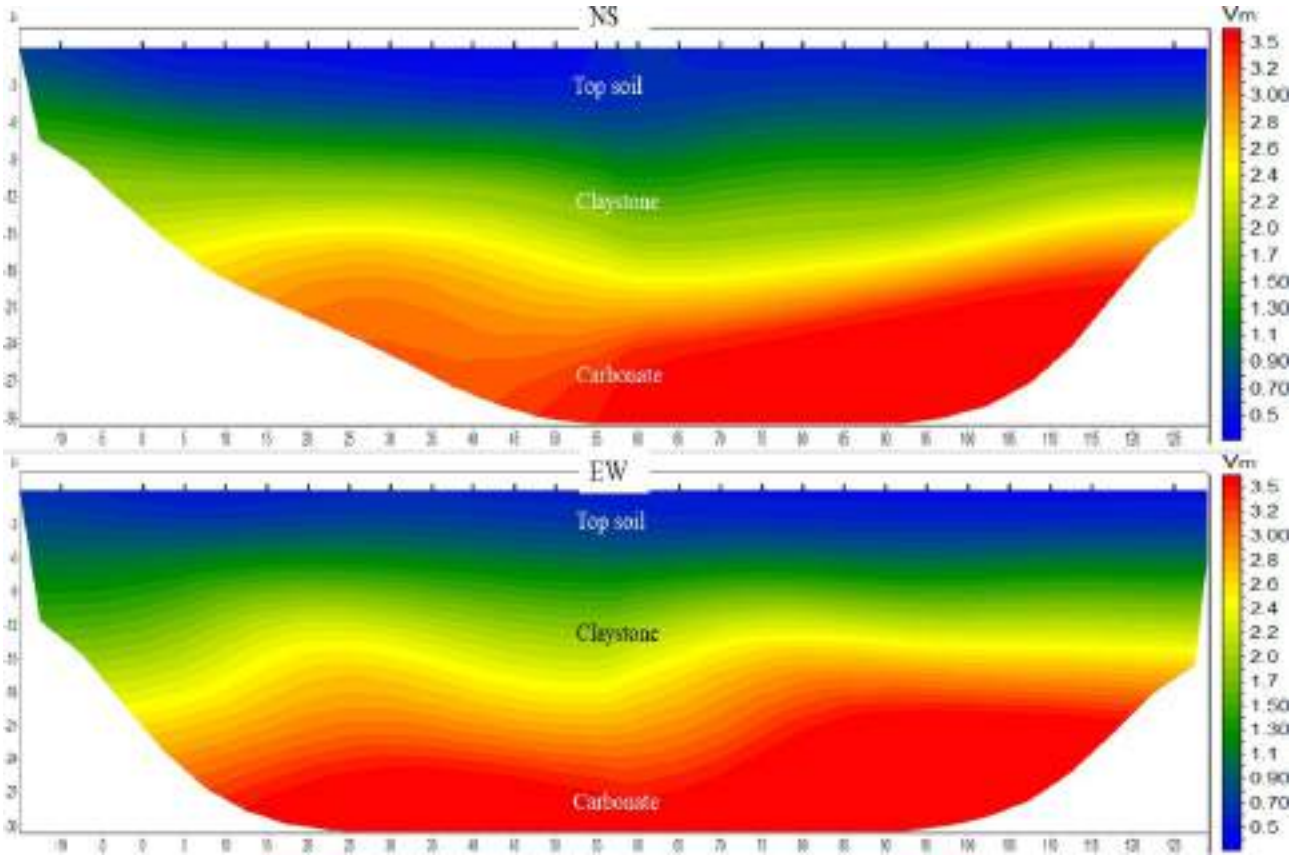


Figure 4 Seismic refraction image of the study area, indicating the number of layers (topsoil, claystone and compacted claystone), p-wave velocity of each layer and depth of investigation.

It is interesting to note that the velocity of third layer is relatively lower in the beginning of profile than at the profile end (Figure 4). This contrast show a lesser degree of compaction on right side. On the NE-SW profile reverse is true. However, on profile NW-SE this trend of decreasing compaction appeared again (Figure 5). May be associated with presence of groundwater?.

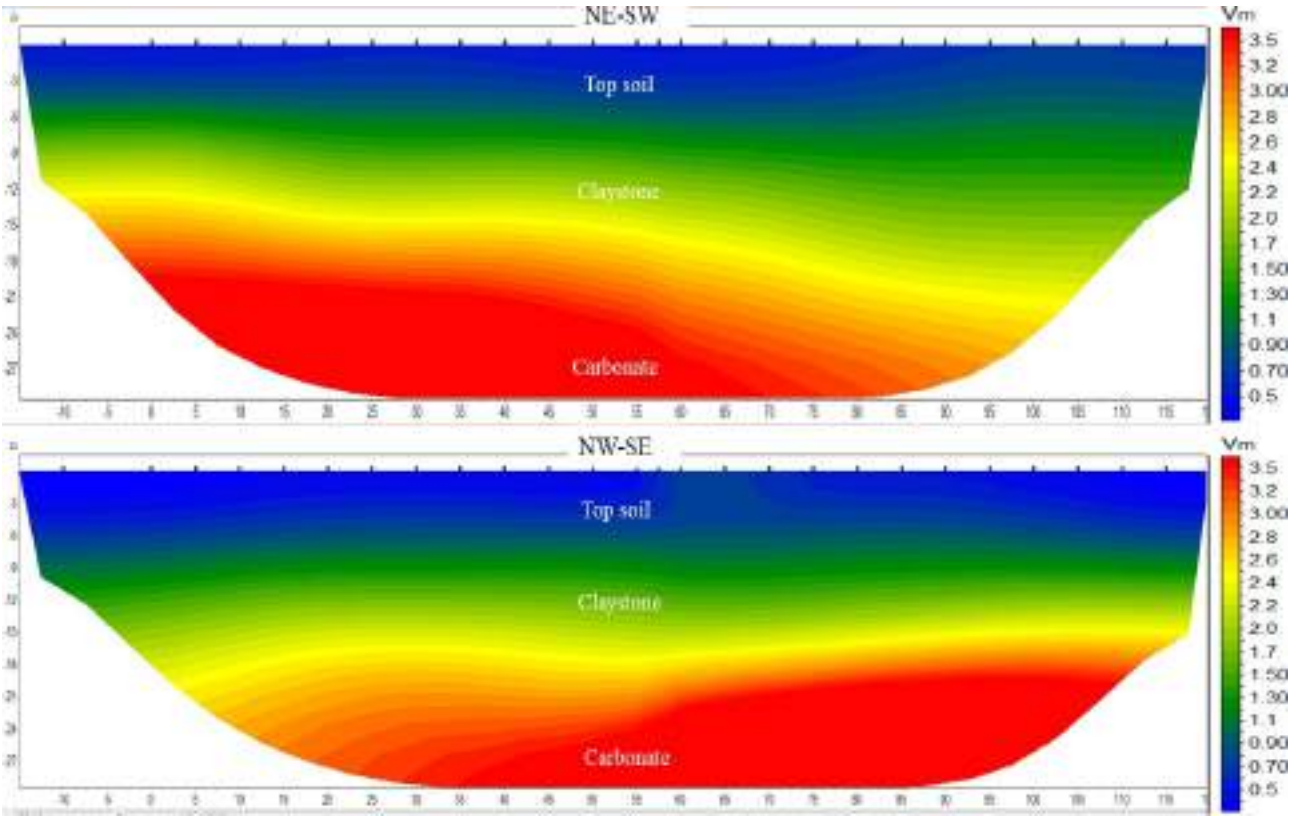


Figure 5 Seismic refraction image of the study area, indicating the number of layers (topsoil, claystone and compacted claystone), p-wave velocity of each layer and depth of investigation.

3.3 Very Low Frequency Electromagnetic (VLF-EM)

The VLF data were interpreted qualitatively to determine the location of subsurface caves . The profiles (NS and EW) performed in the study area showed number of anomalies that vary in both size and amplitude (Figure 6). The observed current density anomalies are divided into two main types as positive and negative, suggesting that the body is a conductor or resistive, respectively (Al-Oufi et al. 2008). The measured tilt angle (real component) for each frequency were presented in the form of contoured sections (Figure 6). VLF positive anomalies were detected at 100 and, possibly, at 320 m horizontal location. These anomalies were interpreted as conductive fracture zones with possible water. The conductive anomalies were also observed on the sections at 5m and 450 m on NS sections and a 100 and 300m on sections EW.

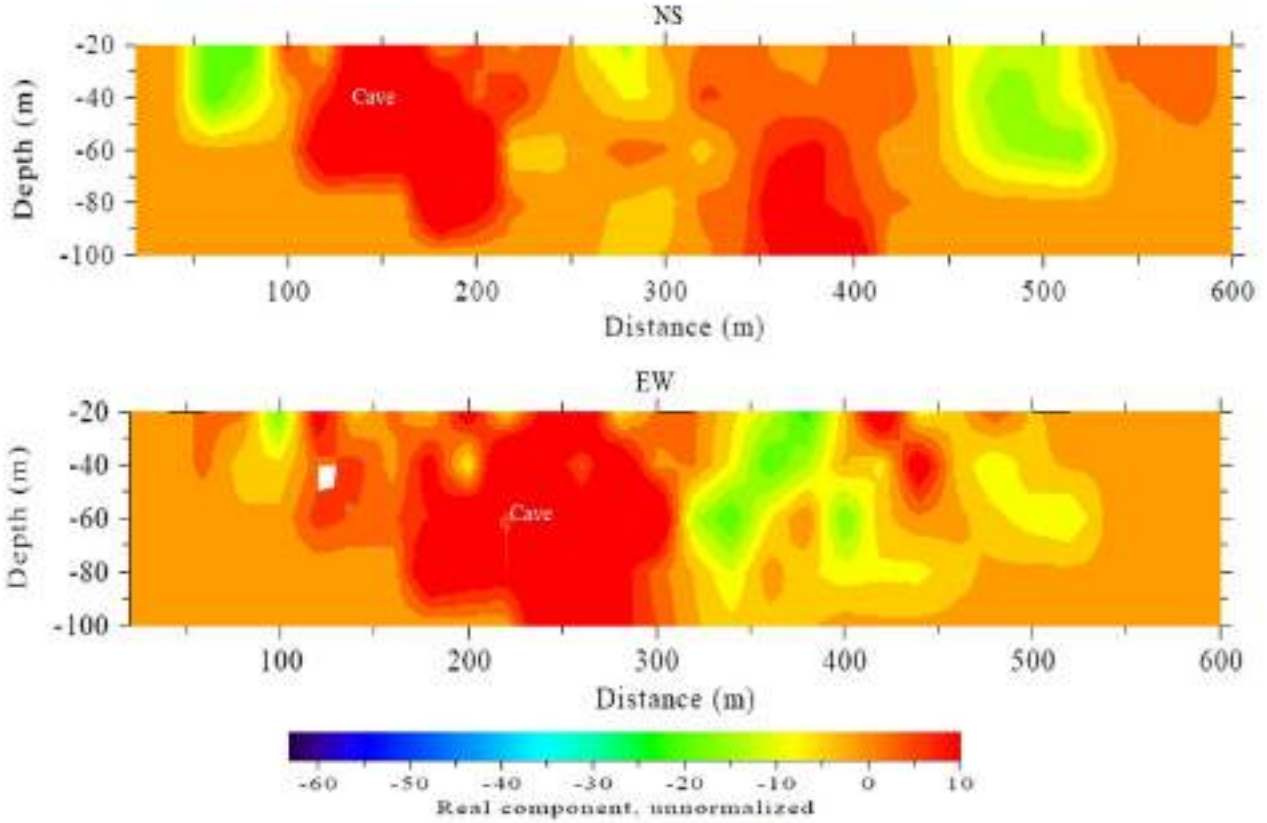


Figure 6 VLF results along the NS and EW lines. These sections shows high resistivity zones as a possible presence of cave.

Conclusion and Recommendation

The present study was carried out for the subsurface characterization over a cave at known position and depth using integrated geophysical techniques. Following conclusions are drawn from the analysis.

On the inverted resistivity sections three layered stratigraphy is obtained at comparatively greater depth. Caves are very clearly seen of the inversed sections in all directions. Thus it is concluded that the diameter of cave at the studied site was much higher than the already marked diameter. The low values of the apparent resistivity data indicate the parts of the caves bearing saline water from the dissolved carbonate as observed by . In addition to the cave, the topsoil and vadose zones are also very marked on all ERT cross-sections. Results showed that ERT is the most suitable technique for mapping the karts systems in Mambaí and areas with similar hydrogeological conditions.

Results of seismic refraction show a clear three layer sub-surface stratigrahpy, where a contentious increasing trend in velocity is observed which is an indication of the depth wise increase in material compaction with depths. The method remained unable to delineate cave (30m deep) because of depth of penetration because limited acquisition profile lengths.

On VLF-EM results current density cross-sections of real component show a high resistivity anomaly at the beginning of profile which may possibly be associated with presence of subsurface dry cavity. These results are consistent with the ERT results. The length of VLF profiles were much longer than ERT so the high resistivity anomalies are also found in the surrounding area.

Based on the findings of the present study following improvements are suggested for the future works on the area.

ACKNOWLEDGEMENT

The work was carried out with aid for an ongoing research projects ‘’. First author would like also like thanks the ICMBio, Mambai for their help in data acquisition. The first author would like to thank Prof. Martin Cardenas-Soto for help in processing refraction data.

References

Nogueira, P. V., Rocha, M. P., Borges, W. R., Seimetz, E. X., & Cavalcanti, M. M. (2014). Comparison Between Results of Seismic Refraction and Standard Penetration Test (SPT) to Study Shallow Geological Subsurface in An Urban Area of Brasilia, Brazil. Revista Brasileira de Geofísica, 32(4), 673-679.

Brixová, B., Mosná, A., & Putiška, R. (2018). Applications of shallow seismic refraction measurements in the Western Carpathians (Slovakia): case studies. Contributions to Geophysics and Geodesy, 48(1), 1-21. RELEXW

Pereira, D. L., Galvão, P., Lucon, T., & Fujaco, M. A. (2019). Adapting the EPIK method to Brazilian Hydro (geo) logical context of the São Miguel watershed to assess karstic aquifer vulnerability to contamination. Journal of South American Earth Sciences, 90, 191-203.

Oladotun, A. O., Oluwagbemi, J. E., Lola, A. M., Maxwell, O., & Sayo, A. (2019). Predicting dynamic geotechnical parameters in near surface coastal environment. Cogent Engineering, (just-accepted).

Sundararajan, N., Al-Wardi, M., & Raef*, A. (2015, March). INTEGRATION OF MICRO-GRAVITY AND VERY LOW FREQUENCY (VLF) ELECTROMAGNETIC (EM) DATA ANALYSES TO OUTLINE HAZARDOUS CAVITIES AND LOW ROCK-STRENGTH: COASTAL CARBONATES, WADI SHAB, OMAN. In Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems 2015 (pp. 147-152). Society of Exploration Geophysicists and Environment and Engineering Geophysical Society.

Garcia, G. P., & Grohmann, C. H. (2019). DEM-based geomorphological mapping and landforms characterization of a tropical karst environment in southeastern Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 93, 14-22.

Brandi, I., Sebastião, C. S., Ferreira, M. L., Lima, H. M. D., & Gama, M. F. P. (2019). Physical stability of iron ore caves: geomechanical studies of a shallow underground cave in SE Brazil. REM-International Engineering Journal, 72(2), 217-225.

dos Santos, E. S., Silva, R. W., & Sampaio, E. E. (2012). Analysis of the risk of karst collapse in Lapão, Bahia, Brazil. Exploration Geophysics, 43(3), 198-212.

de Queiroz Salles, L., Galvão, P., Leal, L. R. B., de Araujo Pereira, R. G. F., da Purificação, C. G. C., & Laureano, F. V. (2018). Evaluation of susceptibility for terrain collapse and subsidence in karst areas, municipality of Iraquara, Chapada Diamantina (BA), Brazil. Environmental earth sciences, 77(16), 593.

M. Gambetta, E. Armadillo, C. Carmisciano, P. Stefanelli, L. Cocchi, and F. C. Tontini (2011) Determining geophysical properties of a near surface cave through integrated microgravity vertical gradient and electrical resistivity tomography measurements. Journal of Cave and Karst Studies, v. 73, no. 1, p. 11–15.

Youssef, A. M., Al-Harbi, H. M., Gutiérrez, F., Zabramwi, Y. A., Bulkhi, A. B., Zahrani, S. A., ... & El-Haddad, B. A. (2016). Natural and human-induced sinkhole hazards in Saudi Arabia: distribution, investigation, causes and impacts. Hydrogeology Journal, 24(3), 625-644.

Akpan, A. E., Ekwok, S. E., Ebong, E. D., George, A. M. & Okwueze, E. E. (2018). Coupled geophysical characterization of shallow fluvio-clastic sediments in Agwagune, southeastern Nigeria. Journal of African Earth Sciences, 143, 67-7.

Mohamed, A. M. E., El Hussain, I., Deif, A., Araffa, S. A. S., Mansour, K., & Al Rawas, G. 2019 Integrated GPR, ERT and MASW for detecting near surface caverns at Duqm area, Sultanate of Oman. *Near Surface Geophysics*.

Elawadi, E., El-Qady, G., Nigm, A., Shaaban, F., & Ushijima, K. (2006). Integrated geophysical survey for site investigation at a new dwelling area, Egypt. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, *11*(4), 249-259.

Chalikakis, K., Plagnes, V., Guerin, R., Valois, R., & Bosch, F. P. (2011). Contribution of geophysical methods to karst-system exploration: an overview. Hydrogeology Journal, 19(6), 1169.

Abbas, A. M., Khalil, M. A., Massoud, U., Santos, F. M., Mesbah, H. A., Lethy, A., ... & El Said, A. R. (2012). The implementation of multi-task geophysical survey to locate Cleopatra tomb at tap-Osiris Magna, Borg El-Arab, Alexandria, Egypt “phase II”. NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics, 1(1), 1-11.

Krawczyk, C. M., Polom, U., Trabs, S., Dahm, T. (2012). Sinkholes in the city of Hamburg-New urban shear-wave reflection seismic system enables high-resolution imaging of subrosion structures. Journal of Applied Geophysics, 78, 133-143.

Abidi, A., Demehati, A., Banouni, H., & El Qandil, M. (2018). The Importance of Underground Cavities Detection in the Choice of Constructible Areas: Case of the Agglomeration of Fez (Morocco).

Basheer, A. A., Atya, M. A., Shokri, M., & Abu shady, M. M. (2012). Application of ERT and SSR to detect the subsurface cave at 15th May City, Helwan, Egypt. NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics, 1(1), 23-32.

Stepisnik, U., 2008, The application of electrical resistivity imaging in collapse doline floors: Divaca karst, Slovenia: Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 12, 41–51.

DC. Ford, PW. Williams: Karst geomorphology and hydrology. Chapman and Hall, New York, 601p. (2007).

Ramesh Babu, V., Ram, S., & Sundararajan, N. (2007). Modeling and inversion of magnetic and VLF-EM data with an application to basement fractures: A case study from Raigarh, India. *Geophysics*, *72*(5), B133-B140.

Al-Tarazi, E., Abu Rajab, J., Al-Naqa, A., & El-Waheidi, M. (2008). *Detecting leachate plumes and groundwater pollution at Ruseifa municipal landfill utilizing VLF-EM method. Journal of Applied Geophysics, 65(3-4), 121–131.*

Al-Oufi, A., Mustafa, H. A., Al-Tarazi, E., & Abu Rajab, J. (2008). *Exploration of the extension of two lava tubes, faults and dikes using very low frequency-electromagnetic technique in NE Jordan. Acta Geophysica, 56(2), 466–484.*

Dindi, E. (2015). An assessment of the performance of the geophysical methods as a tool for the detection of zones of potential subsidence in the area southwest of Nakuru town, Kenya. *Environmental earth sciences, 73*(7), 3643-3653.

McClymont A., Bauman P., Johnson E., Pankratow L., 2016: Geophysical Applications to Construction Engineering Projects. CSEG Recorder, 41, 4.

Prekopová M., Janočko J., Budinský V., Friedmanová M., 2016: Integration of seismic and sedimentological methods for analysis of Quaternary alluvial depositional systems. Environ. Earth Sci. 2017) 76:25.

Shahrukh M., Soupios P., Papadopoulos N., Sarris A., 2012: Geophysical investigations at the Istron archaeological site, eastern Crete, Greece using seismic refraction and electrical resistivity tomography. Journal of Geophysics and Engineering, 9, 6, 749–760.

Lapenna, V., Lorenzo, P., Perrone, A., Piscitelli, S., Rizzo, E. and Sdao, F. (2005). 2D electrical resistivity imaging of some complex landslides in Lucanian Apennine chain, southern Italy. Geophysics. 70, no. 3, B11-B18.

Colangelo, G., Lapenna, V., Loperte, A., Perrone, A. and Telesca, L. (2008). 2D electrical resistivity tomographies for investigating recent activation landslides in Basilicata Region (Southern Italy). Annals of Geophysics, 51(1), 275-285.

Loke, M.H. (2004). Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys. Geotomo Software.

Sasaki, Y. (1992), Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation: Geophysical Prospecting. **54**, 453–464.

Azwin, I. N., Saad, R., & Nordiana, M. (2013). Applying the seismic refraction tomography for site characterization. *APCBEE procedia*, *5*, 227-231.

dos Santos, E. S., Silva, R. W., & Sampaio, E. E. (2012). Analysis of the risk of karst collapse in Lapão, Bahia, Brazil. *Exploration Geophysics*, *43*(3), 198-212.

dos Santos, E. S., Sampaio, E. E., & Mocitaíba, L. D. S. (2013, August). Análise de Dados Gravimétricos, Magnéticos e de VLF aplicados ao estudo de Ferro na região de Lage-BA. In *13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Rio de Janeiro, Brazil, 26–29 August 2013* (pp. 726-728). Society of Exploration Geophysicists and Brazilian Geophysical Society.

LOBO, H. A. S., BICHUETTE, M. E., HARDT, R., de Souza MARTINELLI, R., BRUNO FILHO, F. G., GALLÃO, J. E., ... & CALVO, E. M. CARACTERIZAÇÃO AMBIENTAL PRELIMINAR E PROPOSTA DE CONSERVAÇÃO DO SISTEMA CÁRSTICO DA GRUNA DA TARIMBA–MAMBAÍ, GO. *Application of Seismic Refraction TomoAN AIS do 33o*

Congresso Brasileiro de Espeleologia Eldorado SP, 15-19 de julho de 2015 – Sociedade Brasileira de Espeleologiagraphy in Karst Terrane

Shebl, S., Gemail, K. S., Attwa, M., Soliman, S. A., Azab, A., & Farag, M. H. (2019). Utilizing shallow seismic refraction in defining the geotechnical properties of the foundation materials: A case study at New Minia City, Nile Valley, Egypt. Egyptian Journal of Petroleum, 28(2), 145-154.

Attwa, M., & El-Shinawi, A. (2017). An integrative approach for preliminary environmental engineering investigations amidst reclaiming desert-land: a case study at East Nile Delta, Egypt. Environmental Earth Sciences, 76(8), 304.

Strelec, S., Mesec, J., Grabar, K., & Jug, J. (2017). Implementation of in-situ and geophysical investigation methods (ERT & MASW) with the purpose to determine 2D profile of landslide. Acta Montanistica Slovaca, 22(4), 345.

Brock-Hon et al. 2019 Geomorphic and geophysical evidence of a collapse origin for large sandstone depressions atop the western Cumberland Plateau in Tennessee.

Sundararajan, N., M. Narasimhachary, G. Nandakumar, and Y. Srinivas, 2007, VES and VLF an application to ground water exploration, Khammam, India: The Leading Edge, 708–716.

CAPÍTULO 5

Universidade de Brasília – Instituto de Geociências (UnB/IG)
Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica

ESTUDO DE SEDIMENTOS CLÁSTICOS EM CAVERNA ENQUANTO REGISTROS PALEOAMBIENTAIS: GRUNA TARIMBA, MAMBAÍ/GO

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Nº 173

DANDARA MARIA VITALINA DA SILVA CALDEIRA

Orientador: Rogério Uagoda

BRASÍLIA/DF
2020

Universidade de Brasília – Instituto de Geociências (UnB/IG)
Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica

ESTUDO DE SEDIMENTOS CLÁSTICOS EM CAVERNA ENQUANTO REGISTROS PALEOAMBIENTAIS: GRUNA TARIMBA, MAMBAÍ/GO

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Nº 173

DANDARA MARIA VITALINA DA SILVA CALDEIRA

Banca Examinadora

Prof. Dr. Rogério Uagoda (Orientador)
Prof. Dr. Luís Beethoven Piló (Instituto do Carste/UFPE)
Prof. Dr. José Elói Guimarães Campos (UnB)

BRASÍLIA/DF
2020

Ficha catalográfica elaborada automaticamente,
com os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

CC146e

Caldeira, Dandara Maria Vitalina da Silva
Estudo de sedimentos clásticos em caverna enquanto registros paleoambientais: Gruna Tarimba, Mambaí/GO / Dandara Maria Vitalina da Silva Caldeira; orientador Rogerio Elias Soares Uagoda. -- Brasília, 2020.
81 p.

Dissertação (Mestrado - Mestrado em Geociências Aplicadas) -- Universidade de Brasília, 2020.

1. Caverna. 2. Carste. 3. Sedimentação. I. Uagoda, Rogerio Elias Soares, orient. II. Título.

Dedicatória

A minha mãe,

Dorotil Silva

A um dos melhores Doutores que já conheci,

Meu avô,

Ludigero Silva- *in memorian*

Aos meus ancestrais,

Os Silva’s

“Mas é preciso ter força
É preciso ter raça
É preciso ter gana sempre
Quem traz no corpo a marca
Maria, Maria
Mistura a dor e a alegria

Mas é preciso ter manha
É preciso ter graça
É preciso ter sonho sempre
Quem traz na pele essa marca
Possui a estranha mania
De ter fé na vida.”

Milton Nascimento

AGRADECIMENTOS

A Deus, aos orixás e aos bons espíritos que me acompanharam neste percurso que se iniciou a muitos anos atrás. A jornada foi longa o caminho árduo, mas conseguimos, resistimos. Os frutos de hoje são resultados de muito trabalho e esforço daquelas (es) que vieram antes de mim e serviram de alicerce para minhas conquistas. Gratidão à família Silva! Meus sinceros e saudosos agradecimentos a minha avó (Maria Jose da Silva- *in memorian*) que ainda sem oportunidade de estudar plantou nos filhos a semente da educação como o impulso para a mudança. A minha mãe (Dorotil Silva) por todo apoio e dedicação, por ser esforçar ao me proporcionar oportunidades que lhe foram negadas, por me ajudar e apoiar incondicionalmente me incentivando durante todo o processo e sempre acreditando em mim. Ao meu avô (Ludigero Silva- *in memorian)* por sua maestria em levar a vida trazendo alegria, calmaria e simplicidade tornando esse processo mais leve. Saudades eternas! Ao meu tio (Ludugero Silva) que me enveredou pelos caminhos da leitura e do estudo sempre se fazendo presente.

Ao professor Rogerio Uagoda pelas oportunidades concedidas durante estes seis anos de várias orientações. Obrigada por propor este desafio, pelas correções, discussões, contribuições e possibilitar condições para que o estudo se realizasse. Ao professor Jeremie Garnier pelas revisões, sugestões, apontamentos e análises.

As meninas do Chazinho de Hortelã (Adivane Nogueira e Maria Rita) por todos os cafés das 16:00, mesmo que virtualmente, pelas lições de vida, compartilhamento de experiências e conhecimento, conselhos, risadas e principalmente pela amizade. Aos amigos do Geovale (Werlen, Larissa, Cintia, Vitor ...) pela companhia e risadas, além das discussões geográficas. A Luciana, Laura, Mariana e Beatriz por tornarem minha estadia em Brasília mais familiar e cheia de emoções.

Aos guias turísticos Danilo, Vanilson e Geovane pelos conhecimentos partilhados, companhia durante as longas horas dentro das cavernas e por ajudar logisticamente com esta pesquisa. Ao Emílio Calvo pelas visitas guiadas as cavernas, topografia da Tarimba, auxílio com conhecimentos da região e apoio na execução do trabalho.

Aos funcionários da APA Nascente do Rio Vermelho por fornecer um importante apoio administrativo indispensável ao estudo. A equipe do LEGaL em especial a técnica Thays que me auxiliou com toda paciência e profissionalismo na obtenção das datações.

Aos moradores de Mambaí/GO pela receptividade e solicitude, além do melhor creme de cupuaçu e bolo de mandioca do Goiás!!!. A Dona Joana e família por facilitar a entrada na Tarimba, pela comidinha caseira reconfortante e a melhor laranjada de todas!

Ao ICMBio/CECAV pela bolsa concedida e apoio financeiro essencial para o desenvolvimento dessa pesquisa.

A CAPES pelo apoio financeiro.

RESUMO

Cavernas preservam no seu interior importantes registros paleoambientais protegendo-os do processo de evolução exterior da paisagem. Os sedimentos clásticos presentes nestes ambientes, ainda que pouco estudados, constituem importante fonte de análise refletindo em parte as condições do ambiente circundante. A presente pesquisa teve como objetivo principal o estudo dos sedimentos clásticos no interior da Gruna Tarimba na Área de Proteção Ambiental Nascente do Rio Vermelho (APANRV) de forma a compreender a dinâmica deposicional dentro da caverna associando à possíveis condições ambientais no seu exterior. Diferentes metodologias foram utilizadas compreendendo geocronologia (Luminescência Opticamente Estimulada e Carbono 14), descrição de fácies, análises granulométricas, morfoscópica, químicas (ICP-OES) e mineralógica (Difração de Raio-X). O desenvolvimento constitui inicialmente na realização de uma revisão teórica acerca da temática incluindo os principais estudos na mesma perspectiva em território brasileiro. A segunda etapa consistiu na escolha de perfis sedimentares no qual são trabalhados os dados obtidos por visitas em campo e atividade em laboratório além de contemplar uma discussão sobre do tema. Os resultados indicam um histórico deposicional de ao menos 200 mil anos com sedimentos oriundos de diversas fontes. Oito fácies sedimentares foram identificadas sendo uma de origem autóctone (Guano) e sete de origem alóctone que correspondem ao fluxo de detritros (Diamictito) e fluvial (Canal, Decantação e Inundação) abrigando uma diversidade de materiais, desde cascalhos a argilas. No entanto para uma melhor efetividade e detalhamento das sequencias sedimentares sugere-se a utilização de outras técnicas de datação bem como aumento no quantitativo de amostragem. Este estudo fornece os primeiros dados sobre sedimentos clásticos nessa região e servirá de base para o plano de manejo da Área de Proteção Ambiental Nascente do Rio Vermelho.

Palavras chave: Carste, Caverna, Sedimentação

ABSTRACT

Caves preserve important paleoenvironmental records protecting them from the external landscape evolution. Clastic sediments present in these environments, although little studied, constitute an important source of analysis, reflecting in part the conditions of the surrounding environment. The present research had as main objective the study of the clastic sediments inside the Gruna Tarimba in the Environmental Protection Area of Rio Vermelho (APANRV) in order to understand the depositional dynamics inside the cave associating it with possible environmental conditions outside. Different methodologies were used, comprising geochronology (Optically Stimulated Luminescence and Carbon 14), facies description, granulometric, morphoscopic, chemical (ICP-OES) and mineralogical analysis (X-Ray Diffraction). The development initially consists of conducting a theoretical review on the subject including the main studies from the same perspective in Brazilian territory. The second stage consisted of the choice of sedimentary profiles in which the data obtained by field visits and laboratory activity are worked on, in addition to contemplating a discussion on the topic. The results indicate a depositional history at least of 200 thousand years with sediments from different sources. Eight sedimentary facies were identified, being one of native origin (Guano) and seven of allochthonous origin that corresponds to the flow of detritus (Diamictito) and fluvial (Channel, Decantation, and Flood) housing a variety of material, from pebbles to clay. However, for better effectiveness and detailing of sedimentary sequences, we suggest the use of other dating techniques as well as an increase in sampling. This study provides the first data on clastic sediments in this region and will serve as a basis for the management plan for the Environmental Protection Area of Rio Vermelho.

Keywords: Karst, Cave, Sedimentation

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS ..... **VI**
RESUMO ..... **VIII**
ABSTRACT ..... **IX**
SUMÁRIO ..... **VII**
LISTA DE FIGURAS ..... **IX**
LISTA DE TABELAS ..... **XI**
LISTA DE ABREVIATURAS ..... **XII**
1 INTRODUÇÃO **1**
1.1 ÁREA DE ESTUDO **4**
1.2 OBJETIVO GERAL **6**
1.2.1 Objetivos Específicos 6
1.3 MATERIAIS E MÉTODOS **7**
1.3.1 Mapeamento de cavernas com sedimentos clásticos 8
1.3.2 Caracterização Sedimentológica 9
1.3.3 Análise de Fácies 9
1.3.4 Geocronologia 10
1.4 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS **11**
2 ARCABOUÇO TEÓRICO/METODOLÓGICO **16**
2.1 INTRODUÇÃO **17**
2.2 SEDIMENTOS CLÁSTICOS CAVERNÍCOLAS **18**
2.2.1 Definição 18
2.2.2 Classificação 18
2.2.3 Transporte 20
2.2.4 Processos De Sedimentação 21
2.2.5 Diagênese 23
2.2.6 Fácies Sedimentares 23
2.3 ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS **25**
2.3.1 Métodos De Datação 26
2.3.2 Outros Métodos 29
2.4 ESTUDOS BRASILEIROS E SUAS POTENCIALIDADES **30**
2.5 CONSIDERAÇÕES FINAIS **33**
2.6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS **34**
3 RESULTADO/DISCUSSÃO **40**
3.1 INTRODUÇÃO **41**
3.2 CONTEXTO GEOLÓGICO/GEOMORFOLÓGICO **42**

3.3 GRUNA TARIMBA 47
3.4 METODOLOGIA 49
3.4.1 Análise Granulométrica 50
3.4.2 Análise de Fácies 51
3.4.3 Datação 51
3.4.4 Análise Geoquímica e Mineralógica 52
3.5 RESULTADOS 53
3.5.1 Análise Granulométrica 53
3.5.2 Datação 61
3.5.3 Análise Química e Mineralógica 63
3.6 DISCUSSÃO 64
3.6.1 Ambiente Superficial e entrada de sedimentos na caverna 64
3.6.2 Fases de Deposição Sedimentar 65
3.7 CONSIDERAÇÕES FINAIS 67
3.8 FINANCIAMENTO 68
3.9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 68
3.10 MATERIAL SUPLEMENTAR 73
4 CONSIDERAÇÕES FINAIS - GERAL 80

LISTA DE FIGURAS

Figura 1-1: A- Localização da área de estudo no Cráton São Francisco. B- Mapa geológico. Fonte: Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Sistema de coordenada, UTM. Zona, 23S. SIRGAS 2000. C- Contexto geomorfológico (GASPAR; CAMPOS, 2007) modificado por Uagoda et al.(2019) demostrando como o processo de regressão da serra Geral disponibiliza sedimentos depositados na forma de colúvios e como o rio Corrente estabelece o nível base locais(Vermelho e Extrema) controlando os níveis de deposição no interior das cavernas.. 5

Figura 1-2 Fluxograma da pesquisa 7

Figura 1-3 Cavernas com sedimentos clásticos na APANRV: A – Areião, B – Árvore, C – Rio das Pedras, D – Dores, E – Extrema, F – Itaguaçu, G - Nova Esperança, H – Penhasco, I - Queda d' Água e J – Revolucionários 8

Figura 2-1- Fluxo global de sedimentos em bacia subterrânea (Bosch e White, 2007). 21

Figura 2-2- Histograma de Hjulstrom demonstrando a relação entre o tamanho das partículas e a velocidade necessária para erosão, transporte e deposição. (Ford e Williams, 2007; Gillieson, 1996; Springer, 2005). 21

Figura 2-3- Relações entre o tipo de fluxo de água e a energia de depósito expressa em estruturas de sedimentos de cavernas (Gillieson, 1986). 22

Figura 2-4 A - Fácies sedimentares classifi cadas com base no tamanho das partículas e grau de selecionamento, segundo Bosch e White (2007). B - Esquema de fácies sedimentares adaptado de Bosch e White (2007) em zonas vadosas com labirintos tributários adaptado de Farrant e Smart (2011). 24

Figura 2-5 - Quadro comparativo com principais tipos de datações em caverna. Adaptado de Bosák (2002) e Noller et al. (2000). 27

Figura 2-6 A - Localização do Brasil na América do Sul. B- Cavernas mapeadas no Brasil e localização dos trabalhos com sedimentos clásticos em cavernas com uma perspectiva paleoambiental. 31

Figura 3-1 Localização da área de estudo no Cráton São Francisco. B- Mapa geológico. Fonte: Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Sistema de coordenada, UTM. Zona, 23S. SIRGAS 2000. C - Contexto geomorfológico (GASPAR; CAMPOS, 2007) adaptado por UAGODA et al. (2019) demostrando como o processo de regressão da serra Geral disponibiliza sedimentos depositados na forma de colúvios e como o rio Corrente estabelece o nível base locais(Vermelho e Extrema) controlando os níveis de deposição no interior das cavernas 43

Figura 3-2 Caracterização do carste local no entorno da Gruna Tarimba. A – Mapa hipsométrico. B- Imagem de alta resolução contendo os depósitos sedimentares no qual as tonalidades esbranquiçadas representam os sedimentos inconsolidados do Grupo Urucuia no topo das encostas. C – Paisagem local com morros testemunhos no fundo. D – Morro testemunho (inselberg). E – Entrada principal da Gruna Tarimbal. F – Solos com avançado processo de degradação nas adjacências da caverna. G – Dolina de colapso em uma das

entradas. Fotos: Dandara Caldeira, Renan Smith Penido Louzada e José Gustavo da Silva Nunes..... 46

Figura 3-3 A - Mapa da Gruna Tarimba. B - Localização dos depósitos sedimentares estudados: C - Perfil 1, D - Perfil 2 e E - Perfil 3. F- Perfil longitudinal da entrada até o Perfil 1.. 48

Figura 3-4 Sistematização das coletas nos perfis demonstrando o nível de coleta para cada metodologia. A localização dos Perfis 1,2 e 3 na Gruna Tarimba pode ser vista na Figura 3-3..... 49

Figura 3-5 Resultado do Índice de Circularidade em comparação com a média obtida..... 54

Figura 3-6 Organização dos principais resultados obtidos na Coluna A do Perfil 1. A localização das colunas respeitam a disposição da Figura 3-4..... 55

Figura 3-7 Organização dos principais resultados obtidos na Coluna B do Perfil 1. A localização das colunas respeitam a disposição da Figura 3-4..... 56

Figura 3-8 Organização dos principais resultados obtidos nos Perfis 2 e 3..... 57

Figura 3-9 Espacialização das fácies nos perfis: A - Perfil 1, B - Vista perpendicular das fáceis localizadas na base do Perfil 1, C - Perfil 2 e D - Perfil 3. Fotos das fácies encontradas na Gruna Tarimba nos perfis 1,2 e 3 (E, F, G, H, I, J, K e L)..... 60

Figura 3-10 Resultado da Análise dos Principais Componentes para os óxidos. O percentual do componente de cada variância está no canto direito. 63

Figura 3-11 Evolução da deposição sedimentar no Perfil 1..... 66

Figura 3-12 Seção esquemática para os eventos deposicionais ocorridos no Perfil 2 e 3..... 67

LISTA DE TABELAS

Tabela 2-1: Comparação das classificações para sedimentos em caverna 19
Tabela 3-1 Análise de Fácies sedimentares 58
Tabela 3-2 Resultados da datação de LOE das amostras 62
Tabela 3-3 Datação de ^{14}C 62
Tabela 3-4 Resultado da mineralogia de argilas 64
Tabela 3-5 Resultado da análise granulométrica do Perfil 1 (%) 73
Tabela 3-6 Resultado da análise granulométrica do Perfil 2 e Perfil 3 (%) 76
Tabela 3-7 Resultado do Índice de Circularidade 78
Tabela 3-8 Resultado das análises químicas dos óxidos (%) 79

LISTA DE ABREVIATURAS

APANRV - Área de Proteção Ambiental Nascente do Rio Vermelho

CANIE – Cadastro Nacional de Informações Espeleológicas

^{14}C – Carbono 14

CECAV – Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas

CPRM – Serviço Geológico do Brasil

ICMBIO – Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade

LAGEQ – Laboratório de Geoquímica e Água

LALLS – *Low Angle Laser Light Scattering*

LEGaL - Laboratório de Espectrometria Gama e Luminescência

LOE – Luminescência Opticamente Estimulada

UnB- Universidade de Brasília

1 INTRODUÇÃO

Cavernas são aberturas subterrâneas que podem funcionar como “armadilhas” naturais para sedimentos clásticos, gerando depósitos secundários que contém registros hidrogeológicos e paleoclimáticos (FORD; WILLIAMS, 2007; WHITE, 2007). Esses sedimentos podem fornecer dados paleoecológicos (CHAZAN et al., 2012; GHINASSI et al., 2008; VAN DER GEER; DERMITZAKIS, 2013), ambientais (AULER, 1999; MCDERMOTT, 2004) e decorrentes da ocupação humana (FEATHERS et al., 2010; FONTUGNE, 2013; MARTINI et al., 2018). Além disso, são interessantes para o estudo da paisagem por serem marcadores geomórficos superficiais e subterrâneos, ligados frequentemente à posição do rio, documentando taxas de erosão e possibilitando a reconstrução das formas do relevo da ordem de milhões de anos (GILLIESON, 1996; STOCK et al., 2005).

Comumente o estudo de sedimentos em cavernas concentra-se nos sedimentos químicos utilizando espeleotemas para compreensão das mudanças climáticas atuais (AULER; SMART, 2001; MCDERMOTT, 2004; NOVELLO et al., 2017; WHITE, 2007). Contudo, nas últimas décadas trabalhos com sedimentos clásticos foram ampliados, em virtude do desenvolvimento de técnicas geocronológicas acrescidos da percepção de sua notória contribuição para estudos ambientais. A complexidade das feições torna o estudo desafiador, dada à natureza complicada e limitante da acumulação sedimentar em ambientes cavernícolas, necessitando de uma descrição e classificação apropriadas (FORD; WILLIAMS, 2007; GILLIESON, 1996; OSBORNE, 1986). Todavia, constituem importante fonte de pesquisa, sendo utilizada para determinar ambientes deposicionais, gêneses dos sedimentos, deposição por longos períodos, relação dos sedimentos para o desenvolvimento de cavernas ou paisagens e investigações paleontológicas (SPRINGER, 2005).

Sedimentos clásticos formam-se a partir de fragmentos de rochas decorrentes do intemperismo físico e químico (GILLIESON, 1996; NICHOLS, 2009). Processos como precipitação química, entrada e remoção de sedimentos nas cavernas estão intimamente relacionados com as condições paleoclimáticas/ hidrológicas do passado gerando sequências sedimentares (AULER et al. 2009). Logo, depósitos sedimentares em caverna são interessantes devido à proteção contra as ações externas, preservação dos registros relacionados à gênese de deposição durante um maior tempo, dados de longo prazo como erosão da paisagem e respostas à variações climáticas (SPRINGER, 2005).

A cronologia de depósitos sedimentares geralmente é obtida utilizando técnicas de datação paleomagnéticas, radiométricas, isótopos cosmogênicos e demais métodos relacionados (SPRINGER, 2005). Para além de fornecer uma cronologia para sedimentos clásticos, fauna e flora, as datações em cavernas são importantes para inferir taxas de evolução do relevo, a partir de sequências sedimentares. Isso é possível devido à preservação das evidências de desenvolvimento da paisagem no passado que foram suprimidas dos processos superficiais (GILLIESON, 1996). Contudo, os resultados obtidos devem ser usados de forma cautelosa, uma vez que a idade revelada limita-se a depósitos mais jovens que a própria caverna (STOCK et al., 2005). Além disso, os registros cársticos podem tornar-se irreconhecíveis em consequência das reativações de processos que misturam materiais de diferentes idades (BOSÁK, 2002) e o material datado pode ter sido armazenado em algum ambiente nas adjacências das cavernas e mais recentemente depositado (OSBORNE, 2005).

Apesar de notórios trabalhos nessa temática, no Brasil o estudo de sedimentos clásticos em caverna ainda possui uma bibliografia científica restrita mas com uso de diversos métodos geocronológicos como Carbono 14 (NOVELLO et al., 2019; PILÓ et al., 2005; UTIDA, 2016; UTIDA et al., 2014), nuclídeos cosmogênicos Be/Al (LAUREANO et al., 2016), termoluminescência e luminescência opticamente estimulada (FEATHERS et al., 2010; KINOSHITA et al., 2014; MICHAB et al., 1998; OLIVEIRA et al., 2014; ROOSEVELT et al., 1996; UTIDA, 2016), paleomagnetismo (AULER et al., 2002; JAQUETO et al., 2016), além de tratamento estratigráfico com análise faciológica (HADDAD-MARTIM et al., 2017; HUBBE et al., 2011a). Em contrapartida as pesquisas em cavernas são comumente direcionadas para tratamento de registros paleontológicos, compreensão de uma fauna pré-histórica ou ainda para estudo dos sedimentos químicos como espeleotemas, em virtude de sua vasta contribuição para estudos paleoclimáticos (AULER et al., 2009; AULER; SMART, 2001; BERTAUX et al., 2002; FONTUGNE, 2013; HUBBE et al., 2011b, 2011a; HUBBE; AULER, 2012; NOVELLO et al., 2017; RODRIGUES; AVILLA, 2014; SALLES et al., 2016; WANG et al., 2004).

No nordeste goiano foi criada a Área de Proteção Ambiental Nascente do Rio Vermelho (APANRV) para proteger o patrimônio cárstico que possui aproximadamente 150 cavernas desenvolvidas na Formação Lagoa do Jacaré, Grupo Bambuí, apresentando uma grande diversidade espeleológica ainda pouco estudada (ICMBIO/CECAV, 2017; MOTTA, 2003). Atividades antrópicas com potencial impacto ambiental foram identificadas dentro da APA como a captação de água para abastecimento público no interior das cavernas, mineração em

áreas cársticas, severa degradação dos solos, sedimentos nas áreas de recarga e acelerada colmatação de dutos (ICMBIO/CECAV, 2017). A região caracteriza-se por um carste coberto com notória presença dos sedimentos clásticos no interior de cavernas. Nesse cenário destaca-se a Gruna Tarimba, uma das cavernas mais extensas do Brasil com mais de 14000 metros mapeados, possuidora de uma biota endêmica com espécies como o peixe *Ituglanis boticário*, ameaçado de extinção. O estudo dessa caverna ampliará tanto o entendimento da dinâmica hidrossedimentológica e paleoambiental da região, quanto auxiliará na compreensão dos vetores de pressão antrópica.

Desse modo, pesquisas são necessárias em razão da falta de conhecimento acerca dos problemas decorrentes do uso e ocupação em áreas cársticas e os possíveis impactos ao patrimônio espeleológico, atrelados a escassez de trabalhos sobre a região e temática, frente a dimensão do território brasileiro e a produção científica mundial. O estudo dos sedimentos clásticos no interior da caverna contribuirá para o conhecimento das dinâmicas de hidrologia superficial e de erosão e permitirá comparação com a produção de sedimentos atuais das áreas degradadas a montante das cavernas, visto à necessidade de proteção desses sistemas e estabelecimento de um plano de manejo para tais áreas. Como hipótese tem-se que colunas estratigráficas clásticas presentes nas cavernas podem guardar registros das mudanças nos ambientes erosivos das áreas fontes, auxiliando no entendimento dos processos superficiais desse carste coberto. O presente trabalho integra o projeto "Susceptibilidade, Hidrologia e Geomorfologia Cárstica Aplicadas à Conservação do Patrimônio Espeleológico da Área de Proteção Ambiental das Nascentes do Rio Vermelho" (Termo de Compromisso de Compensação Espeleológica- TCCE nº 01/2018/ICMBIO) que visa fornecer aparato científico para proteção e preservação da área além fornecer subsídio a um futuro plano de gestão da APANRV.

Essa dissertação de mestrado é organizada em artigos científicos com objetivo de facilitar a divulgação da produção, sendo dividida em quatro capítulos, com referências bibliográficas próprias. O Capítulo 1-Introdução apresenta aspectos gerais sobre o tema bem como da área de estudo, objetivos e uma explanação geral acerca dos materiais e métodos aplicados na pesquisa desde o levantamento até a escolha das cavernas. Um detalhamento da metodologia está presente no Capítulo – 3.

O Capítulo 2-Embasamento Teórico/ Metodológico é resultado da revisão bibliográfica a respeito da evolução do sistema cárstico, técnicas geocronológicas, reconhecimento e análise de depósitos sedimentares em ambiente carvenícolas e identificação dos trabalhos realizados no Brasil. Tal trabalho gerou o artigo "DINÂMICA DOS SEDIMENTOS CLÁSTICOS CAVERNÍCOLAS: POTENCIALIDADE PARA ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS NO BRASIL", publicado na Revista Espaço e Geografia/Junho 2020.

O Capítulo 3-Resultados constitui o artigo "REGISTRO PALEOAMBIENTAL A PARTIR DE SEDIMENTOS CLÁSTICOS EM CAVERNAS NO BRASIL CENTRAL: GRUNA TARIMBA/GO" que tem como foco a compreensão da deposição sedimentar no interior da Gruna Tarimba. Assim, reúne informações mais detalhadas sobre contexto geológico/geomorfológico da área, características da Gruna Tarimba e a metodologia adotada. Ademais, são fornecidos os resultados da pesquisa, discussão e considerações finais. Tal artigo será submetido a uma revista indexada após a defesa da dissertação e ajustes propostos pela banca.

O Capítulo 4-Considerações Finais consiste em uma avaliação geral da dissertação contemplando uma análise dos objetivos e hipóteses propostos.

1.1 ÁREA DE ESTUDO

A Área de Proteção Ambiental Nascente do Rio Vermelho compreende 176 mil hectares localizados a nordeste do estado de Goiás na divisa com a Bahia, próximo aos municípios de Damianópolis, Posse, Buritinópolis e Mambaí (Figura 1-1). Na área, situada na borda oeste do Cráton São Francisco, afloram rochas carbonáticas e siliciclásticas do Grupo Bambuí (Formações Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade) que são sobrepostas pelo Grupo Urucuia (arenitos) e Areado, além de depósitos aluvio-coluvionares e coberturas detrítico lateríticas (CAMPOS; DARDENNE, 1997; DARDENNE, 1978), Figura 1-1. Inserida em uma província cárstica a região abriga cavernas que se desenvolvem prioritariamente nas zonas de transição entre a Formação Lagoa do Jacaré e os depósitos coluvio-aluvionares que são expostas em razão da exumação do relevo enterrado pelo Grupo Urucuia (BRASIL MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA SECRETARIA-GERAL, 1982).

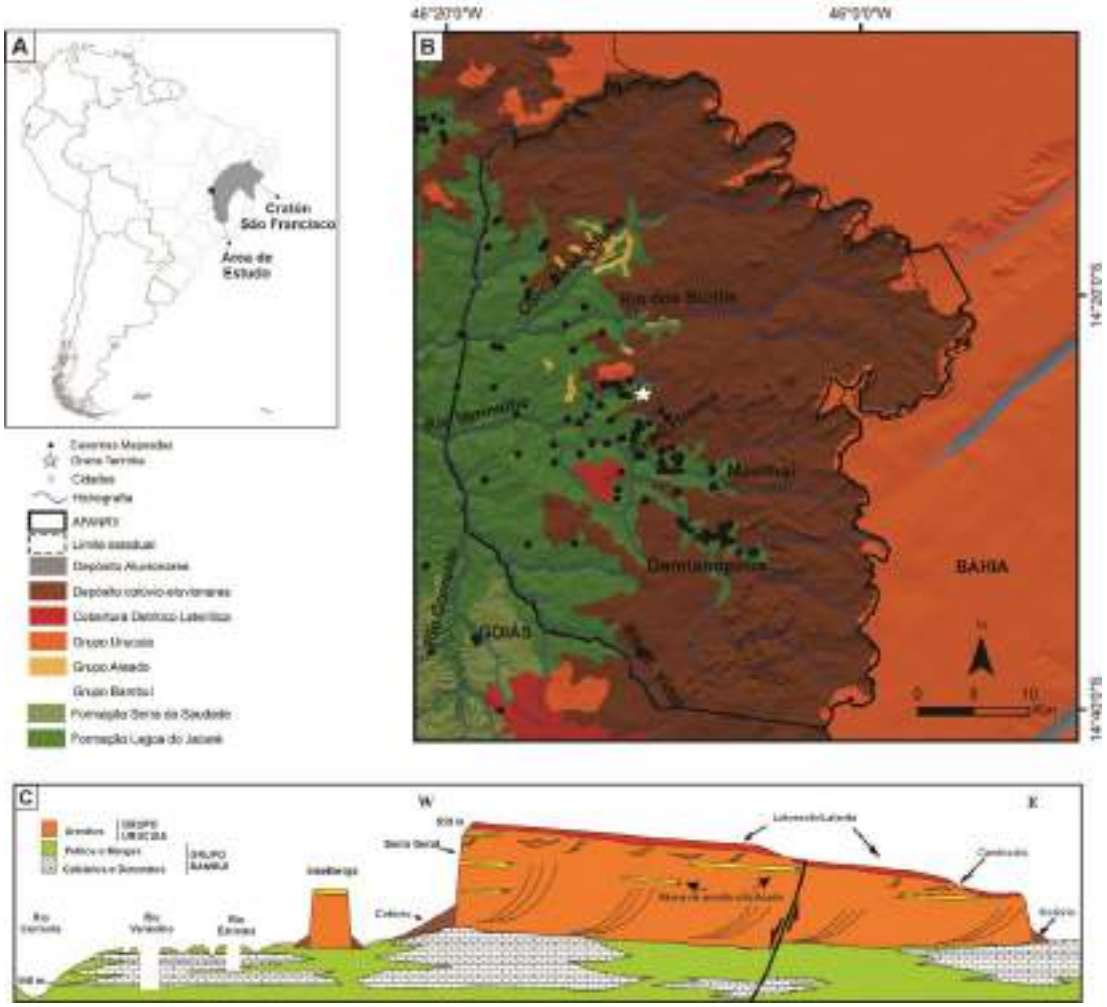


Figura 1-1: A- Localização da área de estudo no Cráton São Francisco. B- Mapa geológico. Fonte: Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Sistema de coordenada, UTM. Zona, 23S. SIRGAS 2000. C- Contexto geomorfológico (GASPAR; CAMPOS, 2007) modificado por Uagoda et al.(2019) demostrando como o processo de regressão da serra Geral disponibiliza sedimentos depositados na forma de colúvios e como o rio Corrente estabelece o nível base locais(Vermelho e Extrema) controlando os níveis de deposição no interior das cavernas..

A configuração geomorfológica é caracterizada por uma paisagem de cuesta denominada serra Geral de Goiás, gerada principalmente pela erosão regressiva (CHEREM; VARAJÃO, 2014), Figura 1-1. Sobressaindo na paisagem com um relevo tabuliforme, a serra possui direção norte-sul com cerca de 400 km de extensão. Nesse cenário a porção superior (Chapadão Central) remanescente da superfície Sulamericana perfaz os arenitos do Grupo Urucuia, a porção inferior (Vão do Paranã) corresponde aos resquícios da Superfície Velhas instalada sobre rochas do Grupo Bambuí e nas porções intermediárias são observados depósitos colúvio-eluvionares gerados pelo desmonte dos arenitos (CHEREM; VARAJÃO, 2014). Na área ainda são observados morros testemunhos (*inselbergs*) formados na regressão da escarpa que se destacam em meio à paisagem.

Os processos erosivos oriundos do recuo do Chapadão Central produzem sedimentos que ficam disponíveis em encostas e vertentes para o transporte até o sistema cárstico localizados em áreas topograficamente mais baixas. Tal dinâmica favorece um sistema cárstico entulhado nos quais dois tipos de cavernas se destacam (HUSSAIN; UAGODA, No prelo):

- as cavernas próximas a zona de transição, entre terrenos cársticos e talus (depósitos aluvio-coluvionares oriundos do Grupo Urucuia), com ocorrência de cavernas vadosas e meândricas preenchidas com sedimentos e sinais de paragênese;
- e cavernas próximas aos canyons que são freáticas quase sem sedimentos.

A serra Geral constitui um divisor águas de duas importantes bacias hidrográficas brasileiras, São Francisco (leste) e Tocantins-Araguaia (oeste), sendo que a área de estudo pertence a esta última. Localmente os canais drenam para a Bacia Hidrográfica do Rio Correntes no qual pertence à Bacia Hidrográfica do Rio Vermelho.

O clima é tropical com característica sazonal, apresentando um período seco (abril a setembro) e outro chuvoso (outubro a março) com índice pluviométrico de aproximadamente 1260mm/ano. A temperatura média anual é de 24°C e a vegetação e típica de cerrado. Os principais tipos de solo são cambissolo, chernossolo, latossolo, organossolo e neossolo litolico e quartzarênico (HUSSAIN et al., 2020).

1.2 OBJETIVO GERAL

Esta pesquisa tem como objetivo principal compreender a dinâmica da deposição sedimentar no interior da Gruna Tarimba a partir de registros em sedimentos clásticos, correlacionando os diferentes níveis deposicionais com as diferenças de áreas fontes e de energia de transporte.

1.2.1 Objetivos Específicos

Para conclusão do objetivo principal é necessário estabelecer objetivos secundários, sendo eles:

- Elaborar seções estratigráficas detalhadas de sedimentos clásticos na Gruna Tarimba;

- Propor um modelo cronológico das seções estratigráficas;
- Estudar as diferentes etapas erosivas que constituíram os depósitos e sua geometria;
- Correlacionar os diferentes níveis deposicionais com modificações nas condições paleohidrológicas nas áreas de recarga.
- Subsidiar dados para incrementar o modelo do processo evolutivo hidro-geomorfológico da área.

1.3 MATERIAIS E MÉTODOS

O desenvolvimento dessa pesquisa baseou-se em uma abordagem de diversas metodologias aplicadas aos sedimentos clásticos uma vez que longos períodos de sedimentação estão relacionados a múltiplos eventos de entrada de sedimentos e erosão, evitando-se assim interpretações equivocadas (HADDAD-MARTIM et al., 2017). Portanto, realizou-se caracterização sedimentológica, compreendendo análise física (granulometria), química (ICP-OES) e mineralógica (Difratometria de Raio-X), análise faciológica juntamente com análises geocronológicas através de Carbono 14 (^{14} C) e Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). A pesquisa envolveu trabalhos em laboratório precedidos de visitas a campo com foco na identificação, estudos físicos/químicos e geocronológicos dos depósitos sedimentares (Figura 1-2). Todas as atividades foram permitidas e regulamentadas através da Autorização para Atividades com Finalidade Científica SISBIO nº63045-1.

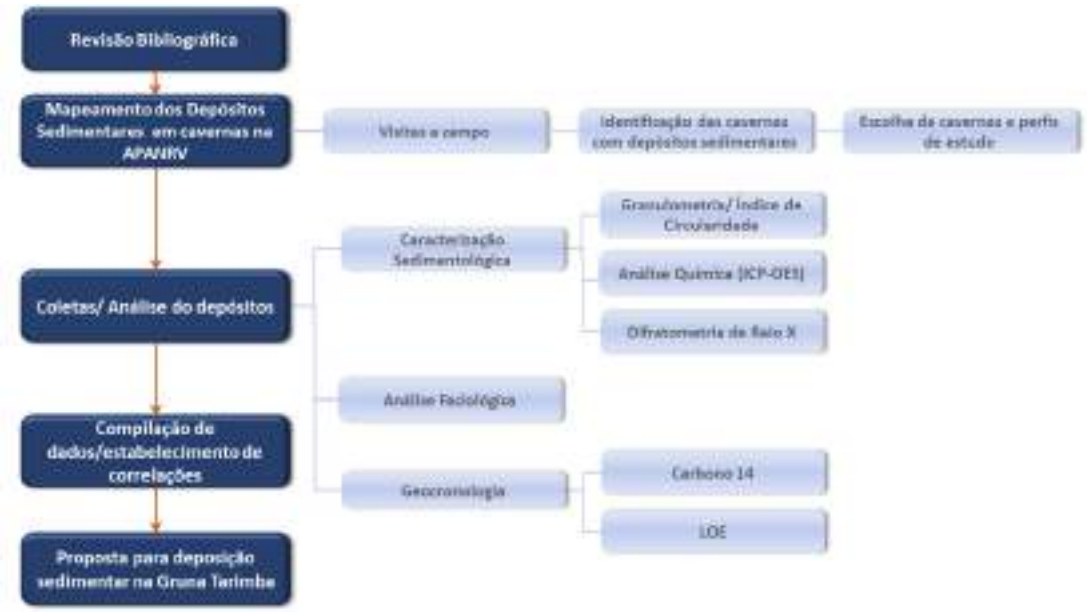


Figura 1-2 Fluxograma da pesquisa

1.3.1 Mapeamento de cavernas com sedimentos clásticos

A identificação de cavernas com depósitos sedimentares foi realizada considerando aspectos como espessura, textura, cor, contatos, acesso, espeleotemas, estruturas sedimentares e posição do perfil perante o fluxo de água atual da caverna. No total, onze cavernas foram identificadas (Areião, Árvore, Rio das Pedras, Dores, Extrema, Itaguaçu, Nova Esperança, Penhasco, Queda d' Água, Revolucionários e Gruna Tarimba): cinco com fluxo d'água ativo e processos dinâmicos de deposição/erosão e seis com canais fluviocársticos rebaixados e condutos colmatados por depósitos (Figura 1-3). Destas a Gruna Tarimba (sexta maior caverna do Brasil) foi escolhida como objeto de estudo em função da espessura dos pacotes sedimentares preservados, facilidade de acesso e locomoção no interior da caverna, posicionamento geográfico, importância espeleológica além de complementar os diversos estudos realizados nas proximidades. Três depósitos sedimentares de importância expressiva foram escolhidos para descrição e amostragem com auxílio de ferramentas manuais como pá, enxada e cavadeira.



Figura 1-3 Cavernas com sedimentos clásticos na APANRV: A – Areião, B – Árvore, C – Rio das Pedras, D – Dores, E – Extrema, F – Itaguaçu, G - Nova Esperança, H – Penhasco, I - Queda d' Água e J – Revolucionários

1.3.2 Caracterização Sedimentológica

A caracterização sedimentológica envolve a aplicação de diversos tipos de análise, entretanto para estudar os sedimentos clásticos no interior da caverna optou-se pelo estudo dos aspectos físicos, químicos e análises faciológica, devido à natureza do transporte. A descrição e classificação apropriada dos sedimentos em cavernas é uma etapa crucial e fundamental para a reconstrução adequada da gênese e evolução dos depósitos, evitando suposições inadequadas (FARRAND, 2001; GOLDBERG; SHERWOOD, 2006; HADDAD-MARTIM et al., 2017; WHITE, 2007).

Assim sendo, coletas para análise granulométrica foram realizadas a cada 10 centímetros totalizando 111 amostras. Nos sedimentos menores que 1mm a matéria orgânica foi eliminada depois foram dispersos química e fisicamente em seguida analisados no Granulômetro Betterzise ST no Laboratório de Geoquímica e Água (LAGEQ) da Universidade de Brasília (UnB). Os sedimentos maiores que 2 mm foram pesados e os valores incorporados aos obtidos na etapa anterior de forma a obter porcentagem de argila, silte, areia e cascalho. Vinte três amostras foram selecionadas e enviadas ao Laboratório ACIL & Weber (São Paulo, Brasil) para o cálculo do Índice de Circularidade (Ic) que consiste em analisar a semelhança de cada partícula com um círculo perfeito.

Vinte e duas amostras após digestão ácida (HF, HCL, HNO_3 e H_2O_2) foram selecionadas para análise dos principais dos óxidos (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO, MgO, Na_2O, K_2O, TiO_2, Mn_2O_4 e P_2O_5) obtidos por ICP-OES (AGILENT 5100) no LAGEQ/UnB. As análises qualitativas por difração de Raio-X da fração total foram feitas no Laboratório de Difratometria de Raios X da Universidade de Brasília (UnB). As dozes amostras foram maceradas e dispostas em lâminas de vidro sendo posteriormente analisadas no difratômetro RIGAKU, modelo ULTIMA IV com radiação de *CuKα* a uma velocidade de varredura de 2 θ por minuto em um intervalo de varredura de 2 a 65º. Para interpretação de difratograma e a identificação de minerais usou-se o software Jade XRD 9.0 Windows.

1.3.3 Análise de Fácies

O estudo de fáceis sedimentares constitui uma importante ferramenta para se estabelecer a cronologia dos eventos deposicionais possibilitando uma reconstrução ambiental uma vez que as mudanças são resultados de alteração climáticas e tectônicas em níveis regionais que,

portanto, influenciam na produção, transporte e deposição de sedimentos (SPRINGER, 2005). A delimitação das fáceis permite entender o ambiente de sedimentação concentrando na origem dos sedimentos e juntamente com os métodos geocronológicos corrobora para o entendimento da evolução da paisagem (HUBBE et al., 2011a). Nesse sentido as análises faciológicas foram realizadas com base nas características litológicas e sedimentológicas a partir do conceito de unidades sedimentares definidos por Anderton (1985) e classificação para cavernas proposta por White (2007). Observou-se aspectos como coloração, conteúdo fossilífero, granulometria, presença de estruturas sedimentares dentre outros. Em outro momento buscou-se associar as fácies de forma a estabelecer intervalos de deposição sedimentar.

1.3.4 Geocronologia

A cronologia de depósitos sedimentares pode estabelecer uma sequência cronológica que geralmente é obtida utilizando métodos de datação como paleomagnetismo, isótopos radiométricos, cosmogênicos e demais técnicas relacionadas (SPRINGER, 2005). Dessa forma escolheu-se como métodos a datação poro Carbono 14 (^{14}C) e a Luminescência Opticamente Estimulada (LOE).

1.3.4.1 Carbono 14

O método de datação por Carbono 14 é provavelmente o mais conhecido, com diversas aplicações (NICHOLS, 2009) podendo detectar com precisão materiais em até 50000 anos conseguindo em alguns casos chegar a 70000 anos (TARBUCK et al., 2005). O isótopo radioativo de Carbono 14 é produzido durante o bombardeamento cósmico de 14 N na atmosfera. Os organismos vivos incorporam continuamente 14C até sua morte, que em seguida passa a decair radioativamente a uma taxa de 5730±40 anos (FORD; WILLIAMS, 2007). Na Gruna Tarimba, escolheu-se uma amostra rica em matéria orgânica que foi enviada ao Beta Analytic- Testing Laboratory, Miami/Estados Unidos da América, e datada utilizando a técnica de Accelerator Mass Spectrometry (AMS – Espectometria de Massa com Acelerador).

1.3.4.2 Luminescência Opticamente Estimulada (LOE)

A escolha do método de luminescência opticamente estimulada (LOE) partiu da necessidade em usar uma técnica complementar ao radiocarbono devido a suas limitações como a falta de matéria orgânica e a ineficiência de registros com mais de 40000 anos (SOARES;

TATUMI; RICCOMINI, 2010). Este método utiliza grãos de quartzo e feldspato para o cálculo de intervalo de tempo que varia entre 100 anos AP até 1Ma (milhão de ano) a depender da saturação do material analisado (AITKEN, 1998).

De acordo com Rhodes (2011) o princípio baseia-se no fato que o sedimento ao ser enterrado acumula gradualmente carga conforme expostos à radiação ambiental (conhecida como Dose Equivalente, De, dada em Gy). Como o sinal LOE é fotossensível quando expostos à luz do sol este sinal dos sedimentos é fotoesvaziado e não há acúmulo da dose de radiação. A mensuração da quantidade de radiação fornecida ao ambiente é obtida pela Taxa Dose (dada em Gy anos^{-1}) no qual são medidas as concentrações de ^{238}U, $_{232}Th$ e $_{40}K$ e radiação cósmica. Assim, pela razão entre a Dose Equivalente e a Taxa de Dose, calcula-se a idade (Equação 1-1) desde o último evento de exposição à radiação atmosférica (FORMAN; PIERSON; LEPPER, 2000).

$$\frac{\textbf{Dose Equivalente (Gy)}}{\textbf{Taxa de Dose (Gy anos-1)}}$$

Equação 1-1

Doze amostras foram encaminhadas para o Laboratório de Espectometria Gama e Luminescência (LEGaL) do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental da Universidade de São Paulo (USP), sob cooperação científica com o coordenador André Sawagushi. As medições foram realizadas em leitores Risø TL/OSL DA-20 equipados com fonte de radiação beta (90Sr/90Y) com taxas de dose de 0.077 Gy/s e 0.133 Gy/s. Doses equivalentes foram obtidas através do protocolo SAR *(Single-Aliquot Regenerative-Dose)* desenvolvido por Murray e Wintle (2000), em alíquotas únicas em multigrãos de quartzo. Tal método consiste em várias medidas de luminescência em grãos individuais de uma única amostra, o que reduz o erro e aumenta a credibilidade do dado, além de identificar quando o sinal da luminescência foi zerado por completo em todos os minerais (SALLUN et al., 2007).

1.4 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AITKEN, M. J. An Introduction to Optical Dating. New York: Oxford University Press, 1998.

ANDERTON, R. Clastic facies models and facies analysis. Geological Society, London, Special Publications, v. 18, n. 1, p. 31–47, 1985.

AULER, A. S. Karst Evolution and Palaeoclimate of Eastern. p. 281, 1999.

AULER, A. S. et al. Cyclic sedimentation in Brazilian caves: Mechanisms and palaeoenvironmental significance. Geomorphology, v. 106, n. 1–2, p. 142–153, 2009.

AULER, A. S. . et al. Fluvial incision rates derived from magnetotratigraphy.pdf. Zeitschrift für Geomorphologie, v. 46, p. 391–403, 2002.

AULER, A. S.; SMART, P. L. Late quaternary paleoclimate in semiarid northeastern Brazil from U-series dating of travertine and water-table speleothems. Quaternary Research, v. 55, n. 2, p. 159–167, 2001.

BERTAUX, J. et al. Paleoclimatic record of speleothems in a tropical region: Study of laminated sequences from a Holocene stalagmite in Central-West Brazil. Quaternary International, v. 89, p. 3–16, 2002.

BOSÁK, P. Karst processes from the beginning to the end: How can they be dated? Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers, v. 1, p. 1–24, 2002.

BRASIL MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA SECRETARIA-GERAL. Projeto RADAM. Folha SD.23 Brasília: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro: [s.n.].

CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE, M. A. Estratigrafia E Sedimentação Da Bacia Sanfranciscana: Uma Revisão. Revista Brasileira de Geociências, v. 27, n. 3, p. 269–282, 1997.

CHAZAN, M. et al. The Oldowan horizon in Wonderwerk Cave (South Africa): Archaeological, geological, paleontological and paleoclimatic evidence. Journal of Human Evolution, v. 63, n. 6, p. 859–866, 2012.

CHEREM, L. F. S.; VARAJÃO, C. A. C. O PAPEL DA LITO-ESTRUTURA DO CARSTE NA MORFODINÂMICA CENOZÓICA DA SERRA GERAL DE GOIÁS (GO/TO/BA): APROXIMAÇÕES INICIAIS. Geonorte, v. 10, p. 180–184, 2014.

DARDENNE, M. A. XXX Congresso Brasileiro de Geologia. Geologia do Grupo Bambuí no Vale do Rio Paranã (Goiás). Anais...Recife: 1978

FARRAND, W. R. Sediments and Stratigraphy in Rockshelters and Caves: A Personal Perspective on Principles and Pragmatics. Geoarchaeology - An International Journal, v. 16, n. 5, p. 537–557, 2001.

FEATHERS, J. et al. How old is Luzia? luminescence dating and stratigraphic integrity at lapa Vermelha, Lagoa Santa, Brazil. Geoarchaeology, v. 25, n. 4, p. 395–436, 2010.

FONTUGNE, M. New Radiocarbon Ages of Luzia Woman, Lapa Vermelha IV Site, Lagoa Santa, Minas Gerais, Brazil. Radiocarbon, v. 55, n. 3–4, p. 1187–1190, 2013.

FORD, D.; WILLIAMS, P. Karst Hydrogeology and Geomorphology. Wiley: Chichester, 2007.

FORMAN, S. L.; PIERSON, J.; LEPPER, K. Luminescence Geochronology. In: Quaternary Geochronology: Methods and Applications AGU. 1. ed. Washington, DC: American Geophysical Union, 2000. p. 157–176.

GASPAR, M. T. P.; CAMPOS, J. E. G. O Sistema Aqüífero Urucuia. Revista Brasileira de Geociências, v. 37, n. S4, p. 216–226, 2007.

GHINASSI, M. et al. The Late Pleistocene clastic deposits in the Romito Cave, southern Italy: a proxy record of environmental changes and human presence. Journal of Quaternary Science, v. 24, p. 383–398, 2008.

GILLIESON, D. Caves: Processes, Development and Management. 1o ed. Massachusetts: Blackwell, 1996.

GOLDBERG, P.; SHERWOOD, S. C. Deciphering human prehistory through the geoarcheological study of cave sediments. Evolutionary Anthropology, v. 15, n. 1, p. 20–36, 2006.

HADDAD-MARTIM, P. M. et al. Quaternary depositional facies in cave entrances and their relation to landscape evolution: The example of Cuvieri Cave, eastern Brazil. Catena, v. 157, p. 372–387, 2017.

HUBBE, A. et al. Identification and importance of critical depositional gaps in pitfall cave environments: The fossiliferous deposit of Cuvieri Cave, eastern Brazil. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 312, n. 1–2, p. 66–78, 2011a.

HUBBE, A. et al. CHRONOLOGICAL DISTRIBUTION OF BRAZILIAN GLYPTODON SP. REMAINS: A DIRECT 14C DATE FOR A SPECIMEN FROM IPORANGA, SÃO PAULO, BRAZIL. Radiocarbon, v. 53, n. 1, p. 13–19, 2011b.

HUBBE, A.; AULER, A. S. A large Cervidae Holocene accumulation in Eastern Brazil : an example of extreme taphonomical control in a cave environment. International Journal of Speleology, v. 41, n. July, p. 297–305, 2012.

HUSSAIN, Y. et al. The potential use of geophysical methods to identify cavities, sinkholes and pathways for water infiltration: a case study from Mambaí, Brazil. 2020.

HUSSAIN, Y.; UAGODA, R. An introduction and GIS-based relief compartment mapping of fluvio-karst landscape in central Brazilian highlands. No Prelo, [s.d.].

ICMBIO/CECAV. RELATÓRIO DE VISTORIA TÉCNICA EM CAVERNAS E SUAS ÁREAS DE INFLUÊNCIA NA ÁREA DE PROTEÇÃO AMBIENTAL DAS NASCENTES DO RIO VERMELHOBrasíliaICMBio/CECAV, , 2017.

JAQUETO, P. et al. Linking speleothem and soil magnetism in the Pau d'Alho. p. 7024–7039, 2016.

KINOSHITA, A. et al. Dating human occupation at Toca do Serrote das Moendas, São Raimundo Nonato, Piauí-Brasil by electron spin resonance and optically stimulated luminescence. Journal of Human Evolution, v. 77, p. 187–195, 2014.

LAUREANO, F. V. et al. Two million years of river and cave aggradation in NE Brazil: Implications for speleogenesis and landscape evolution. Geomorphology, v. 273, n. April 2018, p. 63–77, 2016.

MARTINI, I. et al. Cave clastic sediments as a tool for refining the study of human occupation of prehistoric sites: insights from the cave site of La Cala (Cilento, southern Italy). Journal of Quaternary Science, v. 33, n. 5, p. 586–596, 2018.

MCDERMOTT, F. Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: A review. Quaternary Science Reviews, v. 23, n. 7–8, p. 901–918, 2004.

MICHAB, M. et al. Luminescence dates for the paleoindian site of Pedra Pintada, Brazil. Quaternary Science Reviews, v. 17, n. 11, p. 1041–1046, 1998.

MOTTA, J. A. O. (ORG). Projeto cavernas de Mambaí: caracterização do ecossistema cárstico localizado no município de Mambaí e entorno. Brasília, 2003.

MURRAY, A. S.; WINTLE, A. G. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. Radiation Measurements, v. 32, p. 57–73, 2000.

NICHOLS, G. Sedimentology and Stratigraph. 2o ed. Oxford: Blackwell, 2009.

NOVELLO, V. F. et al. A high-resolution history of the South American Monsoon from Last Glacial Maximum to the Holocene. Scientific Reports, v. 7, n. March, p. 1–8, 2017.

NOVELLO, V. F. et al. Vegetation and environmental changes in tropical South America from the last glacial to the Holocene documented by multiple cave sediment proxies. Earth and Planetary Science Letters, v. 524, p. 1–11, 2019.

OLIVEIRA, P. V. et al. The dasypodidae (mammalia, xenarthra) from the urso fóssil cave (quaternary), parque nacional de ubajara, state of ceará, Brazil: Paleoecological and taxonomic aspects. Anais da Academia Brasileira de Ciencias, v. 86, n. 1, p. 147–158, 2014.

OSBORNE, R. A. Dating ancient caves and related palaeokarst. Acta Carsologica, v. 34, n. 1, p. 51–72, 2005.

OSBORNE, R. A. L. Sedimentation in caves- a review. Publications of the Geological Society of Australia, v. 2, p. 189–217, 1986.

PILÓ, L. B. et al. Geochronology, sediment provenance, and fossil emplacement at Sumidouro Cave, a classic Late Pleistocene/Early Holocene paleoanthropological site in eastern Brazil. Geoarchaeology, v. 20, n. 8, p. 751–764, 2005.

RHODES, E. J. Optically Stimulated Luminescence Dating of Sediments over the Past 200,000 Years. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 39, n. 1, p. 461–488, 2011.

RODRIGUES, S.; AVILLA, L. S. Late Pleistocene carnivores (Carnivora : Mammalia) from a cave sedimentary deposit in northern Brazil. v. 86, p. 1641–1655, 2014.

ROOSEVELT, A. C. et al. Paleoindian Cave Dwellers in the Amazon : The Peopling of the Americas. Science, v. 272, p. 373–384, 1996.

SALLES, L. O. et al. A new record of a Scelidotheriine ground sloth (Xenarthra, Mylodontidae) from Central Brazil: Quaternary cave stratigraphy, taxonomy and stable isotopes. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 461, p. 253–260, 2016.

SALLUN, A. E. M. et al. Datação absoluta de depósitos quaternários brasileiros por luminescência. Revista Brasileira de Geociências, v. 37, n. 2, p. 402–413, 2007.

SOARES, E. A. A.; TATUMI, S. H.; RICCOMINI, C. OSL age determinations of Pleistocene fluvial deposits in Central Amazonia. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 82, n. 3, p. 691–699, 2010.

SPRINGER, G. S. Clastic Sediments in Caves. In: CULVER, DAVID C; WHITE, W. B. (Ed.). . Encyclopedia of Caves. 1° ed. San Diego: Elsevier Academic Press, 2005. p. 102–108.

STOCK, G. M. et al. Comparison of U-Th, paleomagnetism, and cosmogenic burial methods for dating caves: Implications for landscape evolution studies. Earth and Planetary Science Letters, v. 236, n. 1–2, p. 388–403, 2005.

TARBUCK, E. J. et al. Ciencias de la tierra una introducción a la geología física. 8° ed. Madrid: Pearson Educación, 2005.

UAGODA, R. et al. Regional Conference of Geomorphology. Geomorphic units mapping of fluviokarst landscapes in central Brazilian Higland. Anais...Athens: 2019

UTIDA, G. et al. Abrupt climatic events in northeast brazil detected in bat guano and speleothems records over the last 2 , 000 years, 2014.

UTIDA, G. Variações Paleoambientais e Paleoclimáticas durante o Holoceno no Rio Grande do Norte a partir do estudo de registros geoquímicos de sedimentos de lagos e cavernas. p. 184, 2016.

VAN DER GEER, A. A. E.; DERMITZAKIS, M. D. Caves And Fossils: Palaeontology In Greek Caves And Fissures. In: MAVRIDIS F., J. J. T. (Ed.). . Stable Places and Changing Perceptions: Cave Archaeology in Greece. Oxford: Archaeopress, 2013. p. 83–98.

WANG, X. et al. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. Nature, v. 432, n. 7018, p. 740–743, 2004.

WHITE, W. B. Cave sediments and paleoclimate. Journal of Cave and Karst Studies, v. 69, n. 1, p. 76–93, 2007.

2 ARCABOUÇO TEÓRICO/METODOLÓGICO

Espaço & Geografia, Vol.22, Nº 1 (2019), 153:189
ISSN: 1516-9375

DINÂMICA DOS SEDIMENTOS CLÁSTICOS CAVERNÍCOLAS: POTENCIALIDADE PARA ESTUDO PALEOAMBIENTAIS NO BRASIL

DYNAMICS OF CLASTIC SEDIMENTS IN CAVES: POTENTIALITY FOR PALEO-ENVIRONMENTAL STUDY IN BRAZIL

Dandara Maria Vitalina Da Silva Caldeira[1], Rogerio Uagoda[2] & Adivane Morais Nogueira[2]

[1] Universidade de Brasília/UnB
Programa de Pós Graduação em Geociências Aplicadas, Laboratório de Geografia Física, ICC Norte, Mód. 23, Campus Darcy Ribeiro, CEP: 70910-900, Brasília, Distrito Federal, Brasil Email: dandara.caldeira2014@gmail.com

[2] Universidade de Brasília/UnB
Departamento de Geografia, Laboratório de Geografia Física,ICC Norte, Mód. 23, Campus Darcy Ribeiro,CEP: 70910-900, Brasília, Distrito Federal, Brasil
Email: rogeriouagoda@unb.br, adinogueira2010@hotmail.com

Recebido 29 de Abril de 2020, aceito 06 de Junho de 2020

Resumo: Registros paleoambientais são importantes para entender a evolução da paisagem, resultando na melhor compreensão dos processos atuais. Protegidos do cenário evolucional superficial, os ambientes carvernícolas abrigam ótimos registros cuja dinâmica sedimentar, por vezes, é análoga à superfície. Nesse cenário, os sedimentos clásticos constituem uma boa fonte de estudo ainda pouco explorada no Brasil. Desse modo, este artigo apresenta uma revisão bibliográfica da dinâmica sedimentar em ambientes cavernícolas, discutindo aspectos como definição, classificação, processos de sedimentação, diagênese e fácies, juntamente com os principais métodos utilizados para o estudo de registros paleoambientais (Carbono 14, luminescência, análises químicas e físicas.). A potencialidade do emprego desse objeto de estudo no Brasil comprova-se por meio de buscas a artigos recentes disponíveis no Portal Periódicos CAPES, base Web of Science. Ainda incipiente frente à quantidade de cavernas mapeadas, os resultados demonstram um aumento tímido, porém significativo das pesquisas. A boa resposta à utilização dos vários proxies que abrange intervalos de até milhões de anos constituem

alternativa para estudos paleoambientais brasileiros dada a dificuldade de encontrar tais registros em ambientes superficiais nos trópicos húmidos.
Palavra-Chave: Cavernas, paleoambientes, fácies, geocronologia.

Abstract: Paleoenvironmental records are important for understanding the current processes of landscape evolution. The cave environment are protected from the superficial evolution having excellent sedimentary records, sometimes analogous to the surface. In this way, clastic sediments are a good source of paleoenvironmental study, being almost unexplored in Brazil. This paper presents a review of sediment records in cave environments, discussing aspects such as alteration, classification, sedimentation processes, diagonal and facies, with the methods used for paleoenvironmental records (Carbon 14, luminescence, statistics and chemical techniques). The potential of this goal in Brazil whas showed by the search for recent articles available on the CAPES portal, based on Web of Science. The topyc is still incipient in view of the number of caves mapped. Results show a timid, but signifi cant increase in research in the last decade. The good response to the use of the proxies covering intervals up to million years is an alternative for Brazilian paleoenvironmental studies given the difficulty of finding such dynamics in a tropical surface environment.
Keywords: Cave, paleoenvironment, facies, geochronology.

2.1 INTRODUÇÃO

Cavernas atuam como repositório de diversos tipos de sedimentos, gerando depósitos secundários que contêm registros hidrogeológicos, paleoclimatológicos e paleoambientais, principalmente do Quaternário (Bosch e White, 2007; Ford e Williams, 2007; Laureano, 2014, 1998; Martini, 2011; White, 2007). Ademais, são importantes registros paleoecológicos (Chazan *et al.*, 2012; Ghinassi *et al.*, 2008; Van der Geer e Dermitzakis, 2013), fornecem informações sobre a presença humana (Feathers *et al.*, 2010; Fontugne, 2013; Martini *et al.*, 2018) e atuam como marcadores geomórficos e ambientais.

Os sedimentos no interior das cavernas estão relacionados com o material presente na superfície que foram transportados por agentes não seletivos (Haddad-Martim et al., 2017). Processos como precipitação química, entrada e remoção de sedimentos estão intimamente relacionados com as condições paleoclimáticas/hidrológicas do passado gerando complexos sedimentares interessantes para a compreensão do paleoambiente (Auler et al., 2009). Além disso, são importante fontes de pesquisa, sendo utilizados para determinar ambientes deposicionais, gênese dos sedimentos, grau de desenvolvimento de cavernas ou paisagens e investigações paleontológicas (Springer, 2005). No entanto, constituem feições complexas com um estudo desafiador devido à natureza complicada da acumulação sedimentar, capaz de induzir erros quanto à sua interpretação (Ford e Williams, 2007; Gillieson, 1996; Hubbe *et al.*, 2011). Nesse sentido, uma abordagem integrada que emprega diferentes metodologias (análise *multi proxy)* auxilia na redução de eventuais lacunas deixadas pelos métodos

ampliando a compreensão sobre os eventos formadores dos depósitos. Nesta perspectiva, este trabalho tem como propósito a realização de uma revisão bibliográfica da dinâmica dos sedimentos clásticos no interior de cavernas e principais métodos aplicados para estudos paleoambientais. Em um segundo momento buscou-se verificar o uso deles em pesquisas brasileiras com fins de compreensão de paleoambientes nos últimos 30 anos.

A metodologia empregada consiste na verificação do arcabouço teórico contemplando os principais autores e obras clássicas acerca do tema. Para o levantamento dos estudos no Brasil utilizou-se a base Web of Science no Portal Periódicos Capes, com buscas de palavras chave como: sedimento clástico – clastic sediment, caverna - cave, Brasil - Brazil, América do Sul - South America, datação - dating, paleoambiental - paleoenvironmental. Desse modo, foram excluídos da análise, por exemplo, os trabalhos com finalidades arqueológicas/ paleontológicas.

2.2 SEDIMENTOS CLÁSTICOS CAVERNÍCOLAS

2.2.1 Definição

Sedimentos clásticos são compostos por fragmentos erodidos das rochas preexistentes, que são transportados e depositados nas cavernas por correntes de água, perda de massa, vento, ação de ondas e gelo (Gillieson, 1996; Springer, 2005). Para White (2007), correspondem aos sedimentos movidos mecanicamente, enquanto os químicos são formados no local por precipitação. Laureano (1998) estabelece como os detritos são transportados ao longo de condutos cársticos, incluindo os depósitos químicos (carbonatos, sulfatos e nitratos) e orgânicos (guano, fragmento de madeira, ossos) que são retrabalhados por ação gravitacional ou por processos fluviais.

Entre os sedimentos clásticos, dois materiais são comumente encontrados (Sasowsky, 2007): sedimentos de colapso oriundos de paredes e teto rochosos da caverna, de tamanhos variados e formato angular encontrados nas interseções das passagens da caverna e condutos próximos à superfície e; sedimentos aluvionares transportados geralmente por um fluxo d'água, com tamanhos variados, presença de estruturas sedimentares e imbricações de seixo que refletem o material de origem.

2.2.2 Classificação

A classificação dos sedimentos no interior de cavernas apresenta vários critérios a depender do autor, sendo adotado um consenso nos trabalhos das últimas décadas quanto à proveniência/origem dos sedimentos. Quatro critérios de classificação são analisados a partir de três bibliografias internacionais e uma nacional, com base na recorrência nos trabalhos (Tabela 2-1). Classificar o sedimento no interior da caverna é importante para entender as relações entre a sucessão dos fluxos e a dinâmica de deposição sedimentar para além de auxiliar nos possíveis *proxies* para estudo.

No que tange aos sedimentos clásticos, Gillieson (1996) define-os basicamente em alogênicos (origem fora da caverna) e autigênicos (origem dentro da caverna). White (2007) e Ford and Williams

(2007) partem do mesmo princípio, mas realizam uma discussão mais detalhada acerca de tais sedimentos e as subclasses a que estariam correlacionados. Dessa forma, definem que os sedimentos alóctones são formados no exterior da caverna principalmente por ação do intemperismo superficial e subsuperficial, transportados com uma composição variada de acordo com o tipo de rocha disponível na bacia (Bosch e White, 2007; Ford e Williams, 2007; White, 2007). Para estes sedimentos, Ford and Williams (2007) e White (2007) utilizam essencialmente as mesmas subdivisões, englobando as principais fontes dos sedimentos clásticos como sendo de origem fluvial, lacustre, glacial, vulcânico dentre outros. Sedimentos autóctones seriam formados no interior da caverna compreendendo os originários de colapso, fluviais, intemperismo ou guano.

Tabela 2-1: Comparação das classificações para sedimentos em caverna

Gillieson (1996)	**Origem**	**Clástico** 1 Alogênico 2 Autigênico	**Orgânico** 1 Detritos Alogênicos 2 Depósitos Autigênicos	**Químico** 1 Alogênico 2 Autigênico	**Gelo** 1 Cavidade Autigênica de Gotejamento 2 Condensação de parede 3 Piscinas de Caverna
Laureano (1998)	**Mecanismo de Trasporte**	***Sedimentos Clásticos***			
		Fluvial		**Gravitacional**	
		Tração, saltação e suspensão (acresção paralela)		Abatimentos (queda livre)	Fluxo de detritos (corrida de lama)
	Origem	Alóctone com contribuição autóctone		Autóctone	Alóctone com contribuição autóctone
	Morfologia e Textura	Bancos e leitos fluivia em canais ativo;bancos e terraços em canais abandonados; ampla variação textural: argila e seixo		Cones e pilhas irregulares, de tamanho variado, compostos por brechas de colapso, de teto ou parede. Grânulos a matacões	Cones, bancos e pilhas de sedimentos, muitas vezes preenchendo galeria. Diamictitos, brechas matriz e clastossuportadas
White (2007)	**Proveniência**	**Sedimentos Clásticos** ***A Sedimentos Alóctones*** 1 Entrada de talus 2 Infiltração a Solos de lavagem b Detritos Gravitacionais 3 Sedimentos transportados por fluxo a Orgânicos de lavagem b Sedimentos aluviais c Glacial de lavagem d Vulcânico de lavagem ***B Sedimentos Autóctones*** 1 Detritos de intemperismo 2 Colapso 3 Guano		**Sedimentos Químicos** ***A Travertinos*** 1 Flowstone 2 Dripstone ***B Evaporitos*** 1 Crosta 2 Bulk Deposits ***C Fostafatos*** ***D Resistatos*** ***E Gelo***	
Ford & Williams (2007)	**Origem**	***Sedimentos Clásticos*** ***A Sedimentos Alóctones*** 1 Fluvial 2 Infiltrado 3 Lacustre 4 Marinho 5 Eólico 6 Glacial e injeção glaciofluvial 7 Dejetos, colúvios e lama 8 Vulcânicos ***B Sedimentos Autóctones*** 1 Colapso 2 Fluvial 3 Intemperismo 4 Eólico		***Orgânicos*** ***Sedimentos Alóctones*** 1 Água, vento, etc 2 Fauna exterior	***Precipitados e Evaporitos*** 1 Gelo 2 Calcita 3 Outros carbonatos e carbonatos hidratados 4 Sulfatos e sulfatos hidratados 5 Haletos 6 Nitrato e Fosfato 7 Sílica e Silicatos 8 Manganês e óxidos de ferro hidratado 9 Minério associado e diversos minerais

Laureano (1998) questiona o fato de os detritos poderem ser remobilizados e misturados no interior das cavernas, principalmente devido a processos fluviais, o que diminuiria a confiabilidade da proveniência, enfraquecendo a classificação de origem. Em trabalho posterior, o autor adverte que em algum momento durante a deposição sedimentar poderá ocorrer contribuições autóctones e alóctones,

tornando o critério de proveniência um parâmetro insuficiente para classificação (Laureano e Karmann, 2013). Deste modo, apresenta uma classificação baseada no processo de sedimentação nos condutos, destacando os mecanismos de transporte e deposição, dividindo os sedimentos em duas classes: fluviais e gravitacionais, relacionando o mecanismo de transporte e a origem.

2.2.3 Transporte

Os sistemas subterrâneos são análogos aos superficiais. A água é o principal mecanismo de transporte e conduz os sedimentos autóctones e alóctones por fluxos através de condutos. Apesar de similares aos superficiais, os fluxos subterrâneos apresentam duas diferenças (Sasowsky, 2007) que podem implicar em altas velocidades e fluxo freático ascendente: (1) a largura do canal em cavernas é limitada pela forma dos condutos que pode promover um rápido alagamento; e (2) possuem fluxos confinados em vez de abertos com vários distributários. Importante observar que os sedimentos clásticos em muitos casos se movem devido a vários pulsos episódicos e não a um fluxo contínuo (Herman *et al.*, 2012). Tal característica favorece o armazenamento de sedimentos que podem ser removidos por grandes inundações durante fluxo de tempestades (Bosch e White, 2007).

Gillieson (1996) descreve algumas cavernas comumente como planícies de inundação que se comportam como *canyons* com vales encaixados. Ainda assim, a morfologia dos canais implica na ocorrência de dois principais eventos: (1) oscilação no nível d' água resultando em uma maior variação da textura dos sedimentos por unidade de comprimento do canal, comparada com a superfície; (2) remoção total ou parcial de sedimentos anteriormente depositados devido aos fluxos de água que podem acarretar no retrabalhamento destes sedimentos a depender da textura e geometria da passagem local. Para este último item, Ghilardi *et al.* (2011) reafirmam que sedimentos em cavernas são constantemente retrabalhados por inundações que destroem o empilhamento estratigráfico misturando-os aos sedimentos fósseis, geralmente relacionados aos períodos de maiores chuvas com aumento na drenagem superficial.

Os sedimentos podem ser transportados de cinco maneiras em um fluxo tubular a depender das suas características litológicas (Newitt *et al.*, 1955 apud Ford and Williams, 2007): (1) grãos rolantes que produzem ondulações em camadas estacionárias, (2) saltação de grãos individuais acima do leito, (3) camada deslizante envolvendo primeiramente a parte superior da carga com aumento da velocidade, (4) suspensão heterogênea e (5) suspensão homogênea em velocidades mais altas. Pelo menos os quatro primeiros acontecem em cavernas freáticas ou inundadas (Ford e Williams, 2007).

Bosch e White (2007) apresentam um modelo de fluxo global para os sedimentos através de bacias hidrográficas subterrâneas (Figura 2-1) que contém várias origens de entrada e uma única saída (a descarga para fluxo de superfície). Farrant e Smart (2011) definem parâmetros similares para a entrada de sedimentos clásticos em cavernas: (1) através de correntes em sumidouros, (2) colapso de

sumidouros, (3) fissuras no leito rochoso e drenos de poços, (4) por injeção glacial e (5) através de inundações de rios.



Figura 2-1- Fluxo global de sedimentos em bacia subterrânea (Bosch e White, 2007).

A velocidade do fluxo hídrico necessária para mover uma partícula pode ser estimada através do histograma de Hjulstrom (Ford e Williams, 2007; Gillieson, 1996; Springer, 2005), Figura 2-2. Dentre os materiais finos (silte, argila e areia fina), a areia fina é o tamanho de partícula mais fácil de ser transportados por suspensão. Assim, areias são erodidas e transportadas por fluxos d'água, com maior facilidade o que corrobora para explicar a natureza dos sedimentos presentes em cavernas, dominadas por cascalhos e lamas (Gillieson, 1996). Ford e Williams (2007) asseguram que a movimentação dos sedimentos se inicia quando a tensão de cisalhamento excede o valor crítico observado. Também nota-se que a velocidade necessária para iniciar a erosão é maior do que para manter o transporte, devido à força hidráulica necessária para retirar a partícula das camadas coesivas de sedimentos do que para mantê-la em saltação ou suspensão (Gillieson, 1996).

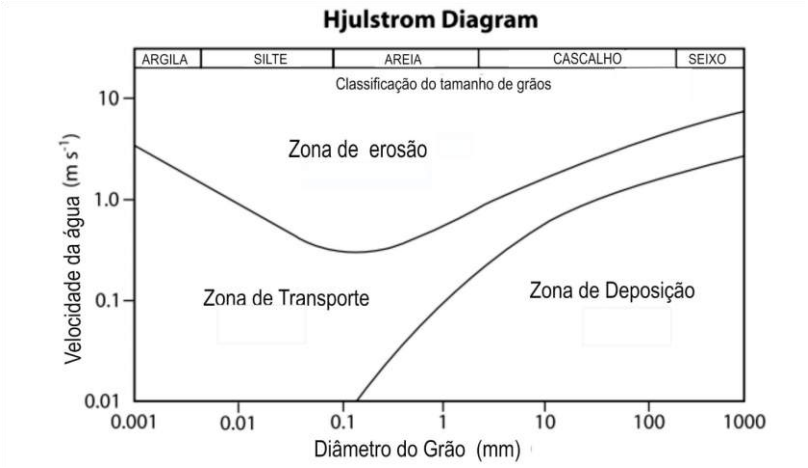


Figura 2-2- Histograma de Hjulstrom demonstrando a relação entre o tamanho das partículas e a velocidade necessária para erosão, transporte e deposição. (Ford e Williams, 2007; Gillieson, 1996; Springer, 2005).

2.2.4 Processos De Sedimentação

As taxas de deposição e a natureza dos sedimentos possuem controles climáticos que condicionam os processos de intemperismo e consequentemente a quantidade de sedimentos fornecidos. Assim,

qualquer mudança climática acarreta automaticamente a alteração do fluxo sedimentar com aumento/ diminuição da quantidade de material disponível (Farrant e Smart, 2011). As variações nas taxas de deposição podem ser extremas, uma vez que no interior da caverna o movimento dos sedimentos pode ser obstruído a jusante causando retrabalho e deposição (Ford e Williams, 2007).

Depósitos sedimentares em caverna são complexos com estudo desafiador, uma vez que as sucessões sedimentares podem não respeitar a lei de sobreposição causando reversões estratigráficas. Osborne (1986) distingue cinco ambientes principais de sedimentação: (i) vadoso superior, ambiente de entrada; (ii) vadoso superior, ambiente interior; (iii) ambiente vadoso menor; (iv) ambiente freático dinâmico; e (v) ambiente não freático.

Os sedimentos acumulados são distinguidos por serem imaturos, mal classificados, granulometria diversa, alto teor de matéria orgânica, cor escura e níveis com cimentação de carbonato (Ghilardi *et al.*, 2011). Comumente, a deposição acontece por gravidade (queda) ou transporte aquoso, no entanto a diferenciação de tais processos se torna ineficaz quando, por exemplo, correntes de turbidez movimentam sedimentos em áreas íngremes ou devido à injeção de lama nas passagens de cavernas tropicais por movimento de massas (Gillieson, 1996, 1986).

A acumulação nas passagens das cavernas ocorre quando as forças motrizes são insuficientes para mover o sedimento originário de depósitos nas margens dos canais ou em espessos pacotes sob os leitos dos rios (Springer, 2005). À medida que o nível de base é rebaixado, condutos são abandonados resultando em passagens antigas mais secas e com maior elevação, com depósitos sedimentares que preservam o episódio final de deposição (Bosch e White, 2007).

A partir das deposições, estruturas sedimentares são formadas (Figura 2-3), correlacionadas às tendências da energia deposicional e a natureza dos fluxos de água (Gillieson, 1996). Tais estruturas são semelhantes àqueles presentes em depósitos fluviais de superfícies, sendo recorrentes estratificações cruzadas, laminações paralelas e onduladas, marcas de onda, imbricamento de seixos, estruturas de corte e preenchimento (Laureano e Karmann, 2013).

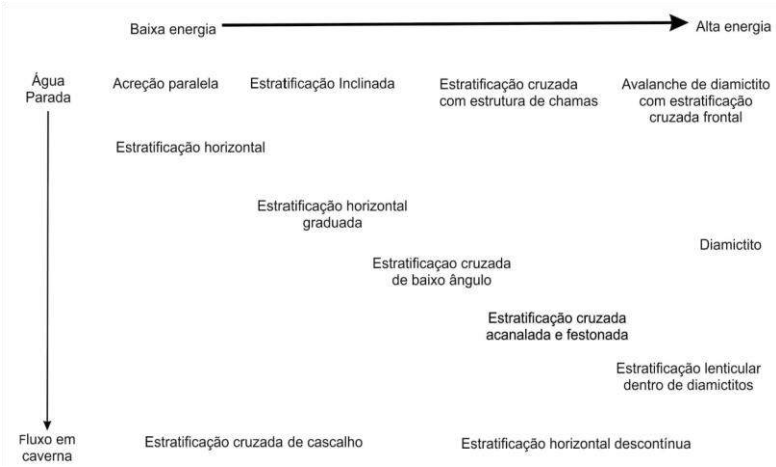


Figura 2-3- Relações entre o tipo de fluxo de água e a energia de depósito expressa em estruturas de sedimentos de cavernas (Gillieson, 1986).

2.2.5 Diagênese

Processos diagenéticos modificam a textura e estrutura dos sedimentos após sua deposição, com alterações físicas, químicas e biológicas envolvendo processos como compactação, cimentação, dissolução e recristalização (Bridge e Demico, 2008). Poucos trabalhos que sintetizam essa temática são encontrados na literatura em ambientes cavernícolas dada a dificuldade em observar e mensurar tais processos, além de sua natureza variada.

No interior das cavernas a dinâmica geralmente ocorre em condições estáveis de temperatura e pressão com variação no lençol freático e taxas altas de dissolução de carbonato de cálcio, que estão presentes na cimentação da maioria dos sedimentos clásticos das cavernas (Osborne, 2001, 1984). Sabe-se que a natureza e a quantidade de diagênese são mais significativas nos calcários e incluem processos físicos como secagem, encolhimento de paredes, deformação, bioturbação etc (Ford e Williams, 2007). As condições ambientais caracterizadas pela falta de luz, altas taxas de umidade e uma temperatura quase constante, reduz a quantidade de alteração química que pode ocorrer nos sedimentos clásticos (Gillieson, 1996).

Pesquisas usam minerais autigênicos dentro dos sedimentos para reconstruir antigas condições químicas paleoambientais com finalidade arqueológica (Karkanas *et al.*, 2000). Técnicas como micromorfologia dos solos e análise por espectroscopia no infravermelho com transformada de Fourier (FTIR), por exemplo, foram usadas no depósito arqueológico da Caverna de Esquilleu, Espanha, com objetivo de avaliar alterações/transformações diagenéticas (Mallol *et al.*, 2010).

2.2.6 Fácies Sedimentares

O conceito de fácies possui diferentes aplicações na sedimentologia, mas costuma se caracterizar pelo agrupamento de conjuntos de rocha com características similares, como granulometria, geometria e estrutura, distinguindo-as das demais (Anderton, 1985). Esse conceito também pode ser aplicado aos sedimentos em caverna, em que tais características auxiliam na compreensão do ambiente de deposição e nas correlações estratigráficas.

A organização das fácies depende da dinâmica interna dos condutos das cavernas e refletem a maneira pela qual o sedimento foi organizado e depositado (White, 2007), podendo ser definidas como: litofácies (litologia), depofácies (relativas ao ambiente deposicional), fácies texturais, dentre outras. No entanto, os modelos de fácies precisam ser usados com cautela, pois nem todos podem ser empregados nas cavernas, dada a dinâmica específica do ambiente cárstico.

O conjunto de fácies frequentemente adotado nos trabalhos corresponde ao de Bosch e White (2007), que as organizam com base no mecanismo de transporte, diferenças no tamanho de partículas e grau de seleção. Cinco fácies sedimentológicas são descritas: fácies de canal (*Channel Fácies*), talvegue (*Thalweg Fácies*), águas paradas (*Slackwater Fácies*), diamictito (*Diamicton Fácies*) e pantanosa (*Backswamp Fácies*) (*Figura 2-4*).

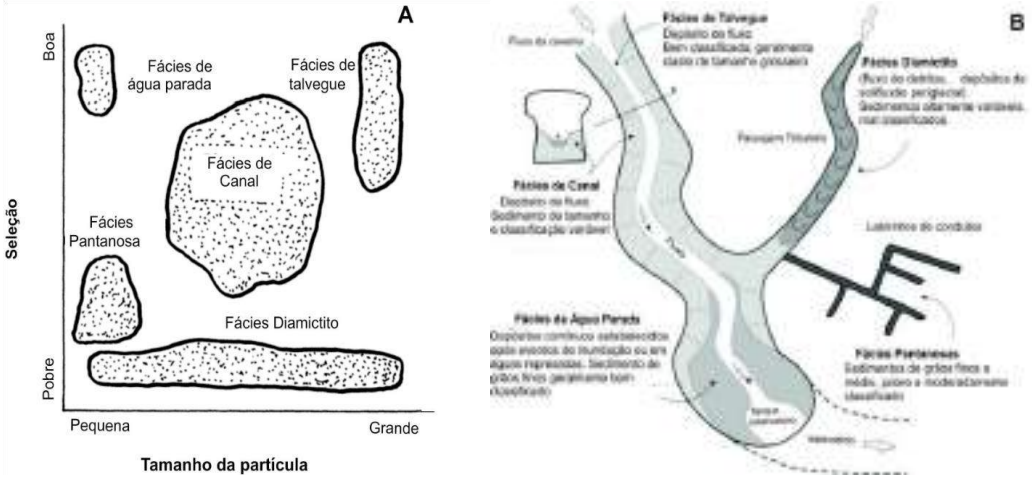


Figura 2-4 A - Fácies sedimentares classifi cadas com base no tamanho das partículas e grau de selecionamento, segundo Bosch e White (2007). B - Esquema de fácies sedimentares adaptado de Bosch e White (2007) em zonas vadosas com labirintos tributários adaptado de Farrant e Smart (2011).

As fácies de canal *(Channel Facies)* representam grande parte dos sedimentos clásticos encontrados nas cavernas, com materiais geralmente bem classificados dentro de um leito, mas com mudanças abruptas ao longo da seção estratigráfica (Bosch e White, 2007). Tais fácies são geralmente observadas onde as correntes mais recentes cortam os sedimentos mais antigos, mostrando uma estratigrafia distinta, que raramente é contínua ao longo da caverna (White, 2007). Os sedimentos de canal são transportados no conduto pelas correntes e posteriormente depositados onde o fluxo diminui, sendo sua litologia dependente do material de origem disponível (Herman *et al.*, 2012).

As fácies de talvegue *(Thalweg Facies)* são definidas pelos sedimentos grossos como seixos e matacões às margens dos córregos no interior das cavernas. Para estabelecer está configuração é necessário que existam condições de fluxo intenso para mover os clastos maiores e fluxos moderados para extrair partículas menores como areia e silte, restando apenas os primeiros (Herman *et al.*, 2012). Segundo White (2007), as fácies de águas paradas *(Slackwater Facies)* são formadas por sedimentos suspensos de granulação fina como silte e argila que frequentemente são depositados até o topo das passagens. São desenvolvidas a partir de altos fluxos que colocam vários tipos de materiais em suspensão, no qual ocorre inicialmente a deposição de sedimentos mais grossos, em seguida as águas de inundação recuam lentamente e as partículas mais finas depositam (Herman *et al.*, 2012). Springer e Kite (1997) comprovam que tais fácies correspondem a sedimentos deixados nas cavernas rasas durante processos de inundações catastróficas.

As fácies diamictito (*Diamicton Facies*), primeiramente descritas por Gillieson (1986), são massas sedimentares caóticas com partículas de vários tamanhos, desde argila a pedregulhos. São interpretadas como fluxo de detritos de alta energia, capaz de mover e arrastar a massa de sedimentos como carga suspensa e depositá-la sem realizar qualquer tipo de seleção (Bosch e White, 2007). Geralmente são associadas a eventos de derretimento glacial ou inundações catastróficas (Herman *et al.*, 2012). Por fim,

as “fácies pantanosas” *(Backswamp Facies)* cujo nome faz referência ao comportamento hidráulico semelhante aos pântanos, constituem-se especialmente de resíduos do intemperismo de rochas do embasamento e infiltração do material de solos sobrejacentes com pouco ou inexistente transporte lateral (Bosch e White, 2007). São formadas por percolação lenta de água, na qual as velocidades não atingiram os valores necessários para o transporte de sedimentos clásticos (Herman *et al.*, 2012).

Outras associações de fácies são encontradas na literatura e utilizam de características próprias para distinção (por exemplo, Campaña et al., 2017, Haddad-Martim et al., 2017, Laureano, 1998; Martini, 2011). Ford e William (2007) se baseiam na localização dos sedimentos na entrada ou no interior da caverna, presença de fluxo d’água ativo ou inativo resultando em comportamento diferente dos sedimentos à medida que se distancia da entrada da caverna. No trabalho de Springer e Kite (1997) em *Cheat River Canyon* em *West Virgínia*, sedimentos de caverna são divididos em zonas vadosa, freática e residual. As duas primeiras zonas foram subdivididas em quatro fácies cada, sendo elas: zona vadosa representada pelas fácies diamictito, areia laminada, ritmito de silte e argila e marga argilo arenosa; zona freática correspondendo à fácies de gravidade, travertino, *overbank* e fluxo de caverna. Laureano e Karmann (2013) agruparam as fácies, tendo como principal parâmetro o controle do nível d’água sobre processos sedimentares, organizadas em: fácies na zona vadosa (com predomínio de processos gravitacionais, eólico, glaciais e movimento de massa), zona de oscilação do nível d’água (com transporte de sedimento em suspensão e cargas de fundo, contemplando as quatro fácies descrita por Bosch e White (2007), de canal, talvegue, aguas paradas e “pantanosas”) e zona freática (sedimentos depositados em ambientes constantemente inundados).

2.3 ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS

Sedimentos clásticos em cavernas constituem bons alvos para estudos paleoambientais, no entanto, requerem uma abordagem *multiproxy* para evitar conclusões equivocadas, devido à sua dinâmica na qual longos períodos de sedimentação estão relacionados a múltiplos eventos de entrada de sedimentos e erosão (Haddad-Martim *et al.*, 2017). Osborne (1986) afirma que, para uma interpretação confiável dos depósitos de cavernas, é necessária uma compreensão de toda a história deposicional, além de uma descrição detalhada das pequenas alterações das fácies laterais, inconformidades e inversões estratigráficas.

A descrição e classificação apropriada dos sedimentos em cavernas é uma etapa crucial e fundamental para a reconstrução adequada da gênese e evolução dos depósitos, evitando suposições inadequadas (Farrand, 2001; Goldberg e Sherwood, 2006; Haddad-Martim *et al.*, 2017; White, 2007). Os resultados obtidos poderão fornecer informações sobre a história do transporte e ambiente de deposição (proporção entre tamanho e textura dos sedimentos), bem como refletir os processos pós deposicionais (mudança no tamanho do grão) (Hubbe *et al.*, 2011; Nichols, 2009).

As mudanças de fácies são resultadas de alterações climáticas e tectônicas em nível regional que influenciam na produção, transporte e deposição de sedimentos (Springer, 2005). O interesse em depósitos de cavernas como arquivos paleoclimáticos surge devido a métodos bem desenvolvidos e confiáveis para atribuir datas aos depósitos (White, 2007). A sequência estratigráfica dos depósitos sedimentares pode estabelecer uma correlação cronológica que geralmente é obtida utilizando métodos de datação como paleomagnetismo, isótopos radiométricos, cosmogênicos e demais técnicas relacionadas (Springer, 2005).

Para além de fornecer uma cronologia para sedimentos clásticos e sua fauna e flora, as datações em cavernas são importantes para inferir taxas de evolução da paisagem, a partir de sequências de passagens e depósitos sedimentares (Gillieson, 1996). Isso é possível devido à preservação das evidências de desenvolvimento da paisagem no passado que foram suprimidas das áreas emersas por processos superficiais. No entanto, os resultados obtidos devem ser usados de forma cautelosa, uma vez que a idade revelada se limita a depósitos mais jovens que a própria caverna (Stock *et al.*, 2005). Bosák (2002) também alerta para o fato do registro cárstico tornar-se irreconhecível com reativações de processos que misturam materiais de diferentes idades.

2.3.1 Métodos De Datação

Atualmente várias técnicas de datação são conhecidas, possuidoras de vantagens e limitações a depender da idade e material utilizado. Os principais métodos aplicados em caverna, de acordo com White (2007), são: Carbono 14 (^{14}C), paleomagnetismo, isótopos cosmogênicos e séries de urânio. Este último aplica-se a sedimentos químicos como espeleotemas, mas são comumente utilizados em conjunto com sedimentos clásticos, motivo este de sua abordagem neste trabalho. Bosák (2002), em uma revisão para aplicação de datações em ambientes cársticos, inclui outros métodos como termoluminescência (TL), luminescência opticamente estimulada (LOE), traço de fissão dentre outros.

Segundo Noller *et al.* (2000), os métodos de datações podem ser divididos entre sideral (determinam as datas do calendário ou contam os eventos anuais), químico e biológico (medem os resultados de processos químicos ou biológicos dependentes do tempo), correlação (que estabelecem equivalência de idade usando propriedades independentes do tempo), geomórfico (medem os resultados cumulativos de processos complexos, inter-relacionados, físicos, químicos e biológicos na paisagem), isotópico (medem as alterações na composição isotópica devido ao decaimento e/ou crescimento radioativo) e radiogênico (que medem os efeitos cumulativos do decaimento radioativo, como dano de cristal e elétron) - *Figura 2-5*.

TIPO DE MÉTODO		TÉCNICA	IDADE	MATERIAL ADEQUADO
	ISOTÓPICO	Radiocarbono (Carbono 14)	0.3-30 (55) mil anos	Matéria orgânica, turfa, húmus, ossos, tecidos, conchas de carbonato, corais, travertinos, espeleotemas, solos, águas subterrâneas, gelo
		Série de Urânio 238U/206Pb 235U/207Pb 232Th/208Pb	< 0.1 - > 100 Ma	Minerais U e Th em rochas ígneas e metamórficas (ex. Zircão e monazita), U em opala, calcita de paleocarste
		Isótopos Cosmogênicos 26Al/10Be	0,1 - 10 Ma	Gelo, sedimentos marinhos e lacustres, corais, matéria orgânica, nódulos de manganês
	RADIOGÊNICO	Termoluminescência (TL)	< 500 mil anos	Objetos arqueológicos, quartzo e feldspatos, ferramentas de pedra, conchas, dentes de ossos, amostras polimineralicas de grãos finos, lava (plagioclásio), tectitos, vidro vulcânico, loess, travertino e espeleotemas, conchas de calcita fóssil
		Luminescência Opticamente Estimulada (OSL)	1-700 mil anos	Eólicos, fluviais, sedimentos glaciais, quartzo, zircão
		Ressonância de Spin Eletrônico (ESR)	25-50 ka to > 1 Ma (?100 Ma)	Fósseis, espeleotemas, travertino, caliche e veios preenchidos, sedimentos pelágicos, cerâmicas, quartzo, feldspatos, silicatos, vidro, apatita etc.,
	CORRELAÇÃO	Paleomagnetismo	10^5-10^6 mil anos	Sedimentos clásticos finos contidos em sequências sedimentar contínua
		Estratigrafia	-	Sequências sedimentares

Figura 2-5 - Quadro comparativo com principais tipos de datações em caverna. Adaptado de Bosák (2002) e Noller et al. (2000).

O método de datação por Carbono 14 é provavelmente o mais conhecido, tendo aplicações diversas (Nichols, 2009). O isótopo radioativo de carbono 14 é produzido durante o bombardeamento cósmico de ^{14}N na atmosfera. Os organismos vivos incorporam continuamente ^{14}C até sua morte, que em seguida passa a decair radioativamente a uma taxa de aproximadamente 5730±40 anos. Apesar de baixa, as taxas conseguem detectar com precisão materiais em até 50000 anos, podendo em alguns casos chegar a 70000 anos (Tarbuck *et al.*, 2005). São comumente utilizados para datação de matéria orgânica, fragmentos de carvão, guano (fezes de morcego), ossos, dentre outros

Datação das séries de urânio é o principal método usado em espeleotemas, com meias vidas longas na faixa de milhões de anos conseguindo marcar o fechamento do sistema geoquímico, anteriormente perturbado pelo fracionamento químico (Corrêa *et al.*, 2016). As idades dos espeleotemas são empregadas para datar episódios de sedimentação clástica e erosão nas fácies no interior da caverna, uma vez que marcam o momento de incorporação de urânio nos depósitos minerais autigênicos (Ford e Williams, 2007; Ku, 2000). A estimativa da medição é baseada no urânio (^{238}U e ^{235}U) e tório (^{232}Th) e seus respectivos nuclídeos filhos, cujos membros finais são chumbo estáveis (Bosák, 2002; Ku, 2000). O isótopo de urânio ^{238}U cujo decaimento alcança o ^{206}Pb, tem dois isótopos intermediários com longas meia vidas ^{234}U (meia vida 248.000 anos) e ^{230}Th (meia vida 75.200 anos). O cálculo da idade é realizado pela medida da relação $^{234}U/^{238}U$ e $^{230}Th/^{234}U$, partindo da premissa que não existe concentrações de tório.

Nuclídeos cosmogênicos possuem idades calculadas a partir do acúmulo de determinados nuclídeos em materiais expostos a radiação cósmica (Zreda e Phillips, 2000). Os principais isótopos radioativos são o ^{14}C, ^{36}Cl, ^{10}Be e ^{26}Al, sendo estes dois últimos mais importantes no estudo cársticos pois são criados

na proporção fixa de 1:6 em quartzo, abundante em seixos e areais no interior de cavernas (Ford e Williams, 2007). As taxas de acumulação são proporcionais à intensidade dos raios cósmicos e as concentrações de nuclídeos no material. Desse modo, as quantidades de isótopos cosmogênicos presentes podem relacionar-se ao período que o material foi exposto (Zreda e Phillips, 2000). Essa é uma das técnicas mais recentes e promissoras para sedimentos em caverna, abrangendo uma escala de tempo de aproximadamente 5 milhões de anos que compreende a maioria dos sistemas cársticos (White, 2007).

Analisando o método radiogênico, três principais técnicas podem ser destacadas: termoluminescência (TL), luminescência opticamente estimulada (LOE) e ressonância de spin eletrônico (ESR). Ambas partem do princípio de que materiais sedimentares expostos a uma radiação ionizante a partir do decaimento radiativo liberam elétrons que ficam presos nos defeitos ("armadilhas") dos cristais (Ford e Williams, 2007; Forman *et al.*, 2000). O sedimento exposto à luz solar provoca a liberação de energia armazenada ("branqueamento") e a acumulação de luminescência apenas inicia quando é enterrado (Nichols, 2009). Na TL as armadilhas contendo os elétrons são esvaziadas por aquecimento, para a LOE utiliza-se um feixe a laser e na ESR o número de defeitos é medido a partir do sinal paramagnético da amostra (Gillieson, 1996). Este método utiliza grãos de quartzo e feldspato para o cálculo de intervalo de tempo que varia entre 100 anos até 1 milhão de anos (Ma), a depender da saturação do material analisado (Aitken, 1998). As idades de luminescência fornecem para o sedimento uma medida do tempo desde o último evento de exposição ao sol ou aquecimento (Forman *et al.*, 2000).

O paleomagnetismo é um método de correlação baseado nas variações na declinação polar, intensidade e campo magnético da Terra (Bosák, 2002). Esse campo reverte, em intervalos regulares, o polo norte e polo sul magnético entre 10^5-10^6 anos e estabelece uma unidade de tempo principal, os *chrons* (Ford e Williams, 2007). Os materiais geológicos, como rochas e sedimentos, em condições apropriadas podem registrar e preservar a direção do campo magnético da Terra (Verosub, 2000). Sedimentos clásticos finos possuem pequenas quantidades de minerais magnéticos, e durante a deposição ou cristalização são orientados com o campo magnético da Terra, de acordo com o evento exposto (Bosák, 2002; White, 2007). Para determinar uma idade de unidade geológica, os registros devem ser correlacionados com um padrão geral conhecido ou um período aproximado sendo que reversões paleomagnéticas fornecem marcadores de tempo (Verosub, 2000; White, 2007). No entanto, a aplicação deste método geralmente necessita de uma sequência sedimentar contínua, muitas vezes interrompida em cavernas ou com alterações pós deposicionais (Ford e Williams, 2007). As melhores amostras são obtidas a partir da fácies de águas subterrâneas, onde os grãos de sedimentos assentam em águas calmas (White, 2007).

A estratigrafia fundamenta-se na lei de superposição, onde em condições tectônicas normais as camadas sobrejacentes são mais jovens que as subjacentes (Bosák, 2002). No entanto, em ambiente cársticos, os registros sedimentares podem ser danificados pelos processos sedimentares como

redeposição, queda, intrusão de fluxo, escavação, dentre outros (Bosák, 2002; Ford e Williams, 2007). Conforme define Nichols (2009), as técnicas litoestratigráficas informam a idade relativa das unidades mostrando quais são mais jovens ou mais antigas com base nas características litológicas, não fornecendo, portanto, uma estrutura temporal. Bosák (2002) acrescenta, ainda, a importância do uso de fósseis para uma correlação bioestratigráfica, que se baseia na subdivisão vertical do tempo geológico de acordo com a fauna e flora fósseis.

2.3.2 Outros Métodos

Outros métodos podem ser empregados para enriquecer os estudos paleoambientais em cavernas, como a Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), que fornece informações sobre a composição ou a estrutura do sedimento (Dedavid *et al.*, 2007). Em ambientes cavernícolas tal método pode auxiliar a identificar a natureza do agente consolidante e feições autigênicas nos pacotes argilosos, como no trabalho de Laureano (1998). Para obter composições mineralógicas, a Difração de Raio X auxilia na identificação de minerais e argilo-minerais (Foos *et al.*, 2000; Martini, 2011). Já análises químicas como a Fluorescência de Raio X fornece avaliação quantitativa dos elementos na forma de óxidos e são usualmente empregadas nas pesquisas para caracterizar a proveniência dos sedimentos (ex: Darrénougué *et al.*, 2009; Frierdich e Catalano, 2012; Haddad-Martim *et al.*, 2017). Por fim, as análises físicas dos sedimentos como análise granulométrica e a micromorfologogia do grão auxiliam na divisão de fácies e compreensão do ambiente de sedimentação (Haddad-Martim *et al.*, 2017; Hubbe *et al.*, 2011; Martini, 2011).

Fitólitos podem ser definidos como partículas ou depósito de sílica hidratada, formados durante o crescimento (polimerização) das plantas que são liberadas após sua morte (Luz *et al.*, 2015; Shillito, 2013). São bons indicadores ambientais e ótima ferramenta para compreender ambientes passados, variabilidade climática e atividades antrópicas (Madella *et al.*, 2013; Osterrieth *et al.*, 2009). O trabalho de Wang *et al.* (2003) exemplifica a utilização do método ao realizar uma correlação dos fitólitos com características climáticas na China. Para estabelecer essas associações são consideradas as vias fotossintéticas e padrões distribuição no território que são correlacionados ao clima.

O objeto de estudo da palinologia são os palinomofos (poléns e esporos de plantas) que, através da reconstrução da vegetação, auxiliam nos estudos paleoclimáticos (Suguio, 2010). São amplamente utilizados em ambientes carvernícolas, mas suas interpretações requerem prudência, como adverte Hunt e Fiacconi (2018) em uma revisão dos fatores que afetam a tafonomia do polén, interferindo na confiabilidade dos registros palinológicos dos sedimentos no interior de caverna.

Complementarmente, para se estudar a extensão vertical e a disposição geométrica dos sedimentos pode-se utilizar técnicas de geofísica rasa, das quais se destaca o uso do GPR (*Ground Penetration Radar*- Radar de penetração no solo). O método fornece visualização detalhada das fácies e preenchimentos de canais (Noller *et al.*, 2000). Em cavernas são aplicados no estudo da geometria e

volumetria de canais, direção dos fluxos, diferenças laterais de fácies, espessura das camadas, dentre outros como nos trabalhos recentes de Teja Čeru *et al.* (2018a) e T. Čeru *et al.* (2018b).

2.4 ESTUDOS BRASILEIROS E SUAS POTENCIALIDADES

A pesquisa na Plataforma Capes retornou diversos trabalhos nos quais os sedimentos foram empregados para marcar a contemporaneidade da deposição com aspectos arqueológico/paleontológico (Auler *et al.*, 2006; Faure *et al.*, 1999; Fontugne, 2013; Kinoshita *et al.*, 2014; Michab *et al.*, 1998; Oliveira *et al.*, 2014; Peyre *et al.*, 1998; Piló *et al.*, 2005; Roosevelt *et al.*, 1996; Santos *et al.*, 2003). Para esses trabalhos são empregadas técnicas como datação de Carbono 14, luminescência opticamente estimulada e termoluminescência. A quantidade expressiva de trabalhos demonstra a ampla utilização dos sedimentos clásticos em cavernas mesmo que com outras finalidades.

O resultado para pesquisa em território brasileiro pode ser observado na *Figura 2-6*. Em um primeiro momento é notória a disparidade entre o número de cavernas já mapeadas e a quantidade de trabalhos que utilizam os sedimentos clásticos cavernícolas em uma perspectiva paleoambiental. Mesmo partindo da premissa que nem toda caverna possuirá depósitos sedimentares, esperava-se um quantitativo maior de estudos, conclusão sustentada, por exemplo, pelos estudos de Auler *et al.* (2009), que postula ser comum encontrar sedimentos antigos nas cavernas do leste brasileiro. Mesmo sendo poucos, os dados possuem alto valor científico devido às dificuldades impostas a esse tipo de estudo, frente a necessidade de obtenção de licenças perante órgãos competentes, materiais e profissionais adequados para o interior de caverna e instrumentos inerentes ao próprio ambiente cársticos.

Apesar desse cenário, o resultado também demonstra uma maior atenção aos sedimentos clásticos na última década comparada à inexistência de trabalhos anteriores. Isso pode ser atrelado à existência de novas abordagens metodológicas, como análises *multiproxy* que conferem maior possibilidade de correlação dos dados entre si e com outras pesquisas. A quantidade baixa de trabalhos permite a caracterização das pesquisas realizadas bem como abordar a metodologia e os resultados a fim de demonstrar as possibilidades de aplicação e estabelecer o contexto atual, realizada a seguir.

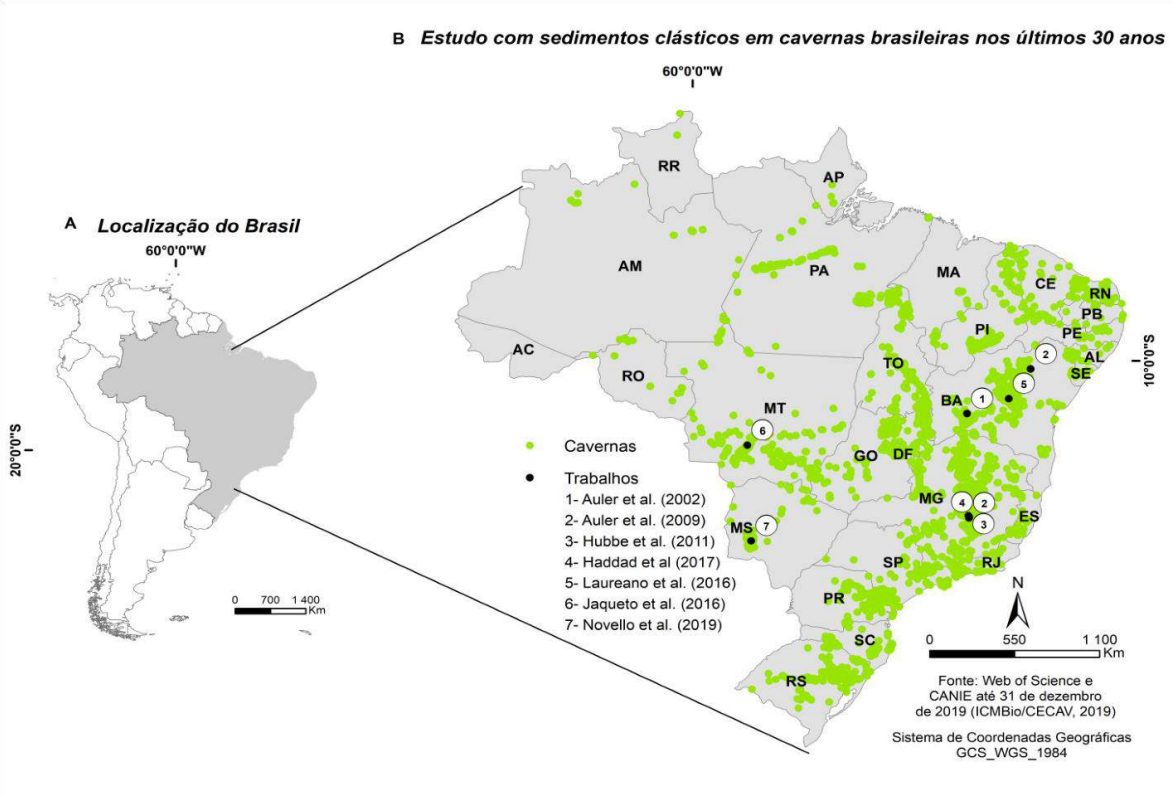


Figura 2-6 A - Localização do Brasil na América do Sul. B- Cavernas mapeadas no Brasil e localização dos trabalhos com sedimentos clásticos em cavernas com uma perspectiva paleoambiental.

O primeiro trabalho a se destacar realizou-se na Gruta do Padre/BA. Os sedimentos foram utilizados em análises paleomagnéticas, primeira aplicação no leste do Brasil, cujo objetivo era calcular a taxa de incisão fluvial no Cráton São Francisco (Auler *et al.*, 2002). Como advertem os autores, a avaliação quantitativa nessas áreas pode ser essencialmente problemática, uma vez que são tectonicamente estáveis com ausência de marcadores temporais. Os sedimentos depositados em passagens superiores antigas abandonadas podem registrar o rebaixamento do nível de base. Os resultados obtidos foram satisfatórios com idades variando entre 0,99 – 1,95Ma contemplando o *chrons* Brunhes ao Matuyama e seus respectivos *subchrons*. Os dados permitiram uma determinação das taxas de incisão fluvial de 25-34 m Ma $^{-1}$ para o Cráton São Francisco e estão de acordo com demais dados calculados por outros métodos. Esse trabalho demonstra como os sedimentos em caverna são fontes potenciais de estudo para evolução da paisagem, em áreas onde as características superficiais não são muito favoráveis.

Ainda em áreas cratônicas do leste brasileiro, no entanto em cavernas localizadas nas regiões semi-áridas de Campo Formoso e sub-úmida de Lagoa Santa/MG, Auler *et al.* (2009) realiza um estudo com finalidade de compreender a ligação entre os mecanismo de entrada de sedimentos, mudanças paleoambientais e a evolução da paisagem cárstica. Amostras sedimentares são coletadas de 15 cavernas e analisadas por fluorescência de raio X além da descrição sedimentar. A cronologia das camadas superiores e inferiores com precipitação química, quando possível, é obtida por meio do método de datação por série de urânio. A pesquisa oferece uma explanação detalhada sobre o carste nessas áreas

bem como sobre os processos de deposição e erosão sedimentar em cavernas. Além disso são comparados dados paleoclimáticos utilizando de espeleotemas e variação de $\delta^{18}O$. Ademais é discutida a natureza cíclica de mudanças climáticas que implicara na precipitação química e erosão ou entrada de sedimentos clásticos na caverna. Por fim, conclui-se que na área de Campo Formoso os períodos mais úmidos que os atuais são responsáveis pela precipitação de espeleotemas e o processo de aporte sedimentar ativo está condicionada ao clima semi-árido uma vez que a vegetação escassa permite a erosão de sedimentos e o preenchimento de cavernas. Já em Lagoa Santa o processo atual de transporte do sedimento para dentro das cavernas está atrelado a condições climáticas intermediárias ou em transição no qual a precipitação favorece o escoamento nas encostas e consequentemente a inserção do sedimento na caverna.

Embora o trabalho iniciado por Hubbe *et al.* (2011) na Caverna Cuvieri em Lagoa Santa/MG tenha objetivo inicial de contextualizar restos paleontólogicos em depósitos fossilíferos apresenta uma ótima abordagem deposicional para os sedimentos clásticos. Chama atenção a identificação das fácies sedimentares que abarca os sedimentos de caverna, oriundos do epicarste e solos e sedimentos de dolina. De forma contínua Haddad-Martim *et al.* (2017) a partir das fácies anteriormente denominadas procura compreender a dinâmica da evolução destas com paisagens próximas. A abordagem *multiproxy* detalhada inclui descrição dos sedimentos, análises granulométricas, composição química, conteúdo paleontológico, ^{14}C (ossos e dentes) e datação de ^{230} Th. No total, 12 fácies (11 fácies de sedimentos clásticos e uma química) foram identificadas por uma combinação de cor da matriz, grau de cimentação e características sedimentológicas. Os resultados permitiram entender a complexa evolução da sedimentação ocorrida ao longo dos últimos 300 mil anos em que aberturas da caverna permitiram a entrada de animais e sedimentos.

Utilizando nuclídeos cosmogênicos que é uma abordagem inédita para a datação de sedimentos clásticos cavernícolas nos estudos brasileiros, a pesquisa na chapada Diamantina (Laureano *et al.*, 2016) realizou-se no sistema de cavernas Lapa Doce e Torrinha, tendo como objetivo fornecer informações geocronológica e caracterizar os registros sedimentares da região. Amostras forram coletadas em seis trincheiras e depois utilizadas técnicas de petrografia e granulometria dos sedimentos, descrição de fácies, datação de urânio (*flowstone*) e datação a partir de quartzo cosmogênico. Cabe ressaltar que um estudo de fácies foi anteriormente realizado e apresentou resultados interessantes como a associação dos sedimentos com a evolução do relevo externo no qual os eventos de sedimentação subterrânea foram associados ao entalhamento de uma superfície de erosão e ao sistema de evolução das cavernas (Laureano, 1998). As idades resultantes de nuclídeos cosmogênicos forneceram resultados animadores, na ordem de 2 milhões de anos. As datações das séries de urânio demonstraram um aumento do nível de base com sucessivos eventos de variação do lençol freático entre 115-12 mil anos atrás, indicando um clima úmido.

No estudo de Jaqueto *et al.* (2016), realizado no Centro Oeste brasileiro, os sedimentos clásticos cavernícolas foram utilizados em conjunto com solos externos para comparação com o sinal magnético de uma estalagmite da Caverna Pau d'Alho/MT (*Figura 2-6*). Os dados magnéticos obtidos são comparados aos isótopos de carbono e oxigênio em diferentes escalas de tempo sugerindo um controle climático para entrada de minerais magnéticos na caverna. Dessa forma conclui-se que a concentração de tais minerais está condicionada a erosão do solo e cobertura vegetal. Portanto, períodos de seca resultariam em solos menos estáveis e maior aporte mineralógico em contrapartida a períodos chuvosos que se associam a uma vegetação mais densa capaz de reter tais minerais e diminuir o fluxo detrítico para o interior da caverna. Desse modo o estudo estabelece um novo emprego dos sedimentos para apoiar e validar técnicas magnéticas ambientais com a finalidade de reconstrução paleoclimática.

Pesquisa mais recente, o trabalho desenvolvido na Caverna do Jaraguá/ MS utiliza-se de uma abordagem *multiproxies* a fim de realizar estudos paleoclimáticos e paleoambientais ocorridas entre o Último Máximo Glacial (UMG) e o Holoceno na América do Sul e Central (Novello *et al.*, 2019). A metodologia aplicada aos sedimentos clásticos consiste em uma combinação de GPR, fluorescência de raio X, isótopos de matéria orgânica e teor de carbono além de cronologia de matéria orgânica por meio de ^{14}C. Os dados do perfil sedimentar são analisados em conjuntos com informações de estalagmite bem como do solo adjacente. Como resultado obtém-se implicações para a mudança no ambiente na transição do UMG e do Holoceno fornecendo três possíveis causas: variabilidade hidrológica, mudanças de temperatura e mudanças de CO_2 atmosférico. Destaca-se o resultado concordante dos valores de $\delta 13C$ de estalagmite e do perfil sedimentar para um tipo de vegetação (dominada por C_4) do UMG ser diferente daquelas no Holoceno (dominada por C_3). O interessante da pesquisa consiste na correlação de dados usualmente obtidos em sedimentos químicos (estalagmite) e sua associação a sedimentos clásticos em um estudo que envolve também análise de paleovegetação.

2.5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Sedimentos clásticos no interior de caverna são importante fonte de estudos paleoambientais que podem fornecer resultados da ordem das centenas até os milhões de anos. A condição presente nos ambientes carvenícolas permite a preservação das condições de deposição, diferente dos ambientes superficiais que estão sujeitos a ações intempéricas e erosivas de forma mais incisiva. A dinâmica sedimentar presente nas cavernas implica em uma análise mais criteriosa considerando diversos métodos analíticos. Conforme observado na revisão bibliográfica, existe uma variedade de métodos cronológicos e outros não cronológicos que utilizados de forma conjunta permitem obter bons resultados, como observado em trabalhos brasileiros.

Mesmo que o número de trabalhos seja pequeno frente ao potencial investigativo e a quantidade de cavernas mapeadas, as pesquisas realizadas demonstram um caráter promissor quanto aos estudos

paleoambientais e paleoclimáticos no Brasil. Para além de um marcador de contemporaneidade arqueológica ou paleontológica, os sedimentos clásticos fornecem várias oportunidades de aplicação constituindo ótima ferramenta de estudos. Diante do panorama de degradação ambiental crescente no território nacional ressalta-se a necessidade de mais estudos para compreensão dos ambientes cársticos, garantindo melhor gestão e proteção dessas áreas.

2.6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AITKEN, M.J. (1998) An Introduction to Optical Dating. New York: Oxford University Press. 267p.

ANDERTON, R. (1985) Clastic facies models and facies analysis. Geological Society, London, Special Publications, v.18, p.31–47.

AULER, A.S..; SMART, P.; TARLING, D.H..; FARRANT, A.R. (2002) Fluvial incision rates derived from magnetotratigraphy.pdf. Zeitschrift fü r Geomorphologie, v.46, p.391–40.

AULER, A.S.; PILÓ, L.B.; SMART, P.L.; WANG, X.; HOFFMANN, D.; RICHARDS, D.A.; EDWARDS, R.L.; NEVES, W.A.; CHENG, H. (2006) U-series dating and taphonomy of Quaternary vertebrates from Brazilian caves. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v.240, p.508–522.

AULER, A.S.; SMART, P.L.; WANG, X.; PILÓ, L.B.; EDWARDS, R.L.; CHENG, H. (2009) Cyclic sedimentation in Brazilian caves: Mechanisms and palaeoenvironmental significance. Geomorphology, v.106, p.142–153.

BOSÁK, P. (2002) Karst processes from the beginning to the end: How can they be dated? Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers, v.1, p.1–24.

BOSCH, R.F.; WHITE, W.B.(2007) Lithofacies and transport of clastic sediments in karstic aquifers. Studies of Cave Sediments: Physical and Chemical Records of Paleoclimate, p.1–22.

BRIDGE, J.S.; DEMICO, R. V. (2008) Earth surface processes, landforms and sediment deposits. New York: United States of America by Cambridge University Press, p835.

CAMPAÑA, I.; BENITO-CALVO, A.; PÉREZ-GONZÁLEZ, A.; ORTEGA, A.I.; BERMÚDEZ DE CASTRO, J.M.; CARBONELL, E. (2017) Pleistocene sedimentary facies of the Gran Dolina archaeo-paleoanthropological site (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain). Quaternary International, v.433, p.68–84.

ČERU, T.; DOLENEC, M.; GOSAR, A. (2018a) Investigating karst cave sediments of unroofed caves with GPR, XRF and XRD. In: 17TH INTERNATIONAL CONFERENCE ON GROUND PENETRATING RADAR, GPR, Rapperswil, Switzerland. Anais. Rapperswil, Switzerland. ISBN 978-1-5386-5777-5.

ČERU, T.; DOLENEC, M.; GOSAR, A. (2018b) Application of ground penetrating radar supported by mineralogical-geochemical methods for mapping unroofed cave sediments. Remote Sensing, v.10, p.1–25.

CHAZAN, M.; AVERY, D.M.; BAMFORD, M.K..; BERNA, F.; BRINK, J.;

FERNANDEZ-JALVO, Y.; GOLDBERG, P.; HOLT, S.; MATMON, A.; PORAT, N.; RON,

H.; ROSSOUW, L.; SCOTT, L.; HORWITZ, L.K. (2012) The Oldowan horizon in Wonderwerk Cave (South Africa): Archaeological, geological, paleontological and paleoclimatic evidence. Journal of Human Evolution, v.63, p.859–866.

CORRÊA, A.C.B.; TAVARES, B. DE A.C.; MONTEIRO, K. DE A.; FONSÊCA, D.N. (2016) The Application of Geochronometric Techniques in Geomorphology : a methodological updating. Espaço Aberto, v.6, p.45–74.

DARRÉNOUGUÉ, N.; DECKKER, P. DE; FITZSIMMONS, K.E.; NORMAN, M.D.; REED, L.; KAARS, S. VAN DER; FALLON, S. (2009) A late Pleistocene record of aeolian sedimentation in Blanche Cave, Naracoorte, South Australia. Quaternary Science Reviews, v.28, p.2600–2615.

DEDAVID, B.A.; GOMES, C.I.; MACHADO, G. (2007) MICROSCOPIA

ELETRÔNICA DE VARREDURA - Aplicações e preparação de amostras - Materiais Poliméricos, metálicos e semicondutores. Porto Alegre: EDIPUCRS, 60p.

FARRAND, W.R. (2001) Sediments and Stratigraphy in Rockshelters and Caves: A Personal Perspective on Principles and Pragmatics. Geoarchaeology - An International Journal, v.16, p.537–557.

FARRANT, A.R.; SMART, P.L. (2011) Role of sediment in speleogenesis; sedimentation and paragenesis. Geomorphology, v.134, p.79–93.

FAURE, M.; GUÉRIN, C.; PARENTI, F. (1999) Découverte d 'une mégafaune holocène do Serrote do Artur (aire archéologique de Sao Raimundo Nonato, Piauí, Brésil). C. R. Acad. Sci. Paris, p.443–448.

FEATHERS, J.; KIPNIS, R.; PILÓ, L.; ARROYO-KALIN, M.; COBLENTZ, D. (2010) How old is Luzia? luminescence dating and stratigraphic integrity at lapa Vermelha, Lagoa Santa, Brazil. Geoarchaeology, v.25, p.395–436.

FONTUGNE, M. (2013) New Radiocarbon Ages of Luzia Woman, Lapa Vermelha IV Site, Lagoa Santa, Minas Gerais, Brazil. Radiocarbon, v.55, p.1187–1190.

FOOS, A.M.; SASOWSKY, I.D.; LAROCK, E.J.; KAMBESIS, P.N. (2000) Detrital origin of a sedimentary fi ll, Lechuguilla Cave, Guadalupe Mountains, New Mexico. Clays and Clay Minerals, v.48, p.693–698.

FORD, D.; WILLIAMS, P. (2007) Karst Hydrogeology and Geomorphology. Wiley: Chichester p.562

FORMAN, S.L.; PIERSON, J.; LEPPER, K. (2000) Luminescence Geochronology. In: Quaternary Geochronology: Methods and Applications AGU. 1.ed. American Geophysical Union, Washington, D: p.157–176.

FRIERDICH, A.J.; CATALANO, J.G. (2012) Distribution and speciation of trace elements in iron and manganese oxide cave deposits. Geochimica et Cosmochimica Acta, v.91, p.240–253.

GEER, A.A.E. VAN DER; DERMITZAKIS, M.D. (2013) Caves And Fossils: Palaeontology In Greek Caves And Fissures. In: MAVRIDIS F., J.J.T. (Ed.). Stable Places and Changing Perceptions: Cave Archaeology in Greece. Oxford: Archaeopress, p.83–98.

GHILARDI, A.M.; FERNANDES, M.A.; BICHUETTE, M.E. (2011) Megafauna from the Late Pleistocene-Holocene deposits of the Upper Ribeira karst area, southeast Brazil. Quaternary International, v.245, p.369–378, 2011.

GHINASSI, M.; COLONESE, A.C.; GIUSEPPE, Z. DI; GOVONI, L.; VETRO, D. LO; MALAVASI, G.; MARTINI, F.; RICCIARDI, S.; BENEDETTO;, S. (2008) The Late Pleistocene clastic deposits in the Romito Cave, southern Italy: a proxy record of environmental changes and human presence. Journal of Quaternary Science, v.24, p.383–398.

GILLIESON, D. (1986) Cave sedimentation in the new Guinea highlands. Earth Surface Processes and Landforms, v.11, p.533–543.

GILLIESON, D. (1996) Caves: Processes, Development and Management. 1o ed. Massachusetts: Blackwell, 324p..

GOLDBERG, P.; SHERWOOD, S.C. (2006) Deciphering human prehistory through the geoarcheological study of cave sediments. Evolutionary Anthropology, v.15, p.20–36.

HADDAD-MARTIM, P.M.; HUBBE, A.; GIANNINI, P.C.F.; AULER, A.S.; PILÓ, L.B.; HUBBE, M.; MAYER, E.; WANG, X.; CHENG, H.; EDWARDS, R.L.; NEVES, W.A. (2017) Quaternary depositional facies in cave entrances and their relation to landscape evolution: The example of Cuvieri Cave, eastern Brazil. Catena, v.157, p.372–387.

HERMAN, E.K.; TORAN, L.; WHITE, W.B. (2012) Clastic sediment transport and storage in fl uviokarst aquifers: An essential component of karst hydrogeology. Carbonates and Evaporites, v.27, p.211–241.

HUBBE, A.; HADDAD-MARTIM, P.M.; HUBBE, M.; MAYER, E.L.; STRAUSS, A.; AULER, A.S.; PILÓ, L.B.; NEVES, W.A. (2011) Identifi cation and importance of critical depositional gaps in pitfall cave environments: The fossiliferous deposit of Cuvieri Cave, eastern Brazil. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v.312, p.66–78.

HUNT, C.O.; FIACCONI, M. (2018) Pollen taphonomy of cave sediments: What does the pollen record in caves tell us about external environments and how do we assess its reliability? Quaternary International, v.485, p.68–75.

ICMBIO/CECAV; (2019). Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas In : <http://www.icmbio.gov.br/cecav/projetos-e-atividades/potencialidade-deocorrencia-de-cavernas.html>.

JAQUETO, P.; TRINDADE, R.I.F.; HARTMANN, G.A.; NOVELLO, V.F.; CRUZ, F.W.; KARMANN, I.; STRAUSS, B.E.; FEINBERG, J.M. (2016) Linking speleothem and soil magnetism in the Pau d'Alho cave (central South America). Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v.121, p.7024–7039.

KARKANAS, P.; BAR-YOSEF, O.; GOLDBERG, P.; WEINER, S. (2000) Diagenesis in prehistoric caves: The use of minerals that form in situ to assess the completeness of the archaeological record. Journal of Archaeological Science, v.27, p.915–929.

KINOSHITA, A.; SKINNER, A.R.; GUIDON, N.; IGNACIO, E.; FELICE, G.D.; BUCO, C. DE A.; TATUMI, S.; YEE, M.; FIGUEIREDO, A.M.G.; BAFFA O. (2014) Dating human occupation at Toca do Serrote das Moendas, São Raimundo Nonato, PiauíBrasil by electron spin resonance and optically stimulated luminescence. Journal of Human Evolution, v.77, p.187–195.

KU, T.-L. (2000) Uranium-series methods. In: Quaternary Geochronology: Methods and Applications. 1.ed. Washington, DC: American Geophysical Union. p.101–114.

LAUREANO, F. V.; KARMANN, I.; GRANGER, D.E.; AULER, A.S.; ALMEIDA, R.P.; CRUZ, F.W.; STRÍCKS, N.M.; NOVELLO, V.F. (2016) Two million years of river and cave aggradation in NE Brazil: Implications for speleogenesis and landscape evolution.

Geomorphology, v.273, p.63–77.

LAUREANO, F.V. (1998) O registro sedimentar clástico associado aos sistemas de cavernas Lapa Doce e Torrinha, município de Iraquara, Chapada Diamantina (BA). 113p. Dissertação. Universidade de São Paulo, São Paulo.

LAUREANO, F.V. (2014) Idades de Soterramento 26al/10 Be em grão de quartzo e o assoreamento de sistema de Cavernas Na Região Iraquara (Ba): 2 Milhões de anos de registro sedimentar Quaternário. 86p. Tese de Douturado. Universidade de São Paulo, São Paulo.

LAUREANO, F.V.; KARMANN, I. (2013) Sedimentos clásticos em sistemas de cavernas e sua contribuição em estudos geomorfológicos: uma revisão. Revista Brasileira de Geomorfologia, v.14, p.23–33.

LUZ, L.D.; KALINOVSKI, E.C.Z.; PAROLIN, M.; SOUZA FILHO, E.E. DE. (2015) Estágio Atual do Conhecimento sobre Fitólitos no Brasil. Terrae Didática, v.11, p.52–64.

MADELLA, M.; LANCELOTTI, C.; OSTERRIETH, M.(2013) Comprehensive perspectives on phytolith studies in Quaternary Research. Quaternary International, v.287, p.1–2.

MALLOL, C.; CABANES, D.; BAENA, J. (2010) Microstratigraphy and diagenesis at the upper Pleistocene site of Esquilleu Cave (Cantabria, Spain). Quaternary International, v.214, p.70–81.

MARTINI, I. (2011) Cave clastic sediments and implications for speleogenesis: New insights from the Mugnano Cave (Montagnola Senese, Northern Apennines, Italy). Geomorphology, v.134, p.452–460.

MARTINI, I.; RONCHITELLI, A.; ARRIGHI, S.; CAPECCHI, G.; RICCI, S.; SCARAMUCCI, S.; SPAGNOLO, V.; GAMBASSINI, P.; MORONI, A. (2018) Cave clastic sediments as a tool for refi ning the study of human occupation of prehistoric sites: insights from the cave site of La Cala (Cilento, southern Italy). Journal of Quaternary Science, v.33, p.586–596.

MICHAB, M.; FEATHERS, J.K.; JORON, J.L.; MERCIER, N.; SELO, M.; VALLADAS, H.; VALLADAS, G.; REYSS, J.L.; ROOSEVELT, A.C. (1998) Luminescence dates for the paleoindian site of Pedra Pintada, Brazil. Quaternary Science Reviews, v.17, p.1041–1046.

NEWITT, D..; RICHARDSON, J..; ABBOUTT, M.; TURTLE, R.. (1955) Hydraulic conveying of solids in horizontal pipes. Transactions Institute of Chemical Engineers, v.33, p.93–110.

NICHOLS, G. (2009) Sedimentology and Stratigraph. 2o ed. Oxford: Blackwell, 432p.

NOLLER, J.S.; SOWERS, J.M.; COLMAN, S.M.; PIERCE, K.L. (2000) Introduction to Quaternary geochronology. In: Quaternary Geochronology: Methods and Applications. 1.ed. Washington, DC: American Geophysical Union, p.1–10.

NOVELLO, V.F.; CRUZ, F.W.; MCGLUE, M.M.; WONG, C.I.; WARD, B.M.; VUILLE, M.; SANTOS, R.A.; JAQUETO, P.; PESSENDA, L.C.R.; ATORRE, T.; RIBEIRO, L.M.A.L.; KARMANN, I.; BARRETO, E.S.; CHENG, H.; EDWARDS, R.L.; PAULA, M.S.; SCHOLZ, D. (2019) Vegetation and environmental changes in tropical South America from the last glacial to the Holocene documented by multiple cave sediment proxies. Earth and Planetary Science Letters, v.524, p.1–11.

OLIVEIRA, P. V.; RIBEIRO, A.M.; OLIVEIRA, É. V.; VIANA, M.S.S. (2014) The dasypodidae (mammalia, xenarthra) from the urso fóssil cave (quaternary), parque nacional de

ubajara, state of ceará, Brazil: Paleoecological and taxonomic aspects. Anais da Academia Brasileira de Ciencias, v.86, p.147–158.

OSBORNE, R.A.L.(1984) Lateral facies changes, unconformities and stratigraphic reversals: their signifi cance for cave sediment stratigraphy. Cave Science, v.11, p.175–184.

OSBORNE, R.A.L. (1986) Sedimentation in caves- a review. Publications of the Geological Society of Australia, v.2, p.189–217.

OSBORNE, R.A.L.(2001) Petrography of Lithified Cave Sediments. In: 13TH INTERNATIONAL CONGRESS OF SPELEOLOGY; 4TH SPELEOLOGICAL CONGRESS OF LATIN AMÉRICA AND CARIBBEAN; 26TH BRAZILIAN CONGRESS OF SPELEOLOGY2001, Brasilia. Anais. Brasilia.

OSTERRIETH, M.; MADELLA, M.; ZURRO, D.; FERNANDA ALVAREZ, M. (2009) Taphonomical aspects of silica phytoliths in the loess sediments of the Argentinean Pampas. Quaternary International, v.193, p.70–79.

PEYRE, E.; GUÉRIN, C.; GUIDON, N.; COPPENS, Y. (1998) Des restes humains pléistocènes dans la grotte du Garrincho, Piauí, Brésil. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie II. Sciences de la Terre et des Planetes, v.327, p.335–360.

PILÓ, L.B.; AULER, A.S.; NEVES, W.A.; WANG, X.; CHENG, H.; EDWARDS, R.L.(2005) Geochronology, sediment provenance, and fossil emplacement at Sumidouro Cave, a classic Late Pleistocene/Early Holocene paleoanthropological site in eastern Brazil. Geoarchaeology, v.20, p.751–764.

ROOSEVELT, A.C.; COSTA, M.L.; MACHADO, C.L.; MICHAB, M.; MERCIER, N.; VALLADAS, H.; FEATHERS, J.; BARNETT, W.; SILVEIRA, M.I.; HENDERSON, A.; SLIVA, J.; CHERNOFF, B.; REESE, D.S.; HOLMAN, J.A.; TOTH, N.; SCHICK, K.(1996) Paleoindian Cave Dwellers in the Amazon : The Peopling of the Americas. Science, v.272. p.373–384 .

SANTOS, G.M.; BIRD, M.I.; PARENTI, F.; FIFIELD, L.K.; GUIDON, N.; HAUSLADEN, P.A. (2003) A revised chronology of the lowest occupation layer of Pedra Furada Rock Shelter, Piauí, Brazil: The Pleistocene peopling of the Americas. Quaternary Science Reviews, v.22, p.2303–2310.

SASOWSKY, I.D. (2007) Clastic sediments in caves - Imperfect recorders of processes in karst. Acta Carsologica, v.36, p.143–149.

SHILLITO, L.M. (2013) Grains of truth or transparent blindfolds? A review of current debates in archaeological phytolith analysis. Vegetation History and Archaeobotany, v.22, p.71–82.

SPRINGER, G.S. (2005) Clastic Sediments in Caves. In: CULVER, DAVID C; WHITE, W.B. (Ed.). Encyclopedia of Caves. 1° ed. San Diego: Elsevier Academic Press . p.102–108.

SPRINGER, G.S.; KITE, J.S. (1997) River-derived slackwater sediments in caves along Cheat River, West Virginia. Geomorphology, v.18, p.91–100, 1997.

STOCK, G.M.; GRANGER, D.E.; SASOWSKY, I.D.; ANDERSON, R.S.; FINKEL, R.C. (2005) Comparison of U-Th, paleomagnetism, and cosmogenic burial methods for dating caves: Implications for landscape evolution studies. Earth and Planetary Science Letters, v.236, p.388–403.

SUGUIO, K. (2010) Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais. São Paulo: Ofi cina de Texto, 408p.

TARBUCK, E.J.; LUTGENS, F.K.; TASA, D.; AMR TRADUCCIONES CIENTÍF ICAS; J, T.E.; LUTGENS, F.K. (2005) Ciencias de la tierra una introducció n a la geología fís ica. 8° ed. Madrid: Pearson Educación, 736p.

VEROSUB, K.L. (2000) Paleomagnetic Dating. In: Introduction to Quaternary Geochronolog. 1o ed. Washington, DC: American Geophysical Union p.339–356.

WANG, W.; JINLING, L.; XIADON, Z. (2003) Climate indexes of phytoliths from Homo erectus? cave deposits in Nanjing. Chinese Science Bulletin, v.48, p.2005–2006.

WHITE, W.B. (2007) Cave sediments and paleoclimate. Journal of Cave and Karst Studies, v.69, p.76–93.

ZREDA, M.G.; PHILLIPS, F.M. (2000) Cosmogenic Nuclide Buildup in Surfi cial Materials. In: Introduction to Quaternary Geochronolog. 1.ed. Washington, DC: American Geophysical Union, p.61–76.

3 RESULTADO/DISCUSSÃO

REGISTRO PALEOAMBIENTAL A PARTIR DE SEDIMENTOS CLÁSTICOS EM CAVERNAS NO BRASIL CENTRAL: GRUNA TARIMBA/GO

Dandara Maria Vitalina Da Silva Caldeira, Rogério Uagoda, Adivane Morais Nogueira, Jeremie Garnier, André de Oliveira Sawakuchi

Resumo: Este trabalho fornece uma análise dos sedimentos clásticos na Gruna Tarimba apresentando importantes dados para o contexto sedimentar na região central do Brasil. Os três perfis sedimentares estudados abrigam extensas deposições que refletem um intenso aporte sedimentar ocorrido desde o Pleistoceno Médio até o Pleistoceno Superior. Foram utilizadas técnicas para caracterização sedimentolológica (granulometria e índice de circularidade), composição mineralógica (Difração de Raio-X), impressão química (ICP-OES) e cronologia (Luminescência Opticamente Estimulada e Carbono 14). Oito fácies sedimentares foram identificadas sendo uma de origem autóctone (Guano) e sete de origem alóctone que correspondem ao fluxo de detritros (Diamictito) e fluvial (Canal, Decantação e Inundação) abrigando uma diversidade no tamanho dos sedimentos, desde argilas até cascalhos. Os resultados obtidos indicam várias fases de sedimentação ocorridos nos últimos 200 mil anos demonstrando o caráter dinâmico dos eventos associado a possíveis mudanças na paisagem circundante com diversas fontes de proveniências para os sedimentos depositados.

Palavras-chave: Caverna, Paleoambiente, Sedimentação

Abstract: This work provides an analysis of the clastic sediments in Gruna Tarimba presenting important data for the sedimentary context in central Brazil. The three sedimentary profiles studied have extensive depositions that reflect an intense sedimentary contribution that occurred from the Middle Pleistocene to the Upper Pleistocene. Techniques were used for sedimentological characterization (granulometry and circularity index), mineralogical composition (X-Ray Diffraction), chemical printing (ICP-OES), and chronology (Optically Stimulated Luminescence and Carbon 14). Eight sedimentary facies were identified, one of autochthonous origin (Guano) and seven of allochthonous origin that corresponds to the flow of detritus (Diamictito) and fluvial (Channel, Decantation, and Flood) comprising a diversity of material, from cuttings to clays. The results obtained indicate several phases of sedimentation that occurred in the last 200 thousand years, demonstrating the dynamic character of the events resulting from possible changes in the surrounding landscape and suggesting several sources of provenance for the deposited sediments.

Keywords: Cave, Paleoenvironment, Sedimentation

3.1 INTRODUÇÃO

Cavernas são sistemas ambientais frágeis que contém ótimos registros paleoambientais. Os sedimentos clásticos presentes no ambiente cavernícola, diferente dos expostos em superfície, são protegidos do sistema dinâmico da evolução da paisagem que a produz, fornecendo registros de até milhares de anos (BALLESTEROS et al., 2019; GILLIESON, 1996; MCADAMS et al., 2019). Com um processo de sedimentação análogo ao superficial, a deposição é dinâmica e complexa o que muitas vezes dificulta a interpretação, em razão da sua natureza peculiar (GILLIESON, 1996; WHITE, 2007). Os dados provenientes destes ambientes devem ser sustentados por diferentes metodologias a fim de encobrir prováveis lacunas existentes. Além disso, ao tentar compreender estes sistemas precisa-se de um conhecimento amplo e diverso embasado em estudos geomorfológicos, sedimentológicos, paleoecológicos e geocronológicos detalhados dos registros externos (WOODWARD; GOLDBERG, 2001).

Em uma definição usual, os sedimentos clásticos são aqueles formados a partir da fragmentação de rochas decorrentes de processos de intemperismo físico e químicos que sofrem transformações em razão da seleção durante o transporte e alteração química (GILLIESON, 1996). Geralmente os sedimentos clásticos de origem externa derivam das rochas adjacentes e seu mecanismo de entrada depende de fatores externos como o clima, geomorfologia e tectônica, representando dessa forma o cenário do ambiente circundante (FARRANT; SMART, 2011; PLOTNICK; KENIG; SCOTT, 2015). Assim, os materiais depositados e os padrões de deposição refletem a escala dos processos terrestres provocadas por forças motrizes regionais transmitidas pelo clima e pela tectônica (ARRIOLABENGOA et al., 2015; SPRINGER, 2005).

Como advertem alguns autores, o estudo dos sedimentos clásticos em cavernas é desafiador uma vez que mesmo com processos de deposição similares aos superficiais a dinâmica na caverna pode acarretar configurações complexas de sedimentação (FORD; WILLIAMS, 2007; GILLIESON, 1996; OSBORNE, 1986). A lei de deposição sedimentar, por exemplo, comumente é violada de forma a existir a possibilidade de encontrar sedimentos mais antigos sobrepostoss aos mais jovens (SPRINGER, 2005). Ademais a deposição não ocorre de forma homogênea nos condutos gerando lacunas temporais e descontinuidade nos registros, reforçando a necessidade de reunir os pequenos registros para obter um cenário mais abrangente sujeito a constantes refinamentos a partir da evolução das técnicas de análises (GILLIESON, 1996; PLOTNICK; KENIG; SCOTT, 2015). Desse modo, estabelecer correlações cronológicas precisas é fundamental para desvendar as conexões entre eventos subterrâneos e superficiais (OSBORNE, 2005; WHITE, 2007).

Nesse contexto, o Brasil destaca-se por apresentar uma quantidade expressiva de cavernas com mais de 20 mil cavidades mapeadas vinculadas a um crescente potencial para aumento (ICMBIO/CECAV,

2020). Tema crescente nas últimas décadas, os sedimentos clásticos têm se consolidado como objeto de estudo em uma perspectiva paleoambiental visto que já existe uma extensa demanda para análises paleontológicas e ou arqueológicas (AULER et al., 2006; FAURE; GUÉRIN; PARENTI, 1999; FONTUGNE, 2013; KINOSHITA et al., 2014; MICHAB et al., 1998; OLIVEIRA et al., 2014; PEYRE et al., 1998; PILÓ et al., 2005; ROOSEVELT et al., 1996; SANTOS et al., 2003). Dentre os trabalhos brasileiros (AULER et al., 2009, 2002; HADDAD-MARTIM et al., 2017; HUBBE et al., 2011a; JAQUETO et al., 2016; LAUREANO et al., 2016; NOVELLO et al., 2019) poucos foram realizados na região central do país e até o momento não há nenhum na borda oeste do Cráton São Francisco (CALDEIRA; UAGODA; NOGUEIRA, 2019).

O estado de Goiás o 5º maior em quantidade de cavernas mapeadas do Brasil, abrigando um cenário promissor para estudo com aproximadamente 1001 cavidades, dentre elas a Gruna Tarimba. Localizada na Área de Proteção Ambiental Nascente do Rio Vermelho (APARNRV), na região central do Brasil (Figura 3-1), a Tarimba é a sexta maior caverna em projeção horizontal do território nacional com cerca de 14 km mapeados, ainda pouco estudados. Detentora de uma fauna endêmica atualmente é ameaçada por atividades antrópicas com potencial de impacto ambiental, como captação de água para abastecimento público no interior das cavernas, mineração em áreas cársticas, severa degradação dos solos, sedimentos nas áreas de recarga e acelerada colmatação de dutos (ICMBIO/CECAV, 2017).

Este trabalho tem como objetivo estabelecer a dinâmica deposicional dos sedimentos clásticos no interior da Gruna Tarimba associando a dinâmica da evolução da paisagem superficial circundante. Para além, busca fornecer os primeiros dados geoquímicos e geocronológicos a partir de sedimentos clásticos na região que poderão servir de base para futuras pesquisas a serem desenvolvidas na área.

3.2 CONTEXTO GEOLÓGICO/GEOMORFOLÓGICO

A área de estudo está localizada borda oeste do Cráton São Francisco e corresponde aos sedimentos da Bacia São Francisco. O embasamento é composto por uma sucessão de rochas carbonáticas e siliciclásticas do Grupo Bambuí de idade Neoproterozóica, que abriga uma das principais províncias cársticas do Brasil, sendo recoberto por sedimentos da Bacia Sanfranciscana representada pelas Coberturas Fanerozóicas (Grupo Areado, Grupo Urucuia e Formação Chapadão), (CAMPOS; DARDENNE, 1997), Figura 3-1.

O Grupo Bambuí com extensa ocorrência na área, está associado a deposição dos sedimentos sobre uma plataforma epicontinental estável a partir de megaciclos transgressivos-regressivos em bacia com um gradiente muito fraco de fundo e águas rasas (ARAUJO; MORETON, 2008; DARDENNE, 1981; DARDENNE; MAGALHAES; SOARES, 1978). Na área, a espessura total da estratigrafia completa é 1700 metros (CRUZ, 2012) abrigando seis formações litoestratigráficas, proposto por Dardenne et al.

(1978), descritas da base para o topo como: Jequitaí, Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias. Localmente destaca-se a Formação Lagoa do Jacaré caracterizada por alternância de calcários oolíticos e pisolíticos, cinza escuro, fétidos, cristalinos, lenticulares com siltitos e margas. Constitui a litologia predominante da região e onde se desenvolvem as cavernas da área incluindo a Gruna Tarimba.

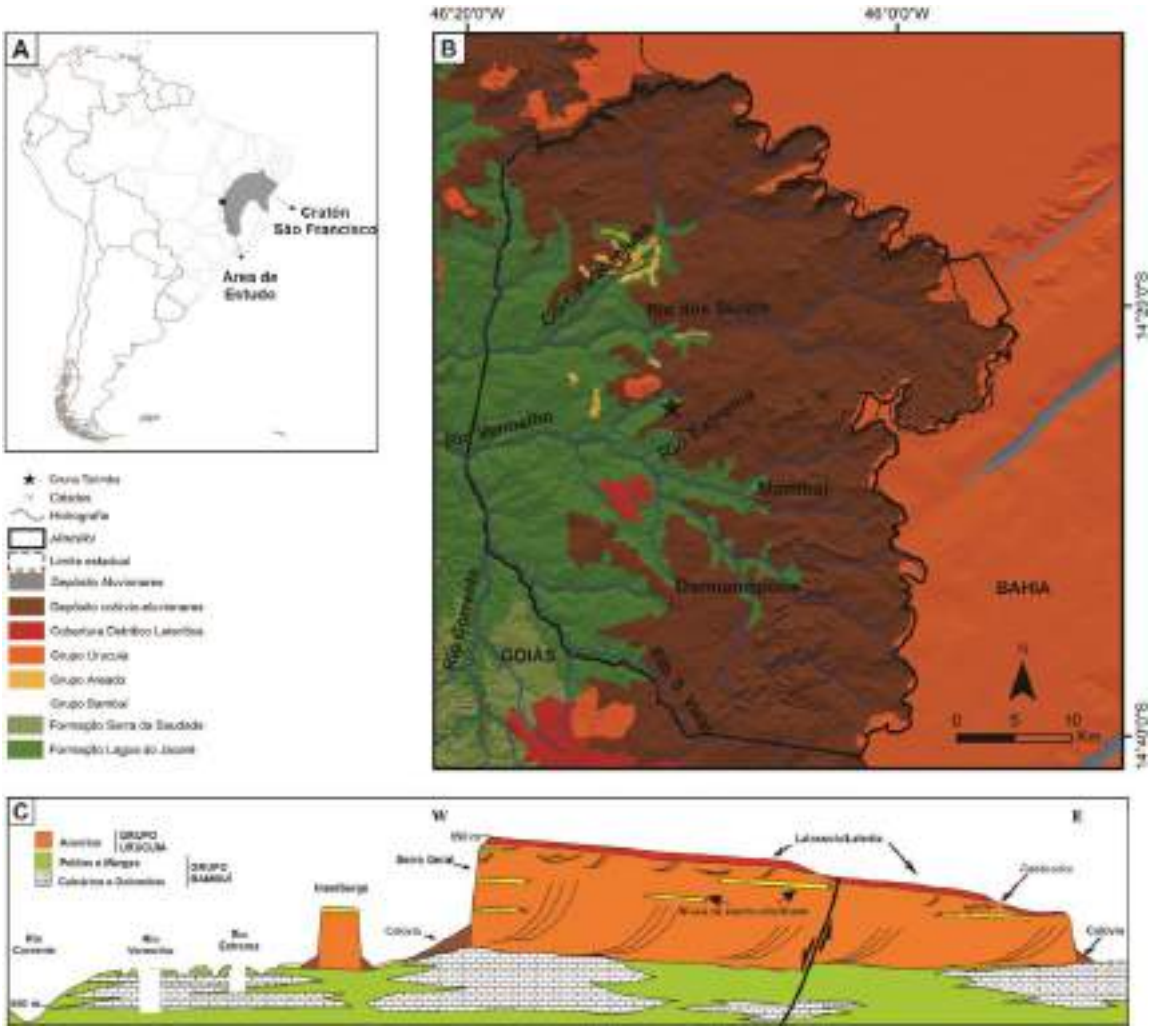


Figura 3-1 Localização da área de estudo no Cráton São Francisco. B- Mapa geológico. Fonte: Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Sistema de coordenada, UTM. Zona, 23S. SIRGAS 2000. C - Contexto geomorfológico (GASPAR; CAMPOS, 2007) adaptado por UAGODA et al. (2019) demostrando como o processo de regressão da serra Geral disponibiliza sedimentos depositados na forma de colúvios e como o rio Corrente estabelece o nível base locais(Vermelho e Extrema) controlando os níveis de deposição no interior das cavernas

O Grupo Areado com ocorrência limitada à porção norte corresponde a sedimentos do Eocretáceo marcado por variações laterais em razão aos diversos ambientes deposicionais (CAMPOS; DARDENNE, 1997). Subdivide-se, do topo para base, nas formações: Abaeté, de origem fluvial, representada pelos conglomerados e arenitos depositados em leques aluviais e canais fluviais entrelaçados (ARAUJO; MORETON, 2008); Quiricó, de origem lacustre, composta por sedimentos pelíticos com folhelhos e siltitos de várias cores na base com intercalação de arenitos da porção mediana para o topo; e Três Barras, representando a atuação simultânea de sistemas fluviais, fluvio – deltáicos e

desérticos composta por arenitos médios, brancos, esverdeados ou rosados. Na região foram encontrados conglomerados e arenitos fluviais, maciços, por vezes estratificados com espessura de até 5m preservadas em paleodepressões do embasamento (SIQUEIRA, 2017).

O Grupo Urucuia de idade cretácea constitui-se basicamente por arenitos em um sistema de deposição eólico fluvial e ocorre na porção leste da área, prioritariamente no estado da Bahia e em alguns morros testemunhos reliquiares (*inselbergs*). Caracteriza-se por arenitos quartzosos, avermelhados e brancos, de granulação fina a média, com grãos arredondados, bem selecionados e com rara ocorrência de matriz argilosa (IGLESIAS; UHLEIN, 2009). São identificadas duas formações (CAMPOS; DARDENNE, 1997): Posse, unidade basal, caracteriza-se por um arranjo de fácies que permite associar a um sistema eólico de campos de dunas e um fluvial entrelaçado psamítico; e, Serra das Araras composta por arenitos, argilitos, e conglomerados que representam a sedimentação fluvial desenvolvida em planícies, apresentando grande variação do regime e carga de fluxo. Localmente os arenitos rosados a avermelhados, finos a médio, desenvolvem na forma de morros testemunhos isolados (CRUZ, 2012).

A Formação Chapadão, que ocorre de forma expressiva na região, corresponde as coberturas cenózóicas, detríticas lateríticas, predominantemente arenosas inconsolidadas, resultantes de intensos processos erosivos que recobrem todos os demais grupos (CAMPOS; DARDENNE, 1997; IGLESIAS; UHLEIN, 2009). São definidas como: aluvionares, resultante do retrabalhamento fluvial recente de diferentes materiais detríticos inconsolidados correspondendo na região por areias brancas, amareladas, com grãos angulosos a arredondados, leitos conglomeráticos, argilas e raras concreções calcárias; coluvionares, oriunda da regressão do relevo constituídas por areias vermelhas ou esbranquiçada com uma fração argilosa de até 30%, representada por caolinitas expansíveis; e eluvionares, correspondentes às areias inconsolidadas desenvolvidas a partir dos arenitos das diferentes unidades fanerozóicas distribuídas nas chapadas. Os depósitos gerados a partir da decomposição dos calcários e pelitos do Grupo Bambuí constituem-se principalmente por argilas avermelhadas geralmente associadas a áreas de intensa carstificação (IGLESIAS; UHLEIN, 2009).

A configuração geomorfológica se caracteriza por uma paisagem de cuesta denominada Serra Geral de Goiás, gerada principalmente pela erosão regressiva (CHEREM; VARAJÃO, 2014), Figura 3-1. Sobressaindo na paisagem com um relevo tabuliforme, a serra possui direção norte-sul com cerca de 400 km de extensão e constitui um divisor águas de duas importantes bacias hidrográficas brasileiras, São Francisco (leste) e Tocantins-Araguaia (oeste). Nesse cenário a porção superior (Chapadão Central) remanescente da superfície Sulamericana perfaz os arenitos do Grupo Urucuia, a porção inferior (Vão do Paranã) corresponde a resquício da superfície Velhas instalada sobre rochas do Grupo Bambuí e nas porções intermediárias são observados depósitos colúvio-eluvionares gerados pelo desmonte dos arenitos (CHEREM; VARAJÃO, 2014). Na área ainda são observados morros testemunhos que se destacam em meio a paisagem (Figura 3-2).

Os processos erosivos originários do recuo do Chapadão Central retiram os sedimentos e os depositam em encostas/vertentes que posteriormente são transportados para o sistema cársticos subterrâneo localizados em áreas topograficamente mais baixas. Tal dinâmica favorece um sistema cárstico entulhado de sedimentos clásticos no qual dois tipos de cavernas se destacam : aquelas próximas a zona de transição entre terrenos cársticos e talus (depósitos aluvio-coluvionares oriundos do Grupo Urucuia) com ocorrência de cavernas vadosas e meândricas preenchidas com sedimentos e sinais de paragênese; e aquelas cavernas próximas aos *canyons* que são freáticas quase sem sedimentos (HUSSAIN; UAGODA, No Prelo).

A evolução do carste correlaciona-se com a dinâmica dos rios locais como Vermelho, Buritis, Piracanjuba e Prata que desenvolvem através do alargamento de fraturas e falhas pelo processo de dissolução formando *canyons*, pontes cársticas , sumidouros e ressurgências ravinadas com formas de topo aguçados, densidade de drenagem forte e declividades de 20 a 45% (IBGE, 1995). O sistema de recarga advém do aquífero Urucuia que tem alimenta os rios das regiões carbonáticas, localmente representada pelo Rio Vermelho e Buritis. Na superfície são encontradas feições típicas do carste como dolinas colmatadas, de sufusão e colapso (FERREIRA; UAGODA, 2019) além vales secos, vale abandonados , sumidouros, ressurgências e lapiás onde rochas cabornáticas são expostas (MOTTA, 2003).

O clima é tropical com característica sazonal, apresentando um período seco (abril a setembro) e outro chuvoso (outubro a março) com índice pluviométrico de aproximadamente 1260mm/ano. A temperatura média anual é de 24°C e a vegetação e típica de cerrado. Na região, trabalho recente) (NUNES; UAGODA, No Prelo) pontua que os principais tipos de solos correspondem ao Neossolos Quartzarênicos (43,1%) associado a planícies, constituídos basicamente por areia (>90%) com uma composição mineralógica contendo quartzo e caulinita; Chernossolos (19,3%) em posição de meia encosta característicos das áreas carbonatadas apresentam textura argilosa dura que quando seca forma bloco-subagunlares; e Latossolos (13,3%) presente nas chapadas, dispõem de textura franco argilo-arenosa cuja identificação deu-se por meio de argilas de baixa atividade (principalmente caulinita) e presença de óxidos (hematita e goetita). Esses tipos de solos apontam para processos intempéricos em condições úmidas e quentes no qual a erosão atuante é responsável por sua remoção dos sedimentos

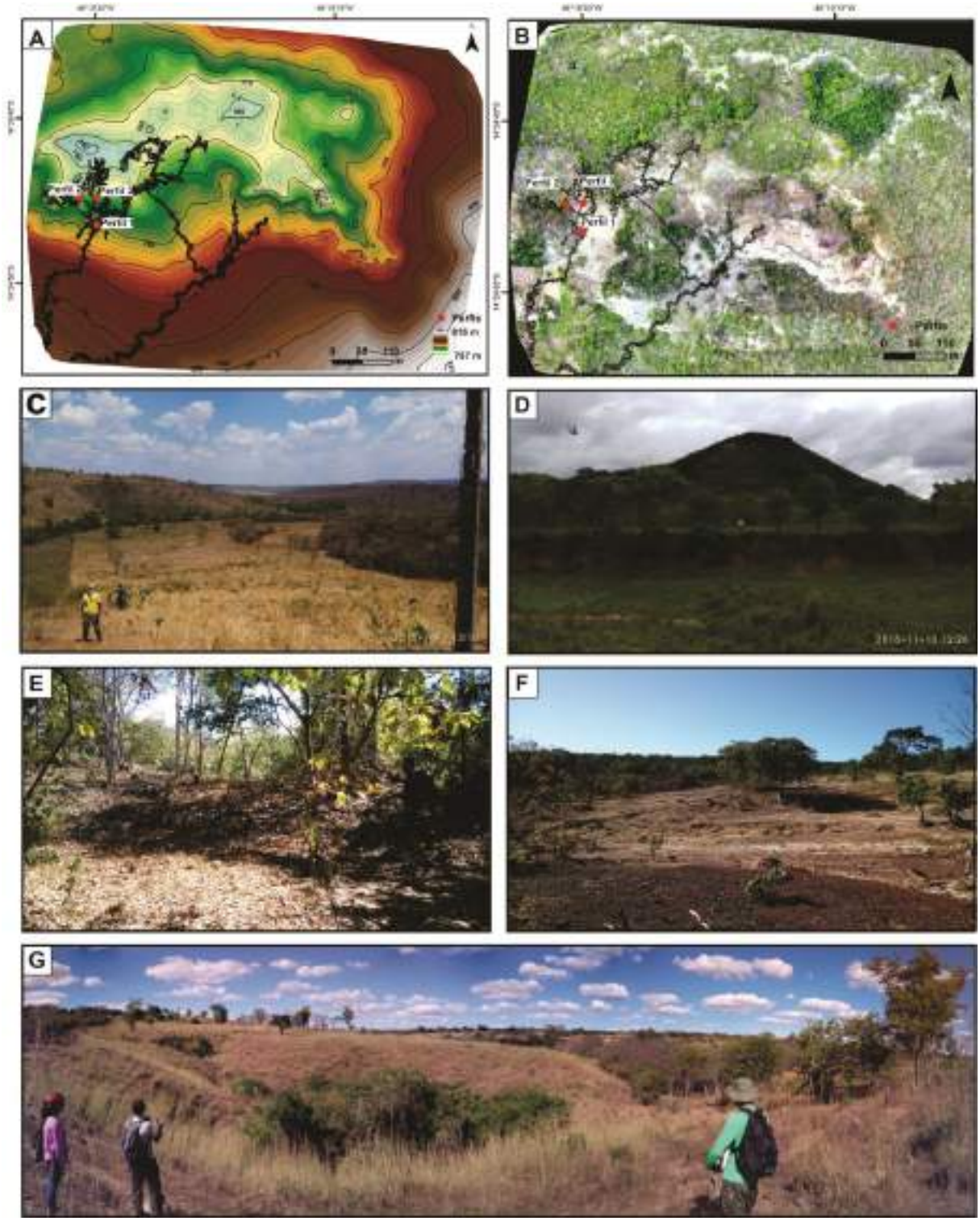


Figura 3-2 Caracterização do carste local no entorno da Gruna Tarimba. A – Mapa hipsométrico. B- Imagem de alta resolução contendo os depósitos sedimentares no qual as tonalidades esbranquiçadas representam os sedimentos inconsolidados do Grupo Urucuia no topo das encostas. C – Paisagem local com morros testemunhos no fundo. D – Morro testemunho (inselberg). E – Entrada principal da Gruna Tarimbal. F – Solos com avançado processo de degradação nas adjacências da caverna. G – Dolina de colapso em uma das entradas. Fotos: Dandara Caldeira, Renan Smith Penido Louzada e José Gustavo da Silva Nunes

3.3 GRUNA TARIMBA

A Gruna Tarimba é uma importante caverna no cenário nacional em virtude da sua extensão e também pela ocorrência espécies endêmicas como o peixe *Ituglanis Boticário* (RIZZATO; BICHUETTE, 2014) Figura 3-3. Classificada como uma caverna vadosa, dendrítica com tendência a retilinearidade dos condutos e padrões anastomosados nas entradas, atribuídos a existência de vários coletores e concentração sedimentares que causam o entulhamento das passagens (MOTTA, 2003). Apresenta desenvolvimento diversificado exibindo trechos com vários desníveis nos quais a amplitude vertical média é de 17 metros na parte mais alta e diminui drasticamente para 2 metros em alguns trechos abrigando inúmeras galerias fósseis (MOTTA, 2003). Atualmente não recebe visitação devido aos dutos estreitos e profundos que inviabilizam o turismo principalmente em períodos chuvosos.

Desenvolve-se no limite entre o Grupo Bambuí e depósitos aluvio coluvionares (Formação Chapadão) caracterizado por um modelo de carste encoberto (Figura 3-1). Situa-se em uma depressão periférica de uma cuesta em regime de regressão das vertentes, resultando na exposição de calcários em superfícies que muitas vezes estão cobertas por um solo provavelmente oriundo da decomposição do arenito (HUSSAIN; UAGODA, No Prelo; SBE et al., 2014). A entrada principal (14º24’42.84”S e 46°10’29.63”O) localiza-se em uma grande dolina indicando captura de drenagem para o interior da caverna que por vezes sofrem com atividades antrópicas representadas tipicamente pelas práticas agropecuárias tendo como resultados solos com sinais de processos erosivos intensos (Figura 3-2). Localmente são observados sedimentos inconsolidados do Grupo Urucuia no topo da encosta, neossolo litólico na média encosta e chernossolos e calcário da Formação Lagoa do Jacaré do Grupo Bambuí na porções mais baixas (HUSSAIN et al., 2020), Figura 3-2. Os diferentes tipos de solo e rocha e suas características como porosidade e permeabilidade estão conectados aos padrões de escoamento superficial e recarga do aquífero (HUSSAIN et al., 2020) sendo condicionantes para a retirada e transporte dos sedimentos para o interior da caverna.

A deposição dos sedimentos em níveis superiores foi controlada pela mudança do gradiente hidráulico do Rio Vermelho, possível bacia de drenagem, que consequentemente refletiu no seu tributário, Rio Extrema que corresponde ao nível de base local (Figura 3-1). Nas áreas profundas observa-se um fluxo d’água perene de baixa vazão que durante os períodos chuvosos recebe grande volume d’água. As interconexões subterrâneas, ainda desconhecidas, estão em fase de mapeamento, mas sabe-se de uma aparente conexão entre a Gruna da Tarimba e o sumidouro no Rio Extrema.

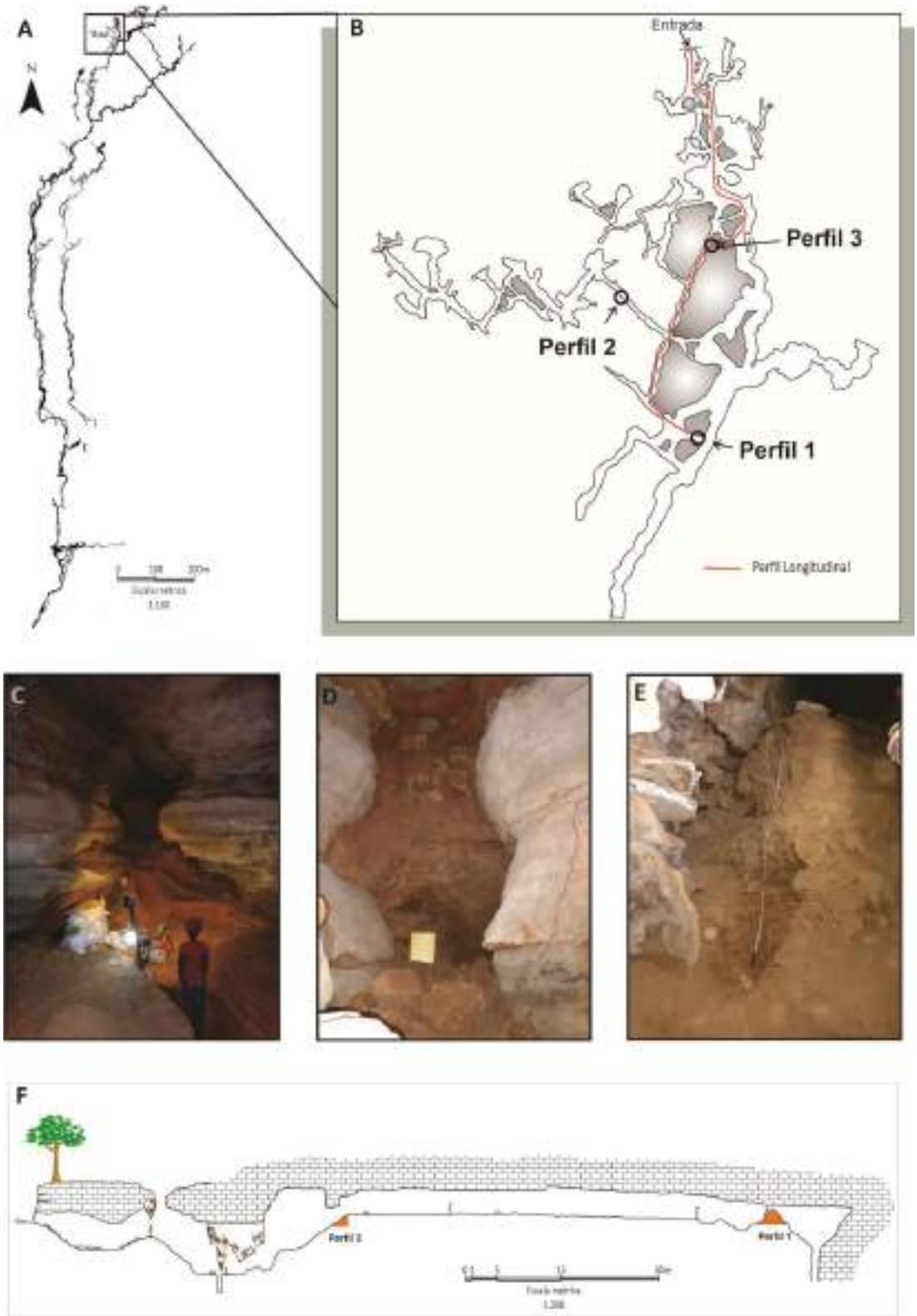


Figura 3-3 A - Mapa da Gruna Tarimba. B - Localização dos depósitos sedimentares estudados: C - Perfil 1, D - Perfil 2 e E - Perfil 3. F- Perfil longitudinal da entrada até o Perfil 1.

Observa-se grande riqueza, em quantidade e variedade de espeleotemas com salões bem ornamentados. Dentro da caverna caminha-se por um piso horizontalizado composto por sedimentos compactado com

continuidade lateral confirmada através dos perfis estudados neste artigo. O teto da caverna é retilíneo com evidência de deposição sedimentar nas laterais e paleopisos no chão, indicando mais de uma fase de sedimentação/erosão.

A escolha da Gruna Tarimba para estudo dá-se devido: 1) a importância hidrosedimentológica; 2) aos diversos outros estudos realizados contemporâneos a este para subsidiar a gestão da APANRV; 3) a facilidade de acessos aos depósitos sedimentares próximos à entrada principal da caverna.

3.4 METODOLOGIA

A metodologia aplicada neste estudo compreende na escolha de um depósito principal (Perfil 1) e outros dois (Perfil 2 e 3) de forma a subsidiar a interpretação faciológica (Figura 3-3). Os três perfis contemplam registros sedimentares extensos preservados ao contrário dos demais encontrados na entrada da caverna motivos estes serem escolhidos para estudo. Ademais, as passagens para o interior da caverna tornam-se dificultosas e perigosas dada a configuração estreita e a presença de grandes desníveis não sendo observados num primeiro momento pacotes sedimentares. O desenvolvimento dessa pesquisa consiste na descrição e amostragens com base na acessibilidade, espessura, configuração da deposição e o posicionamento nas galerias da caverna. A abordagem utilizada consiste em várias metodologias combinando dessa forma análises granulométricas, índice de circularidade, análise de fácies, geoquímica (IPC-OES), raio-X e geocronologia (luminescência opticamente estimulada e Carbono 14), Figura 3-4.

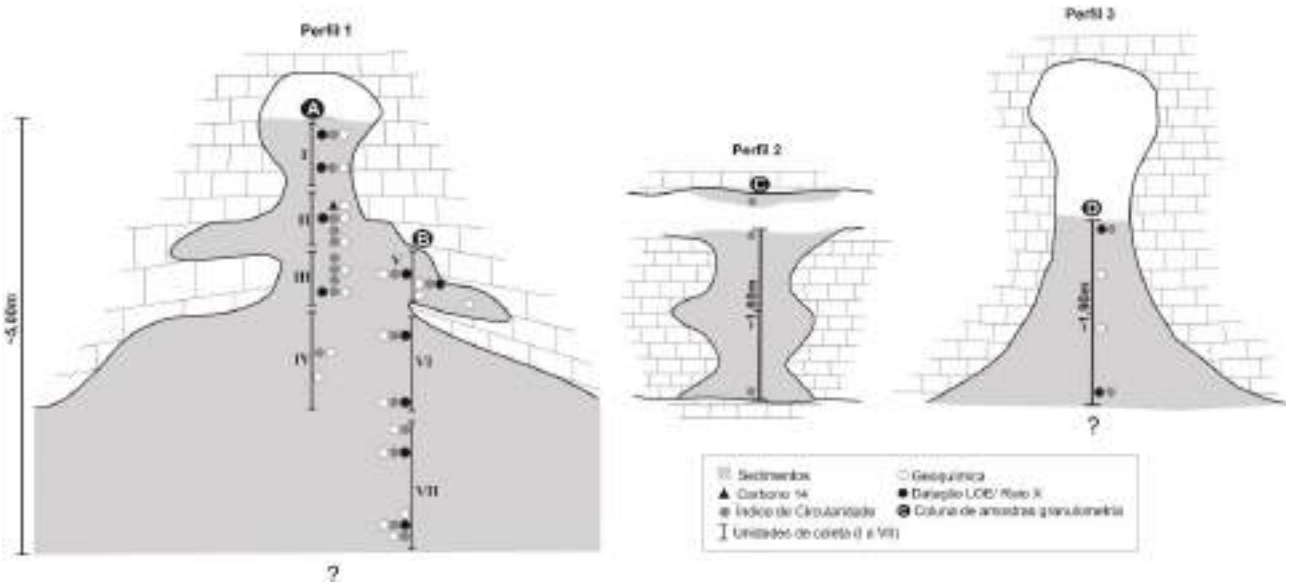


Figura 3-4 Sistematização das coletas nos perfis demonstrando o nível de coleta para cada metodologia. A localização dos Perfis 1,2 e 3 na Gruna Tarimba pode ser vista na Figura 3-3.

O Perfil 1 (P-1), principal depósito estudado, localiza-se na porção mais distal da entrada da caverna, com cerca de 5,0 metros de espessura apresentando uma configuração de deposição distinta dos demais perfis em que sedimentos argilosos com presença de cascalhos estão em contato com sedimentos arenosos que se depositaram na forma análoga a um leque aluvial. Devido às caracteristicas específicas como a presença de sedimentos incosolidados bem como da arquitetura deposicional optou-se pela amostragem em duas seções, central e lateral (colunas A e B, respectivamente), Figura 3-4. Tal situação implicou no estudo em vários níveis (Unidades I a VII) intercalados pela interrupção da coleta na sequência sedimentar.

O Perfil 2 (P-2) está posicionado na porção intermediária entre a entrada da caverna e o duto mais distal (P-1) em um conduto adjacente ao principal com aproximadamente 1,60 m de espessura no qual sedimentos argilo-arenosos distribuem-se em faixas com evidências de preenchimento até o teto. O Perfil 3 (P-3), cerca de 1,90 metros de espessura, situa-se mais próximo da entrada da Gruna Tarimba estando em um nível inferior aos demais constitui uma escada que dá acesso aos demais depósitos em que sedimentos argilo-arenosos distribuem-se em faixas decimétricas tendo no topo um piso calcítico horizontalizado que serve de acesso aos demais perfis.

3.4.1 Análise Granulométrica

As análises granulométricas foram realizadas no Laboratório de Geoquímica e Água – LAGEQ na Universidade de Brasília a partir de amostras coletadas em intervalos de 10 cm (n=111 amostras sendo: 73 em P-1, 18 em P-2 e 20 em P-3), Figura 3-4. As amostras foram secas ao ar, desagregadas e passadas na peneira de 2mm e 1mm, tendo sido pesadas as frações maiores. Aos sedimentos menores que 1 mm se procedeu com a eliminação da matéria orgânica com Peróxido de Hidrogênio (H_2O_2) seguido do dispersante químico (Pirofosfato de Sódio - $Na_4P_2O_7$) e físico (30 minutos em ultrassom 50W). As frações restantes foram analisadas com o Granulômetro Betterzise ST através do método por LALLS – *Low Angle Laser Light Scattering*, que se baseia no fato do ângulo de difracção ser inversamente proporcional à dimensão da partícula.

Amostras selecionadas (n=23 sendo 18 em P-1, 3 em P-2 e 2 em P-3) passaram por análise automatizada da forma do grão pelo equipamento Bettersize S3 Plus no Laboratório ACIL & Weber (São Paulo, Brasil) conforme procedimento interno (Figura 3-4). Inicialmente foram inseridos os dados e medido o valor do branco. Em seguida as amostras foram adicionadas diretamente na cuba analítica com agitação de 1600 rpp e ultrassom (50W), posteriormente acrescentado as câmeras (0,5x e 10x) para maior faixa analítica, e realizada a análise. Os dados foram analisados utilizando o sistema modelo com software de tratamento de dados e cálculos da granulometria próprio do equipamento (Bettersize Laser Particle Size Analysis System V8.0) e usando como referência as normas *ISO standards 13320-1(1999)* e *9276-*

1(1998). O principal parâmetro a ser obtido consiste no Índice de Circularidade (Ic) que indica a semelhança da partícula com um círculo perfeito, auferido pela fórmula (Equação 3-1):

$$Ic = \frac{4\pi \, x \, Área}{Perímetro^2}$$

Equação 3-1

3.4.2 Análise de Fácies

As análises faciológicas foram realizadas com base nas características litológicas e sedimentológicas a partir do conceito de unidades sedimentares definidos por Anderton (1985) e classificação para cavernas proposta por White (2007). Observou-se principalmente aspectos como quantidade de carbonato, tamanho e classificação do grão e presença de estruturas sedimentares. A fim de determinar correlações entre os ambientes sedimentares estabeleceu-se a associação de fácies que consiste em um agrupamento de fácies espacial e geneticamente relacionadas (MARTINI, 2011). A delimitação das fácies permite entender o ambiente de sedimentação concentrando na origem dos sedimentos e juntamente com os métodos geocronológicos corrobora o entendimento da evolução da paisagem (HUBBE et al., 2011a).

3.4.3 Datação

Doze amostras foram coletadas das unidades arenosas para datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), sendo 10 em P-1 e 2 em P-3 (Figura 3-4). As amostras foram coletadas com luzes apagadas por meio de canos de PVC que foram dispostos horizontalmente sendo os sedimentos da borda do tubo descartados para garantir a não contaminação.

Para separação dos grãos de quartzo adotou-se os procedimentos descritos por Aitken (1998) que consiste: no peneiramento para separar a fração de 180μm a 250μm e 63 μm a 180μm; ataque com Peróxido de Hidrogênio (H_2O_2) para eliminação de matéria orgânica; ataque com solução de Ácido Clorídrico (HCl) 10% para eliminação de carbonatos; separação de minerais pesados em solução de LMT (*Lithium Metatungstate*) com densidade de 2.85 g/cm³; separação de feldspato em solução de LMT com densidade de 2.62 g/cm³; ataque com Ácido Fluorídrico (HF) 38% por 40 minutos para eliminação de feldspato remanescentes e da camada externa de grãos de quartzo; e por fim teste com estimulação por luz infravermelha (IR) para verificação de eventual contaminação por feldspato.

As medidas de luminescência foram realizadas em leitor Risø TL/OSL DA-20 do Laboratório de Espectrometria Gama e Luminescência (LEGaL) do Instituto de Geociências (IGc) da Universidade de São Paulo (USP). Os leitores possuem LEDs azuis (pico de emissão em 470 nm), LEDs infravermelhos (pico de emissão em 870 nm) para estimulação e fonte de irradiação beta (^{90}Sr /^{90}Y) com taxa dose de 0,12 ± 0, 0038 Gy/s. A dose equivalente (De) foi estimada utilizando o protocolo de dose regenerativa de alíquota única (SAR) de Murray & Wintle (2000) após modificações necessárias.

As taxas dose de radiação foram estimadas a partir das concentrações de ^{238}U, ^{232}Th e ^{40}K, determinadas por espectrometria gama de alta resolução em detector HGPe (*high purity germanium detector*) em blindagem *ultralow background* (resolução de energia de 2 keV e eficiência relativa de 60%) após um período mínimo de 28 dias de embalar a amostra para a alcançar o equilíbrio de radionuclídeos originais. As concentrações de radionuclídeos foram convertidas em taxas de dose por meio de fatores de conversão (GUÉRIN; MERCIER; ADAMIEC, 2011). As contribuições da radiação cósmica para taxa de dose foram calculadas através de dados de longitude, latitude, altitude e profundidade de coleta das amostras segundo modelo proposto por Prescott e Stephan (1982). A saturação da água foi determinada por meio da razão entre a massa úmida e seca.

Uma amostra de matéria orgânica em P-1 foi datada por Espectometria de Massa Acelerada (AMS ^{14}C) no *Beta Analytic- Testing Laboratory* (Miami, Flórida, Estados Unidos da América) conforme padrões internos (Figura 3-4). Para calibração das idades utilizou-se o programa BetaCal3.21: HPD e método SHCAL13. A "idade convencional de radiocarbono" foi calculada usando a meia-vida de Libby (5568 anos) e os resultados foram creditados pela ISO / IEC-17025: 2005. As idades convencionais de radiocarbono foram corrigidas para efeitos de fracionamento total e, quando aplicável, a calibração foi realizada usando bancos de dados de calibração de 2013.

3.4.4 Análise Geoquímica e Mineralógica

As análises dos elementos maiores (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO, MgO, Na_2O, K_2O, TiO_2, MnO, P_2O_5 e Perda ao Fogo) foi realizada em vinte e duas amostras (Figura 3-4) no Espectrômetro de Emissão Atômica com Plasma indutivamente acoplado (ICP/OES), modelo Agilent 5100 no Laboratório de Geoquímica e Água (LAGEQ) da Universidade de Brasília (Brasil). As amostras foram maceradas com auxílio do moinho de ágata em seguida digeridas por fusão de borato de lítio e realizada a análise quantitativa dos dez principais óxidos (%) e elementos abundantes (ppm). Para compilação dos dados utilizou-se da técnica de Análise do Principais Componentes (PCA) que se baseia na relação entre as variáveis originais utilizando o software PAST.

As análises mineralógicas qualitativas em amostra total foram realizadas por difração de raio x no Laboratório de Difratometria de Raios X da Universidade de Brasília (Brasil). As doze amostras (Figura 3-4) foram maceradas com auxílio de moinho de ágata e compactadas em um porta amostras de vidro próprio do difratômetro com o auxílio de uma lâmina de vidro simples. Em seguida são inseridas no *slot* de porta amostras do difratômetro RIGAKU, modelo ULTIMA IV, equipado com tubo de cobre e filtro de níquel sob 35kV e corrente de 15mA a uma velocidade de varredura de 2 θ por minuto em um intervalo de varredura de 2° a 60°, velocidade de 5°/min e passo de 0,05°. Após varredura o difratograma foi analisado e a identificação dos minerais realizada com o auxílio do programa Jade XRD 9.0

(*Materials Data*), base Windows, com banco de dados ICDD pdf-2 e pdf-4 (*Powder Diffraction File* – PDF para PC – ICDD).

3.5 RESULTADOS

3.5.1 Análise Granulométrica

A análise granulométrica apontou para sedimentos essencialmente arenosos e inconsolidados com predomínio de areia fina (Material Suplementar). Tais sedimentos possuem fases contínuas e por vezes extensas de areia que são intercaladas com sedimentos mais finos, principalmente siltosos, indicando uma mudança nas condições hidráulicas da deposição e/ou variação na fonte.

No Perfil 1 a parte superior as unidades I, VI e VII convergem para situações similares com deposição de sedimentos essencialmente arenosos em camadas horizontais (Figura 3-6 e Figura 3-7). Aquém desse padrão, as porções Inferior Central (Unidade IV) e superior na lateral do perfil (Unidade V), destacam-se pelos sedimentos silto-agilosos e presença de cascalhos. Ademais as unidades II e III exibem uma deposição irregular com configuração adversa às demais marcada por níveis arenosos com expressiva quantidade de cascalho.

Da base até o centro do Perfil 2 observam-se maiores teores de areia com diminuição desta para sedimentos siltosos (Figura 3-8). O topo, diferente das demais sequencias sedimentares, apresenta predomínio de argila e silte e valores nulos de areia indicando um fluxo extremamente lento. Amostra retirada do teto revela características similares aos extratos inferiores podendo indicar a retomada de um fluxo mais intenso que preencheu o conduto.

Dados granulométricos do Perfil 3 revelaram uma diminuição gradual na quantidade de silte em contrapartida a um aumento gradual de areia, tendência observada da base até o meio do perfil (~1,0 m de profundidade), Figura 3-8. Deste ponto até o topo, os níveis tornam-se essencialmente arenosos com apenas uma inversão de valores (~1,4 m). Tal dinâmica pode atestar para uma diminuição progressiva do fluxo e um posterior aumento considerável que culmina com hiato temporal com a deposição do paleopiso no topo.

Os dados do índice de circularidade são homogêneos em ambos os perfis com nenhum padrão aparentemente dominante (Material Suplementar). Os valores com média de 0,829 aproximam-se de um círculo perfeito, em torno de 1 (um), contando com poucos níveis da ordem de 0,7, ambos no Perfil 1 (Figura 3-5 a Figura 3-8). Tais características podem ser atribuídas ao transporte sedimentar hídrico no qual ocorre suavização das bordas dos grãos bem como aos processos abrasivos (CAMPAÑA et al., 2016). No entanto, o alto grau de arredondamento, por exemplo, também é observado em sedimentos do Grupo Urucuia (IGLESIAS; UHLEIN, 2009) indica que tais características são originárias da área fonte e não necessariamente de processos no interior da caverna.

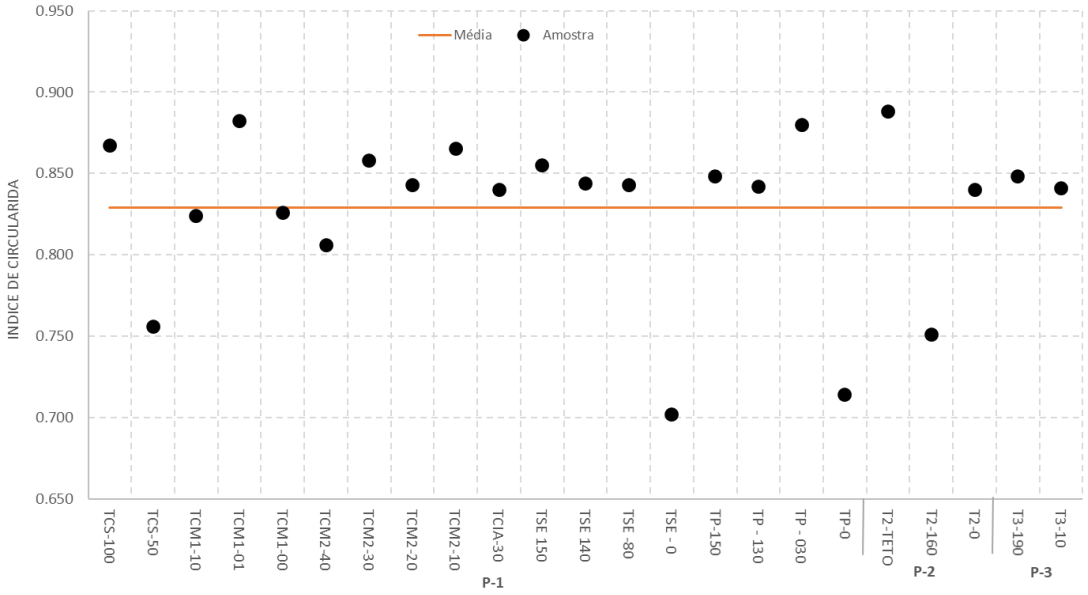


Figura 3-5 Resultado do Índice de Circularidade em comparação com a média obtida.

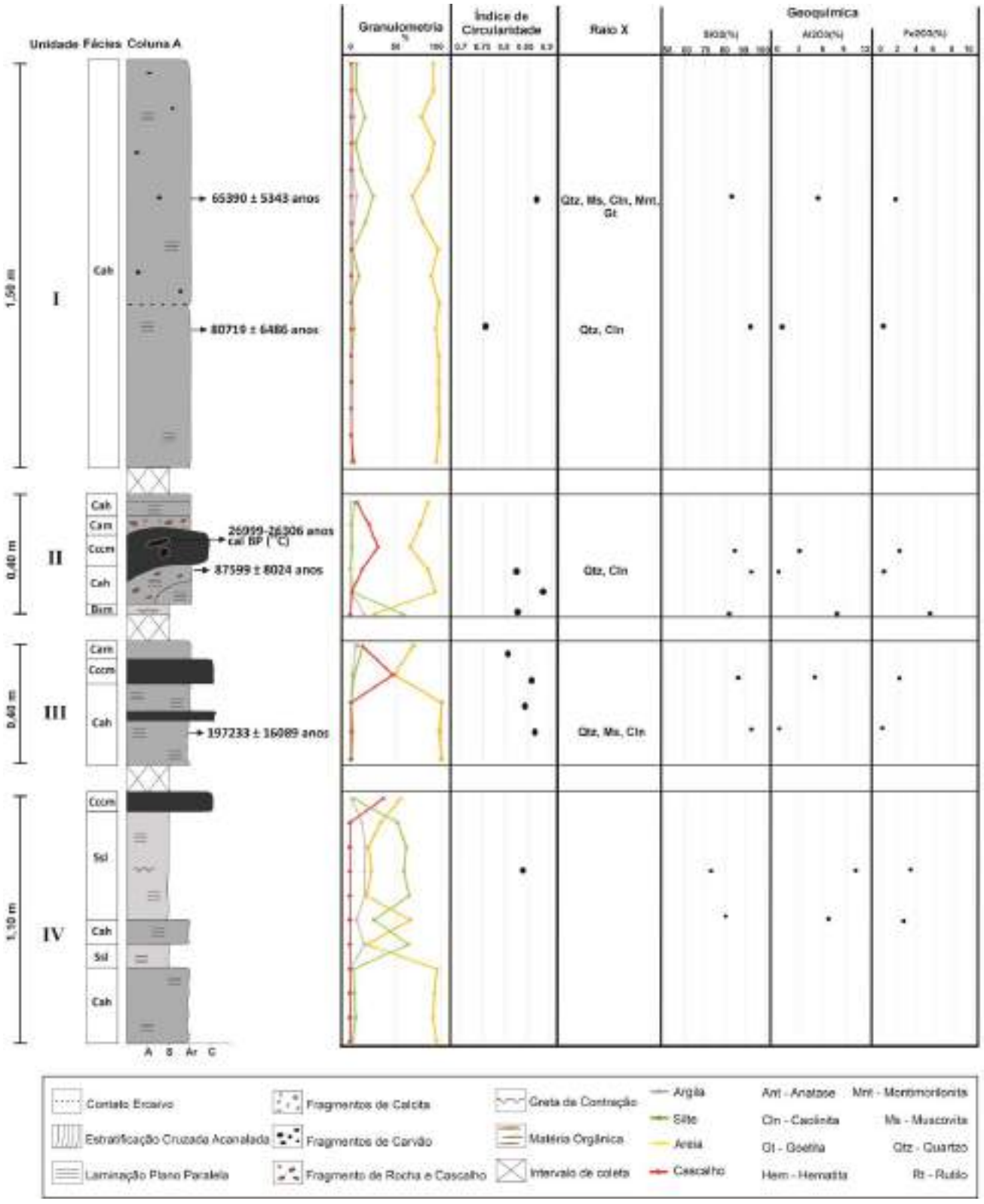


Figura 3-6 Organização dos principais resultados obtidos na Coluna A do Perfil 1. A localização das colunas respeitam a disposição da Figura 3-4.

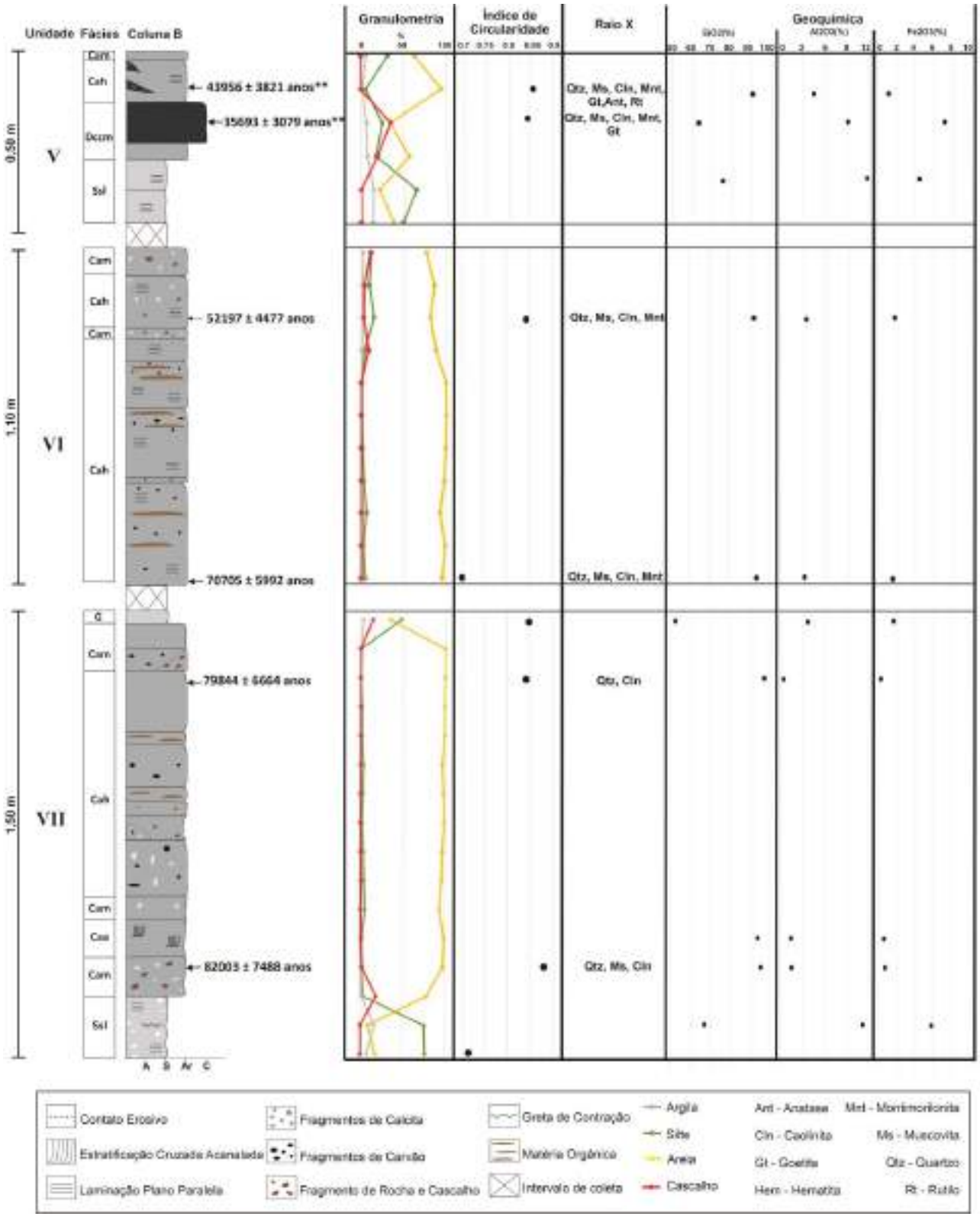


Figura 3-7 Organização dos principais resultados obtidos na Coluna B do Perfil 1. A localização das colunas respeitam a disposição da Figura 3-4.

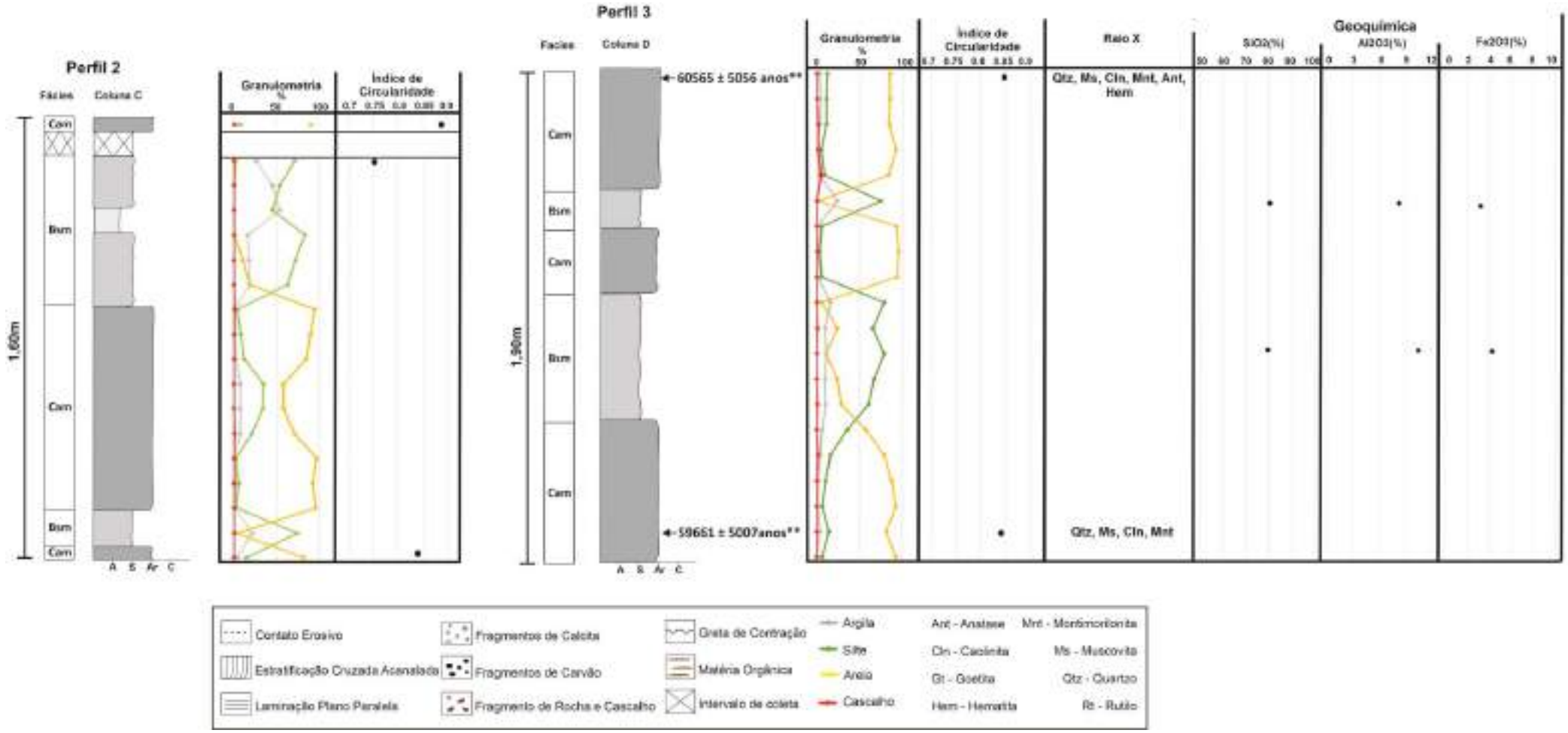


Figura 3-8 Organização dos principais resultados obtidos nos Perfis 2 e 3.

3.5.1.1 Descrição das Fácies

Na Gruna Tarimba os depósitos sedimentares foram agrupados oito fácies distintas de origem autóctones e alóctones (Tabela 3-1 e Figura 3-9). Únicos sedimentos de origem autóctone, a fácies *Guano - G* (ou acumulação fosfática) correspondente ao material fecal de animais que é composta por sedimentos geralmente da cor preta com porções esbranquiçadas no topo da seção. Na granulometria predominam sedimentos finos como silte e argila, podendo conter até 35% de areia e 15 % de cascalho.

Tabela 3-1 Análise de Fácies sedimentares

Classificação do Sedimento	Tipo de Fluxo	Fácies	Código	Descrição	Estrutura
Autóctone	-	Guano	G	Guano	Maciça
Alóctone	Fluxo de Detritos	Diamictito	Dccm	Cascalho maciço clasto suportado	Maciça
	Fluxo Fluvial	Canal	Caa	Areia fina a grossa podendo conter cascalho	Estratificação Cruzada Acanalada
			Cah	Areia fina a grossa podendo conter cascalho	Laminação horizontal
			Cam	Areia fina a grossa podendo conter cascalho	Maciça
			Cccm	Cascalho maciço matriz suportado	Maciça
		Decantação - (Backswamp)	Bsm	Silte, argila, areia	Maciça, gretas de contração
		Inundação - (Slackwater)	Ssl	Silte, argila, areia	Laminação fina com camadas de areia fina; gretas de contração

A partir da classificação de White (2007) os sedimentos alóctones foram separados em dois fluxos principais e associados em quatro fácies (Diamictito, Canal, Decantação e Inundação). Os fluxos de detritos possuem alta densidade e viscosidade com um fluxo provavelmente laminar (NICHOLS, 2009). Representando este fluxo tem-se a fácies de Diamictito que resulta de circunstâncias especiais principalmente tempestades extremas intensas e passagens de cavernas de gradiente elevado constituindo em uma mistura caótica e mal classificada de sedimentos de diversos tamanhos com pouca

ou nenhuma estrutura (WHITE, 2007). Na Gruna Tarimba ocorrem exclusivamente no Perfil 1 instalada nas laterais e também numa configuração de acreção lateral e interdigitada a fácies de canal (Figura 3-9, J). A única fácies identificada é definida como *Cascalho maciço clasto suportado* – Dccm e apresenta em torno de 20-35% de cascalho centimétricos com diferentes graus de esfericidade. A matriz areno-siltosa é composta de 34-55 % de areia, 15-25% de silte e menos de 10% de argila. Os sedimentos são pobremente classificados com ausência de estruturas sedimentares.

O fluxo fluvial corresponde a um dos processos sedimentares mais relevantes que ocorrem no interior da caverna englobando as fácies de Canal, Decantação e Inundação que juntas correspondem a um intervalo abrangente de granulometria, desde argilas a cascalho. Identificou-se o fluxo em razão da ausência de fraturas e fissuras nas adjacências bem como a existência de um curso d'água ativo à cerca de 8 metros de profundidades de onde se encontra o depósito além de estruturas sedimentares típicas.

Nesse cenário a fácies de Canal é a principal ocorrência na Gruna Tarimba sendo identificada em todos os perfis, por vezes cortando sucessões sedimentares (Figura 3-9). São camadas com espessuras similares, diferentes tonalidades, contatos bem definidos, e sedimentos pobre a moderadamente selecionados, podendo conter ainda níveis com matéria orgânica além de fragmentos de carvão e calcita. Pode ser agrupada em dois grupos distintos: fácies de canal arenosa e fácies de canal com cascalho. A maior parte das fácies arenosas possuem acima de 60 % de areia muito fina a grossa com valores médios de acima de 90%. As demais unidades granulométricas são encontradas em menores proporções podendo atingir valores máximos em níveis isolados de até 20% de cascalho, 35% de silte e 7% de argila. A classificação dessas fácies deu-se basicamente por meio da diferenciação entre as estruturas sedimentares presentes compreendendo desde a ausência destas a estratificação cruzada acanalada.

A fácies de canal com cascalho definida como *Cascalho maciço matriz suportado*- Cccm é similar a fácies Dccm devido a quantidade elevada de cascalho 30 – 46%. No entanto, se diferencia pela matriz com valores entre 45-65% de areia e baixa quantidade de silte/argila (<5%). Outro fato que a difere é que seus sedimentos são moderadamente selecionados ao contrário daquela originária por fluxo de detritos e sempre ocorrem associada as fáceis de canal arenosas. Por vezes apresenta baixa coesão (friável) sendo característica a inexistência de estrutura sedimentar (Figura 3-9).

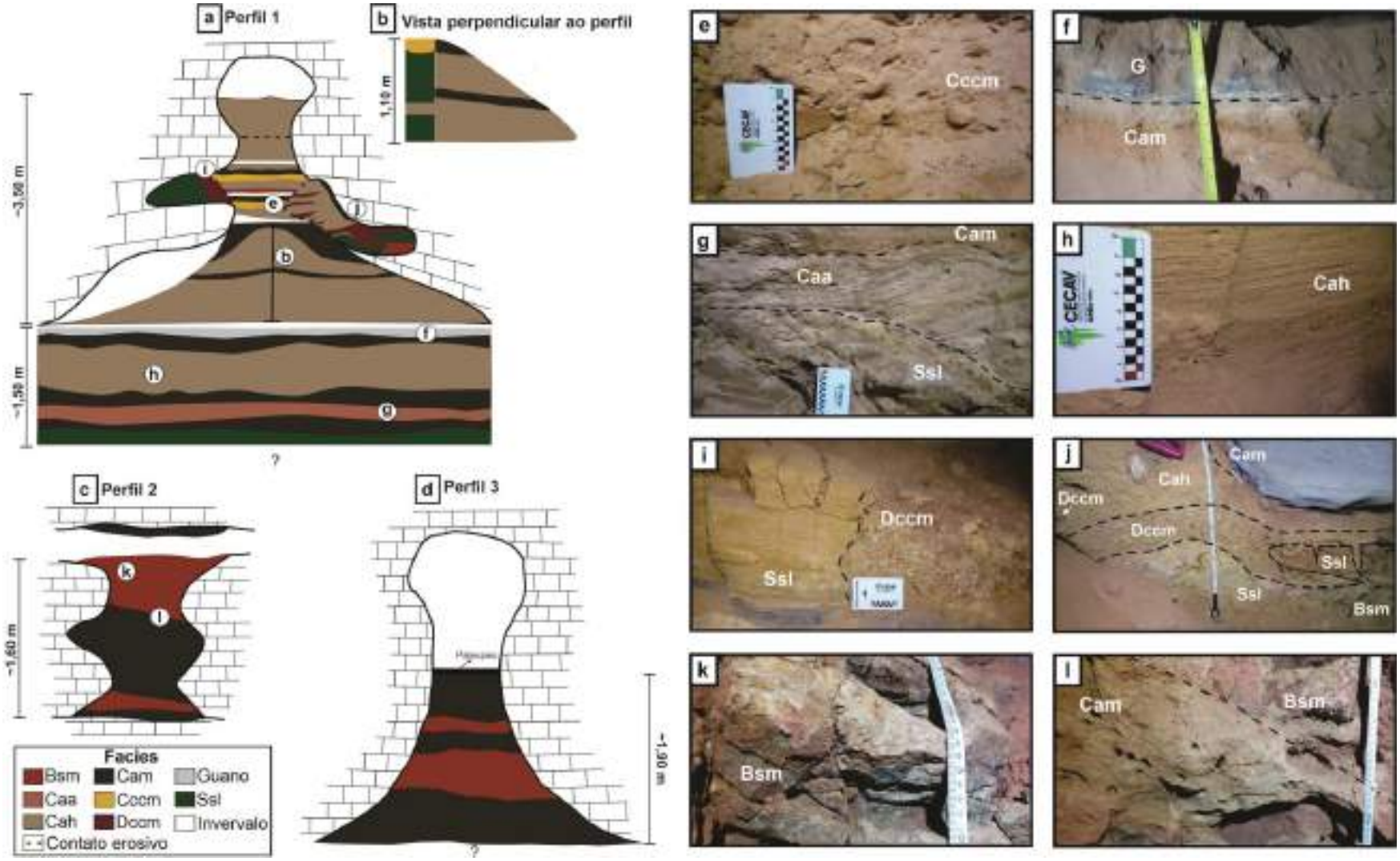


Figura 3-9 Espacialização das fácies nos perfis: A - Perfil 1, B - Vista perpendicular das fáceis localizadas na base do Perfil 1, C - Perfil 2 e D - Perfil 3. Fotos das fácies encontradas na Gruna Tarimba nos perfis 1,2 e 3 (E, F, G, H, I, J, K e L).

A fácies Decantação (Backswamp) é interpretada como sedimentos em suspensão transportados para a caverna e depositados por decantação (CAMPAÑA et al., 2017). Corresponde a fácies Bsm com alto teor de silte (muito fino a fino) podendo chegar a mais de 80% e acima de 50% de argila. Cascalhos são quase inexistentes, assumindo valores abaixo de 1%. Encontra-se menos de 30% de areia, porém a média gira em torno de 10% com poucos níveis acima de 20%. São sedimentos de coloração amarelo ocre, castanho e vermelho frequentemente cobertos por uma capa de alteração de cor preta. Organizam-se por vezes na forma de blocos prismáticos maciços com gretas de contração em algumas porções. Ocorrem de forma predominante em P-2 e P-3 comumente associados à fácies de canal numa deposição alternada (Figura 3-8 e Figura 3-9, k e l).

A fácies do tipo Inundação (Slackwater) é formada a partir da deposição dos sedimentos suspensos oriundos de inundação ou fluxo pulsado que possuem tempo para estabilizar formando assim camadas (FORD; WILLIAMS, 2007; WHITE, 2007). Corresponde a fácies Ssl que se assemelha a Bsm mas difere principalmente por possuir laminações milimétricas. Por vezes apresentam gretas de contração além da menor quantidade de argila (máximo de 30%) e teores mais altos de areia com média de 20% mas que podem chegar até 37%. Compartilham dos valores elevados de silte (45-75%) e da baixa incidência de cascalho. Localizada somente em P-1, associada a fácies Diamictito ou com fácies de Canal como na porção Inferior Central (Unidade IV), Figura 3-6 e Figura 3-9.

3.5.2 Datação

Os resultados geocronológicos são apresentados nas Tabela 3-2 e Tabela 3-3. Em P-1 as idades obtidas permitem agrupá-las em um intervalo de 50 a 90 ka (Unidades I, II, VI e VII),Figura 3-6 e Figura 3-7. Na porção superior duas datações destoam das demais: a primeira de 197 ka (Unidade III) obtida por LOE que está na base desta sucessão deve ser analisada com cautela associada a outros proxys e observações uma vez que é comum no ambiente cavernícola o branqueamento incompleto dos grãos de quartzo que pode gerar uma superestimação das idades (CONSTANTIN et al., 2014; JACOBS et al., 2011; RHODES, 2011). No entanto a adoção do protocolo SAR ajuda a superar limitações fornecidas pelo zeramento incompleto em ambientes como cavernas (RHODES, 2011) observada, por exemplo, através de valores baixos de dispersão. Diante de todas as datações realizadas por LOE ao longo dos perfis bem como a característica das camadas optou-se por integrar essa idade para explicar o histórico deposicional no interior da caverna.

A segunda idade, Unidade II, obtida por datação de ^{14}C (26999 - 26306 anos cal BP), também destoa da sequência cronológica obtida por LOE (valores acima de 50 ka). Uma das interpretações para a baixa idade obtida pelo método, pode ser atribuída a absorção de novos ^{14}C do HCO_3 nas águas subterrâneas que passaram por eles, resultando em uma idade muito mais jovem (FORD; WILLIAMS, 2007) ou ainda que a água contendo ácido húmicos tenha infiltrado nos sedimentos anteriormente depositados

(DARRÉNOUGUÉ et al., 2009). A outra explicação possível, porém menos provável seria que a deposição desse nível orgânico indique o período de deposição do pacote sedimentar não necessariamente coincidente com a entrada dos sedimentos na caverna (idades de LOE). No entanto como comentado anteriormente as idades de luminescência corroboram para resultados fidedignos tornando, portanto, esta última explicação menos plausível.

Quatro amostras apresentaram saturação do sinal de LOE, duas em P-3 e P-1 (Unidade V). A saturação da dose ocorre quando todas as armadilhas foram preenchidas e a exposição prolongada à radiação resulta em nenhuma captura adicional de carga (RHODES, 2011). Dessa forma, apenas idades mínimas foram calculadas indicando que os sedimentos foram expostos a luz a pelo menos 35 mil anos em P-1 e 60 mil anos em P-3.

Tabela 3-2 Resultados da datação de LOE das amostras

	Unid	Fácies	Cód. Lab	Cód. Amostra	Prof. (m)	N° alíquotas	Dispersão (%)	Saturação por água (%)	U (ppm)	Th (ppm)	K%	Taxa de Dose Total (Gy/Ka)	Dose equivalente (Gy)	Idade (anos)
Perfil 1	I	Cah	L1228	TCS-100	6.4	23/24	10.7	0.012	0.668±0.042	3.292±0.173	0.145 ± 0.011	0.610±0.047	39.9 ± 1	65390 ± 5343
		Cah	L1227	TCS-50	6.9	23/24	17.7	0.002	0.428±0.024	0.857±0.059	0.024 ± 0.004	0.260±0.018	21.0 ± 0.8	80719 ± 6486
	II	Cah	L1225	TCM1-10	7.8	24/24	22.1	0.020	0.575±0.036	1.821±0.115	0.210 ± 0.012	0.539±0.042	47.2 ± 2.2	87599 ± 8024
	III	Cah	L1226	TCM2-10	8.15	23/24	18.9	0.003	0.321±0.020	0.695±0.053	0.015 ± 0.003	0.207±0.015	40.8 ± 1.7	197233 ± 16089
	V	Dccm	L1223	TSE-140	6.44	6/6	-	0.055	1.283±0.056	11.263±0.387	1.691 ± 0.072	2.740±0.228	97.8 ± 2.2	35693 ± 3079*
		Cah	L1224	TSE-150	6.22	6/6	-	0.026	0.930±0.042	7.344±0.265	1.080 ± 0.046	1.872±0.159	82.3 ± 1.6	43956 ± 3821*
	VI	Cah	L1221	TSE-0	7.29	24/24	18	0.017	0.500±0.027	1.551±0.088	0.160 ± 0.009	0.457±0.035	32.3 ± 1.2	70705 ± 5992
		Cah	L1222	TSE-80	6.69	22/24	10.9	0.018	1.626±0.072	2.741±0.158	0.242 ± 0.015	0.889±0.071	46.4 ± 1.4	52197 ± 4477
	VII	Cam	L1220	TP-30	7.2	24/24	26.2	0.011	0.268±0.020	1.200±0.072	0.124 ± 0.007	0.344±0.026	28.2 ± 1.5	82003 ± 7488
		Cah	L1219	TP-130	6.2	22/24	18.3	0.003	0.295±0.021	0.573±0.052	0.006 ± 0.004	0.194±0.014	15.5 ± 0.7	79844 ± 6664
Perfil 3	-	Cam	L1360	T3-190	6	17/34	-	0.01	0.910±0.042	5.426±0.207	0.695± 0.030	1.400±0.116	84.8 ± 0.9	60565 ± 5056*
	-	Cam	L1361	T3-10	7.8	10/10	-	0.03	1.277±0.053	7.321±0.256	0.923 ±0.040	1.805±0.150	107.7±1.44	59661 ± 5007*

*Idades Mínimas

Tabela 3-3 Datação de ^{14}C

	Unidade	Código Laboratório	Código Amostra	Profundidade (m)	Método	Material	Idade (anos ^{14}C BP)	Idade Calibrada (anos cal BP)
Perfil 1	II	Beta - 510831	TCM1-20	7.7	AMS	Sedimento orgânico	22390 ± 70	26999 - 26306

3.5.3 Análise Química e Mineralógica

Os resultados das análises químicas (Material Suplementar) podem ser visualizados nas Figura 3-6 a Figura 3-8 para os principais dados. A PCA referente aos óxidos apresentou 78,86 % de variância que corresponde a 56,92% do primeiro componente (PC1) e 26,94% da segunda componente (PC2), Figura 3-10. Os valores positivos da PC1 (Al_2O_3, TiO_2, FeO_3, MgO, K_2O, argila e silte) são atribuídos à fácies Ssl e Bsm incluindo a fácies Dccm apesar de possuir valores elevados de cascalho apresenta altos teores de argila e silte. Os valores positivos da PC2 estão relacionados unicamente a fácies G que pode ter valores associados a fezes de animais (P_2O_5) e processos de dissolução e precipitação em superfície (CaO). Por fim, os valores negativos de PC1 e PC2 compostos por SiO2 e areia delimitam muito bem as fácies de Canal (Cah, Cam, Caa e Cccm).

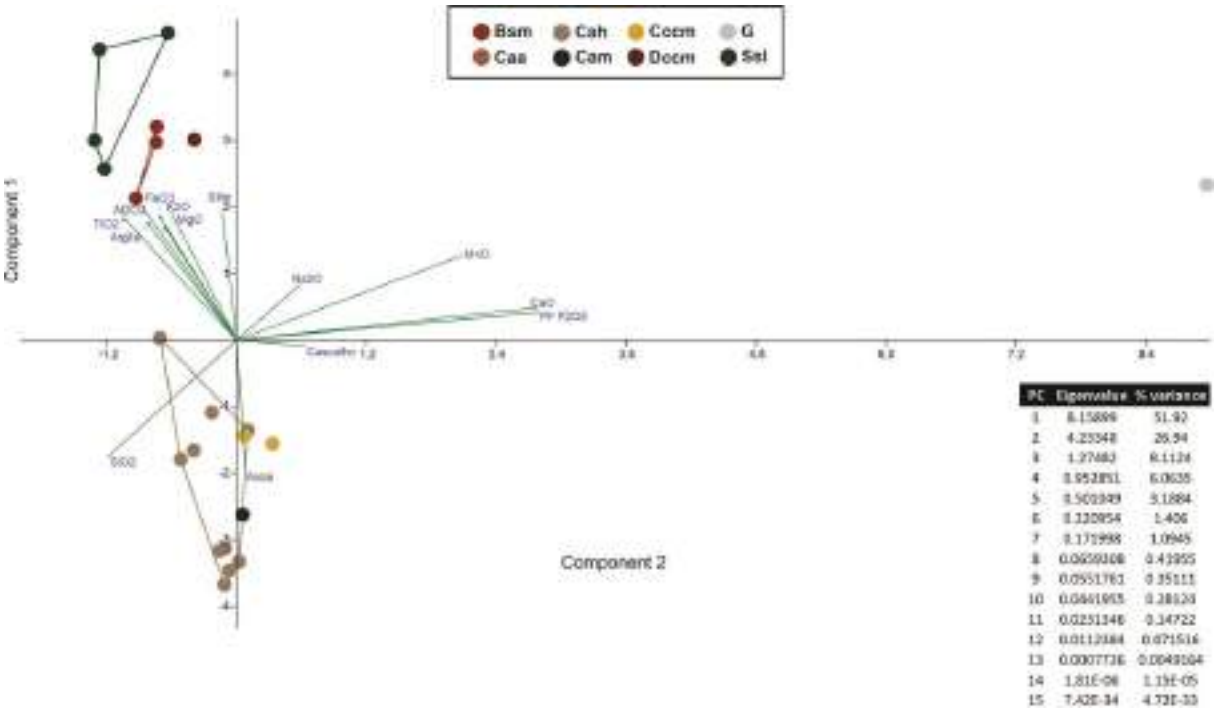


Figura 3-10 Resultado da Análise dos Principais Componentes para os óxidos. O percentual do componente de cada variância está no canto direito.

A análise mineralógica qualitativa é apresentada na Tabela 3-4 demonstrando uma composição similar entre as fácies que correlacionam-se aos dados químicos. De forma geral existe um predomínio de quartzo e caolinita presente em todas as fácies analisadas assim como muscovita e montimorilonita, estas últimas de forma descontínua ao longo dos perfis. Com baixa recorrência têm-se óxidos e hidróxidos de ferro como hematita (Perfil 3) e goetita (Perfil 1 – Unidade I e V), associados ao topo das

sequências sedimentares. Minerais como anatase e rutilo são observados em apenas um nível de P-1 e P-3 (Figura 3-6 a Figura 3-8).

Tabela 3-4 Resultado da mineralogia de argilas

	Unidade	Fácies	Amostra	Quartzo	Muscovita	Caolinita	Montimorilonita	Goetita	Rutilo	Anatase	Hematita
Perfil 1	I	Cah	TCS-100	x	x	x	x	x			
		Cah	TCS-50	x		x					
	II	Cah	TCM1-10	x		x					
	III	Cah	TCM2-10	x	x	x					
	V	Cah	TSE-150	x	x	x	x	x	x	x	
		Dccm	TSE-140	x	x	x	x	x			
	VI	Cah	TSE-80	x	x	x	x				
		Cah	TSE-0	x	x	x	x				
	VII	Cah	TP-130	x		x					
		Cam	TP-30	x	x	x					
Perfil 3	-	Cam	T3-190	x	x	x	x			x	x
	-	Cam	T3-10	x	x	x	x				

3.6 DISCUSSÃO

3.6.1 Ambiente Superficial e entrada de sedimentos na caverna

As deposições sedimentares no interior da caverna estão relacionadas a dinâmica ambiental superficial no qual os sedimentos depositados são oriundos do Grupo Urucuia e Bambuí (Figura 3-1 e Figura 3-2). As composições mineralógicas e granulométricas demonstram similaridade com os solos mapeados na região e a assinatura geoquímica na Gruna Tarimba, aponta para existência de três grupos distintos de sedimentos a) silte com alto teores de P_20_5 no interior da caverna; b) essencialmente arenosos e ricos em SiO_2; e c) finos (argila e silte) contendo alto percentual dos demais óxidos (Al_2O_3, TiO_2, FeO_3, MgO, K_2O). Tais variações na sequência estratigráfica podem indicar a existência de diferentes processos sedimentares e de áreas de origem durante o preenchimento do endocarste (ARRIOLABENGOA et al., 2015). Portanto, os sedimentos que compõem as diversas fácies seriam advindos de áreas próximas à caverna que foram expostos à processos de remoção, transporte e deposição pelo menos ao longo dos últimos 200 mil anos.

A inexistência de registros paleoclimáticos na região dificulta em um primeiro momento possíveis apontamentos para condições de entrada e deposição sedimentar cavernícola. Um prognóstico pode ser

assumido com base nos estudos de áreas adjacentes no qual a entrada de sedimentos para o interior das cavernas estaria condicionada a chuvas esporádicas em condição de clima mais seco uma vez que a ausência de vegetação densa diminuiria a retenção dos sedimentos (AULER et al., 2009). De certo, essa dinâmica não é restritiva sendo os sedimentos gerados permanentemente na bacia pela dinâmica fluvial (HERMAN; TORAN; WHITE, 2012; LAUREANO, 2014). No entanto, apesar de inicialmente permitir associar os ciclos de sedimentação na Gruna Tarimba a períodos mais secos necessita-se de um estudo paleoclimático detalhado a fim de compreender a dinâmica da paisagem superficial da área.

Os registros sedimentares mais antigos, indicam uma deposição descontínua ocorrida do Pleistoceno Médio até o Pleistoceno Superior compreendendo um intervalo de 145 mil anos. Os dutos superiores cheios de sedimentos areno-argilosos de espessura métrica foram abandonados devido ao reestabelecimento do nível de base regional gerando a configuração atual (SBE et al., 2014). A evolução da deposição sedimentar na Gruna Tarimba baseou-se na análise de fácies, caracterização dos sedimentos (física, química e mineralógica) e informações cronológicas. A organização dos dados permitiu estabelecer grandes eventos deposicionais com idades conhecidas demonstrando um caráter dinâmico para a área durante o Quaternário resultante de processos geomorfológicos e geológicos.

3.6.2 Fases de Deposição Sedimentar

As três fases com intervalos cronológicos estabelecidos localizam-se no Perfil-1(P-1) que apresenta sucessivos eventos deposicionais (Figura 3-11). A Fase 1 compreende possivelmente os sedimentos mais antigos do Perfil 1 com idade anterior a 197 ka uma vez que amostras datadas por LOE forneceram idades mínimas entre 35-45 ka (Unidade V). Entretanto a presença da arquitetura deposicional e de contatos erosivos corroboram para deposições mais senis. Desconhece-se o limite inferior e superior da fase, aquele por não ter alcançado a rocha durante a escavação e este por não ter resquício de acumulação no teto do conduto. Desse modo ao menos três eventos podem ser identificados nessa fase (Figura 3-11 - a/b/c): o primeiro (Fase 1a) representado pelas fácies SSL (Unidades IV e V) indicam fluxo d'água de baixa energia com oscilações característica de fácies de inundação seguida por um período de remoção e exposição subárea marcada pelas gretas de contração (Fase 1b), Figura 3-6 e Figura 3-7. Posteriormente houve um evento extremo (Fase 1c) com aumento das condições hidráulicas, capaz de depositar cascalhos e sedimentos finos (Fácies Dccm) em uma mistura caótica que possivelmente não cessou de forma imediata uma vez que são observadas interdigitações desses com as Fáceis Cah (Figura 3-9, J).

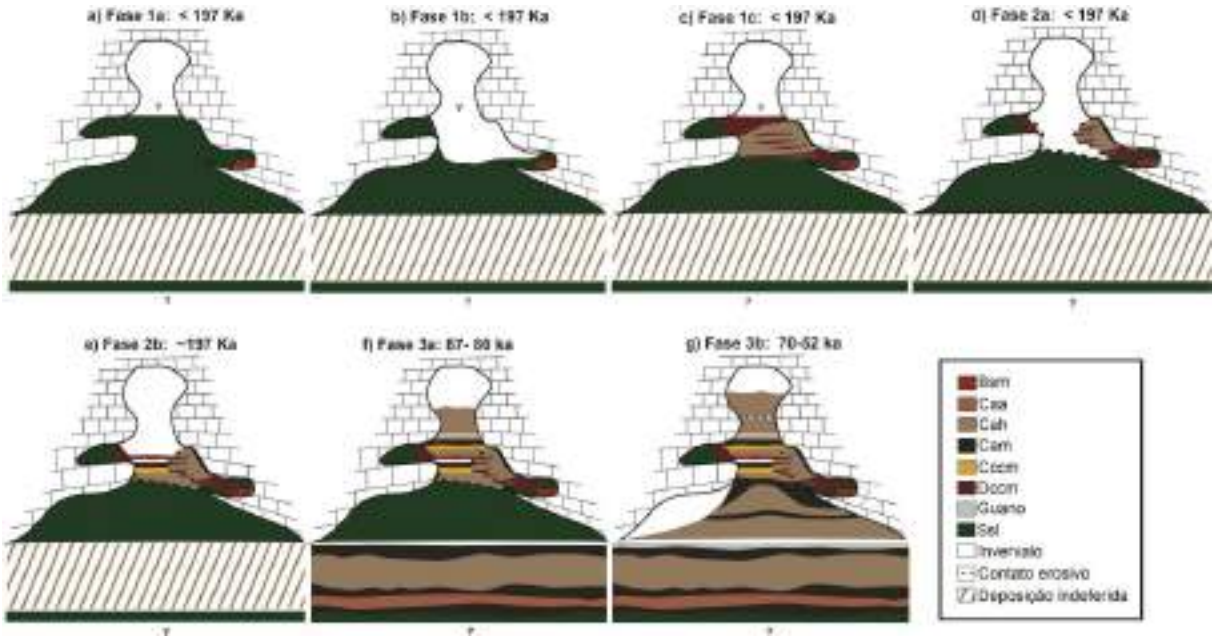


Figura 3-11 Evolução da deposição sedimentar no Perfil 1

A Fase 2 corresponde a Unidade III (Figura 3-6) inicia-se após um evento erosivo no qual se desconhece a idade que retirou parte dos sedimentos da Fase 1 na região central do perfil deixando material reliquiar sobrejacente nas laterais (Figura 3-9-i e Figura 3-11-d). A falta de datação na base torna incerta o início desse evento, porém, sabe-se que por volta de 197 ka um fluxo de alta energia depositou as fácies arenosas que inclui camadas com laminações plano paralelas inclinadas em ângulo compatível da erosão também observado em outros estratos sobrepostos. No topo da fase observam-se sedimentos mais grossos como cascalhos (Fácies Cccm) indicando aumento na energia fluxo que diminui gradativamente, fáceis arenosa intermediária, até atingir níveis mais lentos marcado pela deposição de sedimentos finos no topo. A presença de gretas de contração no cume dessa sequência (Fácies Bsm) pode indicar um hiato temporal capaz de fornecer uma exposição subárea dos sedimentos. Dados de geoquímica, mineralogia e do índice de circularidade assemelham-se aos sedimentos da Fase 3 corroborando para fontes próximas apesar o intervalo temporal de mais de cem mil anos.

A Fase 3 ocorre durante o Pleistoceno Superior correspondendo ao intervalo de 87 a 52 ka (Unidades I,II, VI, VII, Figura 3-6 e Figura 3-7) marcado por fluxos sucessivos decorrentes da oscilação da coluna d'água no qual os sedimentos recentes são transportados pela passagem superior do perfil, acima da fácies Bsm (térmico da Fase 2). Essa dinâmica gera uma arquitetura deposicional com espraiamento dos sedimentos na base do perfil que sobrepõem as camadas das Fases 1 e 2 e permite encontrar sequências cronocorrelatas na base e topo do perfil (Figura 3-11 – f/g). Observa-se essa correlação na geoquímica, mineralogia e granulometria a partir da superfície de erosão que permite identificar uma Fase 3a que abrange um intervalo entre 87-80 ka (Unidade II e base de I, e Unidade VII) e Fase 3b entre 70-52 ka

(Topo da Unidade I e Unidade VI). Ambas as fases possuem sedimentos arenosos em que ocorre variações entre as fácies de Canal cuja presença de estruturas sedimentares refletem a mudança do comportamento hidráulico que a depender da intensidade pode apresentar até níveis com cascalho (Fácie Cccm), Figura 3-6. Nota-se no topo das sucessões uma discreta alteração na granulometria com diminuição do percentual de areia e aumento dos sedimentos mais finos entre 65-52 mil anos que indica decréscimo na intensidade do fluxo. Por fim, a fácies Guano depositou-se sobre o piso de acesso ao perfil a partir da estabilização das condições hidráulicas.

Os Perfis 2 e 3 utilizados em caráter complementar apresentam arquitetura deposicional semelhantes porem não identificadas em P-1. Tal cenário pode indicar que esses sedimentos não foram alcançados em P-1 ou que foram removidos durante períodos de fluxo mais intenso. As datações realizadas em P-3 pouco auxiliam neste aspecto dada a saturação do sedimento implicando no cálculo de idades mínimas (59,66 ± 5 ka e 60,56 ±5 ka) necessitando de análises futuras para esclarecimento. Embora haja ausência de dados geocronológicos, a associação entre as fácies permite inferir que os perfis 2 e 3 são contemporâneos em que ao menos três fases podem ser inferidas (Figura 3-12): Fase A – resultante de fluxos hidráulicos alternados correspondente ao preenchimento dos condutos por fácies de decantação e de canal; Fase B – remoção dos sedimentos preservando as sequências estudadas e material nas paredes da caverna expondo os perfis utilizados no estudo; e Fase C formação do paleopiso em P-3 após a estabilização da sedimentação o que demonstra a existência de um período relativamente úmido.

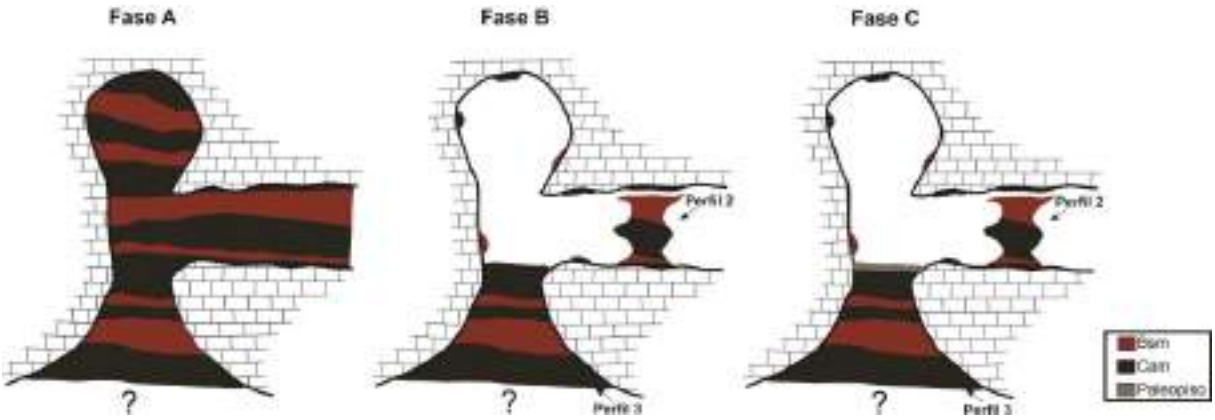


Figura 3-12 Seção esquemática para os eventos deposicionais ocorridos no Perfil 2 e 3

3.7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A deposição dos sedimentos clásticos em cavernas associa-se à dinâmica do ambiente circundante. No caso da Gruna Tarimba os processos geomorfológicos atuantes no recuo do relevo tornam disponível os sedimentos dos Grupos Urucuia (arenosos) e Bambuí (silto-argilosos) que são transportados e depositados no interior da caverna. O estabelecimento de novo níveis de base por rios regionais é

responsável pelo abandono de galerias entulhada por sedimentos nos níveis mais superiores permitindo estabelecer três grandes fases de deposição sedimentar no Perfil 1 e duas nos Perfis 2 e 3. Nos últimos 200 mil anos a arquitetura deposicional bem como as características dos sedimentos permitiram correlação com a energia do fluxo hidráulico resultando na identificação de oito fácies que constituem as feições atualmente são encontradas na caverna.

A quantidade expressiva de metodologias utilizadas proporciona uma disponibilidade de informações importantes para o desenvolvimento de futuros estudos com uma perspectiva paleoambiental na área. De certo, sabe-se que a divisão das fácies principalmente a partir de dados granulométricos e uma boa descrição estratigráfica contribuem de maneira significativa no entendimento da história deposicional. O estabelecimento da sequência geocronológica principalmente pelo método de luminescência opticamente estimulada traz alguns desafios como a obtenção de idades mínimas, sendo recomendável adoção de outros métodos como nuclídeos cosmogênicos para cobrir um range maior de idades e fornecer dados de comparação. Contudo tal técnica não deve ser desprezada pois fornece resultados satisfatórios em sequencias perfeitamente datáveis. Nessa perspectiva, datações de paleopisos bem como de espeleotemas poderiam trazer novas elucidações e enriquecer a discussão dos eventos climáticos da área em trabalho futuro.

3.8 FINANCIAMENTO

O presente trabalho integra o projeto “Susceptibilidade e Hidro-geomorfologia Cárstica da APA Nascente do Rio Vermelho/GO” vinculado a Universidade de Brasília (UnB) em parceria com o CECAV/ICMBIO, processo n.02667.000110/2017-10 que financiou e viabilizou a pesquisa

3.9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AITKEN, M. J. An Introduction to Optical Dating. New York: Oxford University Press, 1998.

ANDERTON, R. Clastic facies models and facies analysis. Geological Society, London, Special Publications, v. 18, n. 1, p. 31–47, 1985.

ARAUJO, V. A. DE; MORETON, L. C. Unidades Litoestratigráficas. In: Geologia do Estado de Goiás e Distrito Federal. CPRM/SIC- ed. Goiânia: [s.n.]. p. 43–113.

ARRIOLABENGOA, M. et al. Provenance study of endokarst fi ne sediments through mineralogical and geochemical data (Lezetxiki II cave , northern Iberia). Quaternary International journal, v. 364, p. 231–243, 2015.

AULER, A. S. et al. U-series dating and taphonomy of Quaternary vertebrates from Brazilian caves. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 240, n. 3–4, p. 508–522, 2006.

AULER, A. S. et al. Cyclic sedimentation in Brazilian caves: Mechanisms and palaeoenvironmental significance. Geomorphology, v. 106, n. 1–2, p. 142–153, 2009.

AULER, A. S. . et al. Fluvial incision rates derived from magnetotratigraphy.pdf. Zeitschrift für Geomorphologie, v. 46, p. 391–403, 2002.

BALLESTEROS, D. et al. Quaternary regional evolution based on karst cave geomorphology in Picos de Europa (Atlantic Margin of the Iberian Peninsula). Geomorphology, v. 336, p. 133–151, 2019.

CALDEIRA, D.; UAGODA, R.; NOGUEIRA, A. M. Dinâmica dos sedimentos clásticos cavernícolas : Potencialidade para estudo paleoambientais. Espaço & Geografia, v. 22, p. 153–189, 2019.

CAMPAÑA, I. et al. Assessing automated image analysis of sand grain shape to identify sedimentary facies, Gran Dolina archaeological site (Burgos, Spain). Sedimentary Geology, v. 346, p. 72–83, 2016.

CAMPAÑA, I. et al. Pleistocene sedimentary facies of the Gran Dolina archaeo-paleoanthropological site (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain). Quaternary International, v. 433, p. 68–84, 2017.

CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE, M. A. Estratigrafia E Sedimentação Da Bacia Sanfranciscana: Uma Revisão. Revista Brasileira de Geociências, v. 27, n. 3, p. 269–282, 1997.

CHEREM, L. F. S.; VARAJÃO, C. A. C. O PAPEL DA LITO-ESTRUTURA DO CARSTE NA MORFODINÂMICA CENOZÓICA DA SERRA GERAL DE GOIÁS (GO/TO/BA): APROXIMAÇÕES INICIAIS. Geonorte, v. 10, p. 180–184, 2014.

CONSTANTIN, S. et al. Reconstructing the evolution of cave systems as a key to understanding the taphonomy of fossil accumulations: The case ofUrşilor Cave (Western Carpathians, Romania). Quaternary International, v. 339–340, p. 25–40, 2014.

CRUZ, A. B. DA. Detalhamento da geologia das unidades carbonáticas do Grupo Bambuí na região de Alvorada do Norte, Goiás. [s.l.] Universidade de Brasilia, 2012.

DARDENNE, M. A. Anais do Simpósio sobre o Cratón do São Francisco e suas faixas marginais. Os Grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília. Anais...Salvador: 1981

DARDENNE, M. A.; MAGALHAES, L. F.; SOARES, L. A. XXX Congresso Brasileiro de Geologia. Geologia do Grupo Bambuí no Vale do Rio Paranã (Goiás). Anais...Recife: 1978

DARRÉNOUGUÉ, N. et al. A late Pleistocene record of aeolian sedimentation in Blanche Cave, Naracoorte, South Australia. Quaternary Science Reviews, v. 28, n. 25–26, p. 2600–2615, 2009.

FARRANT, A. R.; SMART, P. L. Role of sediment in speleogenesis; sedimentation and paragenesis. Geomorphology, v. 134, n. 1–2, p. 79–93, 2011.

FAURE, M.; GUÉRIN, C.; PARENTI, F. Découverte d ’une mégafaune holocène do Serrote do Artur (aire archéologique de Sao Raimundo Nonato, Piauí, Brésil). C. R. Acad. Sci. Paris, n. 329, p. 443–448, 1999.

FERREIRA, C. F.; UAGODA, R. E. S. O uso de veículo aéreo não tripulado - VANT para construção de modelos digitais de terreno – MDT e identificação de dolinas na área da gruna da Tarimba-GO. ANAIS do 35o Congresso Brasileiro de Espeleologia. Anais...Bonito/ MS: 2019

FONTUGNE, M. New Radiocarbon Ages of Luzia Woman, Lapa Vermelha IV Site, Lagoa Santa, Minas Gerais, Brazil. Radiocarbon, v. 55, n. 3–4, p. 1187–1190, 2013.

FORD, D.; WILLIAMS, P. Karst Hydrogeology and Geomorphology. Wiley: Chichester, 2007.

GASPAR, M. T. P.; CAMPOS, J. E. G. O Sistema Aqüífero Urucuia. Revista Brasileira de Geociências, v. 37, n. S4, p. 216–226, 2007.

GILLIESON, D. Caves: Processes, Development and Management. 1o ed. Massachusetts: Blackwell, 1996.

GUÉRIN, G.; MERCIER, N.; ADAMIEC, G. Dose-rate conversion factors : Update Dose-rate conversion factors : update. n. May 2014, 2011.

HADDAD-MARTIM, P. M. et al. Quaternary depositional facies in cave entrances and their relation to landscape evolution: The example of Cuvieri Cave, eastern Brazil. Catena, v. 157, p. 372–387, 2017.

HERMAN, E. K.; TORAN, L.; WHITE, W. B. Clastic sediment transport and storage in fluviokarst aquifers: An essential component of karst hydrogeology. Carbonates and Evaporites, v. 27, n. 3–4, p. 211–241, 2012.

HUBBE, A. et al. Identification and importance of critical depositional gaps in pitfall cave environments: The fossiliferous deposit of Cuvieri Cave, eastern Brazil. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 312, n. 1–2, p. 66–78, 2011.

HUSSAIN, Y. et al. The potential use of geophysical methods to identify cavities, sinkholes and pathways for water infiltration: a case study from Mambaí, Brazil. 2020.

HUSSAIN, Y. J; UAGODA, R. An introduction and GIS-based relief compartment mapping of fluvio-karst landscape in central Brazilian highlands Yawar. No Prelo, [s.d.].

IBGE. Zoneamento Geoambiental e Agroecológico - Goiás/região nordeste. IBGE, Divi ed. Rio de Janeiro: [s.n.].

ICMBIO/CECAV. RELATÓRIO DE VISTORIA TÉCNICA EM CAVERNAS E SUAS ÁREAS DE INFLUÊNCIA NA ÁREA DE PROTEÇÃO AMBIENTAL DAS NASCENTES DO RIO VERMELHOBrasíliaICMBio/CECAV, , 2017.

ICMBIO/CECAV. Relatório Estatístico - Cavidades por UF. Brasilia: [s.n.].

IGLESIAS, M.; UHLEIN, A. Estratigrafia do Grupo Bambuí e coberturas fanerozóicas no vale do rio São Francisco, norte de Minas Gerais. Revista Brasileira de Geociências, v. 39, n. 2, p. 256–266, 2009.

JACOBS, Z. et al. Single-grain OSL dating at La Grotte des Contrebandiers (“Smugglers” Cave’), Morocco: Improved age constraints for the Middle Paleolithic levels. Journal of Archaeological Science, v. 38, n. 12, p. 3631–3643, 2011.

JAQUETO, P. et al. Linking speleothem and soil magnetism in the Pau d’Alho. p. 7024–7039, 2016.

KINOSHITA, A. et al. Dating human occupation at Toca do Serrote das Moendas, São Raimundo Nonato, Piauí-Brasil by electron spin resonance and optically stimulated luminescence. Journal of Human Evolution, v. 77, p. 187–195, 2014.

LAUREANO, F. V. Idades de Soterramento 26al/10 Be em grão de quartzo e o assoreamento de sistema de Cavernas Na Região Iraquara (Ba): 2 Milhões de anos de registro sedimentar Quaternário. São Paulo: Universidade de São Paulo, 2014.

LAUREANO, F. V. et al. Two million years of river and cave aggradation in NE Brazil: Implications for speleogenesis and landscape evolution. Geomorphology, v. 273, n. April 2018, p. 63–77, 2016.

MARTINI, I. Cave clastic sediments and implications for speleogenesis: New insights from the Mugnano Cave (Montagnola Senese, Northern Apennines, Italy). Geomorphology, v. 134, n. 3–4, p. 452–460, 2011.

MCADAMS, C. et al. The Pleistocene geoarchaeology and geochronology of Con Moong Cave, North Vietnam: Site formation processes and hominin activity in the humid tropics. Geoarchaeology, n. April, 2019.

MICHAB, M. et al. Luminescence dates for the paleoindian site of Pedra Pintada, Brazil. Quaternary Science Reviews, v. 17, n. 11, p. 1041–1046, 1998.

MOTTA, J. A. O. (ORG). Projeto cavernas de Mambaí: caracterização do ecossistema cárstico localizado no município de Mambaí e entorno. Brasília: 2003.

MURRAY, A. S.; WINTLE, A. G. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. Radiation Measurements, v. 32, n. 1, p. 57–73, fev. 2000.

NICHOLS, G. Sedimentology and Stratigraph. 2o ed. Oxford: Blackwell, 2009.

NOVELLO, V. F. et al. Vegetation and environmental changes in tropical South America from the last glacial to the Holocene documented by multiple cave sediment proxies. Earth and Planetary Science Letters, v. 524, p. 1–11, 2019.

NUNES, J. G. DA S.; UAGODA, R. Mapeamento de solos em área cárstica, através do estudo da catena com auxílio de geotecnologias e descrições em campo: Um estudo de caso na APA Nascentes do Rio vermelho, Mambaí – GO. No Prelo, [s.d.].

OLIVEIRA, P. V. et al. The dasypodidae (mammalia, xenarthra) from the urso fóssil cave (quaternary), parque nacional de ubajara, state of ceará, Brazil: Paleoecological and taxonomic aspects. Anais da Academia Brasileira de Ciencias, v. 86, n. 1, p. 147–158, 2014.

OSBORNE, R. A. Dating ancient caves and related palaeokarst. Acta Carsologica, v. 34, n. 1, p. 51–72, 2005.

OSBORNE, R. A. L. Sedimentation in caves- a review. Publications of the Geological Society of Australia, v. 2, p. 189–217, 1986.

PEYRE, E. et al. Des restes humains pléistocènes dans la grotte du Garrincho, Piauí, Brésil. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie II. Sciences de la Terre et des Planetes, v. 327, p. 335–360, 1998.

PILÓ, L. B. et al. Geochronology, sediment provenance, and fossil emplacement at Sumidouro Cave, a classic Late Pleistocene/Early Holocene paleoanthropological site in eastern Brazil. Geoarchaeology, v. 20, n. 8, p. 751–764, 2005.

PLOTNICK, R. E.; KENIG, F.; SCOTT, A. C. Using the voids to fill the gaps: Caves, time, and stratigraphy. Geological Society Special Publication, v. 404, n. 1, p. 233–250, 2015.

PRESCOTT, J. R.; STEPHAN, L. G. No TitleThe contribution of cosmic radiation to the environmental dose for thermoluminescence dating. PACT, v. 6, p. 17–25, 1982.

RHODES, E. J. Optically Stimulated Luminescence Dating of Sediments over the Past 200,000 Years. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 39, n. 1, p. 461–488, 2011.

RIZZATO, P. P.; BICHUETTE, M. E. Ituglanis boticario, a new troglomorphic catfish (Teleostei: Siluriformes: Trichomycteridae) from Mambaí karst area, central Brazil. Zoologia (Curitiba), v. 31, n. 6, p. 577–598, 2014.

ROOSEVELT, A. C. et al. Paleoindian Cave Dwellers in the Amazon : The Peopling of the Americas. Science, v. 272, p. 373–384, 1996.

SANTOS, G. M. et al. A revised chronology of the lowest occupation layer of Pedra Furada Rock Shelter, Piauí, Brazil: The Pleistocene peopling of the Americas. Quaternary Science Reviews, v. 22, n. 21–22, p. 2303–2310, 2003.

SBE et al. CARACTERIZAÇÃO AMBIENTAL E CONSERVAÇÃO DO SISTEMA CÁRSTICO DA GRUNA DA TARIMBA – MAMBAÍ, GO Campinas, 2014.

SIQUEIRA, D. D'. Mapeamento Geológico do Parque Natural Municipal do Pequi - Mambaí/GO. [s.l.] Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2017.

SPRINGER, G. S. Clastic Sediments in Caves. In: CULVER, DAVID C; WHITE, W. B. (Ed.). . Encyclopedia of Caves. 1° ed. San Diego: Elsevier Academic Press, 2005. p. 102–108.

UAGODA, R. et al. Regional Conference of Geomorphology. Geomorphic units mapping of fluviokarst landscapes in central Brazilian Higland. Anais...Athens: 2019

WHITE, W. B. Cave sediments and paleoclimate. Journal of Cave and Karst Studies, v. 69, n. 1, p. 76–93, 2007.

WOODWARD, J. C.; GOLDBERG, P. The Sedimentary Records in Mediterranean Rockshelters and Caves: Archives of Environmental Change. Geoarchaeology - An International Journal, v. 16, n. 4, p. 327–354, 2001.

3.10 MATERIAL SUPLEMENTAR

Tabela 3-5 Resultado da análise granulométrica do Perfil 1 (%)

Amostras	Argila <0,004	Silte M Fino 0,004-0,008	Silte Fino 0,008-0,016	Silte Médio 0,016-0,031	Silte Grosso 0,031-0,062	Areia M Fina 0,06-0,125	Areia Fina 0,125-0,25	Areia Média 0,25-0,5	Areia Grossa 0,5-1,0	Areia M Grossa 1,0-2,0	Cascalho >2,0
						mm					
TCS-150	1.14	0.57	1.00	1.30	3.32	30.34	48.67	12.24	1.42	0.00	0.00
TCS-140	0.90	0.44	0.84	1.27	3.39	33.72	50.36	9.08	0.00	0.00	0.00
TCS-130	4.19	1.87	2.57	3.44	8.34	37.38	36.70	4.90	0.00	0.08	0.52
TCS-120	1.00	0.46	0.90	1.15	2.65	29.65	50.29	12.36	1.54	0.00	0.00
TCS-110	2.24	1.03	1.54	2.22	6.71	37.96	41.87	6.26	0.00	0.19	0.00
TCS-100	6.10	3.25	4.37	5.64	12.12	39.21	27.77	1.54	0.00	0.00	0.00
TCS-90	3.59	1.95	2.53	3.31	8.03	39.69	35.29	4.32	1.29	0.00	0.00
TCS-80	0.00	0.00	0.24	0.55	1.09	19.44	52.41	24.87	1.40	0.00	0.00
TCS-70	1.21	1.18	1.41	1.81	4.56	36.51	45.91	7.41	0.00	0.00	0.00
TCS-60	0.00	0.00	0.04	0.39	0.68	9.62	45.32	38.81	5.14	0.00	0.00
TCS-50	0.48	0.42	0.72	0.98	2.06	13.15	43.58	34.22	4.39	0.00	0.00
TCS-40	0.00	0.00	0.08	0.24	0.62	7.20	43.53	41.84	5.85	0.08	0.57
TCS-30	0.05	0.08	0.19	0.41	0.71	8.25	44.77	40.15	5.39	0.00	0.00
TCS-20	0.01	0.00	0.19	0.27	0.62	7.18	43.44	41.92	5.87	0.10	0.41
TCS-10	0.00	0.00	0.02	0.26	0.51	7.92	44.36	40.98	5.64	0.31	0.00
TCS-0	0.00	0.00	0.02	0.31	0.65	7.55	42.68	39.87	5.51	0.23	3.19
TCM1-40	1.03	0.61	0.94	1.16	2.41	14.01	39.86	28.85	3.49	0.00	7.62
TCM1-30	0.03	0.17	0.33	0.53	1.13	10.63	36.87	26.20	3.03	0.42	20.66
TCM1-20	0.57	0.66	0.80	0.71	0.62	5.36	30.41	26.43	3.39	0.15	30.90
TCM1-10	0.00	0.00	0.02	0.22	0.41	6.48	39.21	35.29	4.64	0.00	13.73

TCM1-01	1.32	0.54	0.82	0.69	0.71	7.53	42.94	37.70	4.86	0.62	2.28
TCM1-00	15.37	13.84	19.01	15.63	9.20	12.26	12.12	2.57	0.00	0.00	0.00
TCM2-40	5.73	3.74	4.06	3.17	1.84	5.68	22.19	27.25	12.11	1.09	13.15
TCM2-30	1.43	1.01	1.03	0.94	0.91	4.65	21.63	18.50	2.39	1.17	46.34
TCM2-20	0.00	0.00	0.00	0.03	0.24	5.94	44.33	43.43	5.92	0.10	0.00
TCM2-10	0.13	0.50	0.38	0.52	0.68	11.23	48.11	34.43	3.85	0.00	0.16
TCM2-0	0.00	0.03	0.14	0.24	0.43	10.27	49.47	35.57	3.85	0.00	0.00
TCIA-60	1.87	1.13	1.33	1.16	1.32	7.32	22.65	19.39	2.69	4.06	37.07
TCIA-50	13.74	14.46	17.79	13.36	7.29	13.58	15.05	4.73	0.00	0.00	0.00
TCIA-40	17.58	16.63	20.77	15.78	8.58	11.09	8.29	1.28	0.00	0.00	0.00
TCIA-30	16.38	17.11	20.43	14.67	7.37	12.24	10.39	1.41	0.00	0.00	0.00
TCIA-20	16.70	18.34	24.50	16.23	6.16	8.05	8.40	1.62	0.00	0.00	0.00
TCIA-10	7.22	7.53	8.85	6.61	3.49	19.05	35.45	10.57	1.23	0.00	0.00
TCIA-0	16.52	16.66	22.19	17.13	8.78	8.95	7.91	1.43	0.00	0.43	0.00
TCI-30	0.08	0.28	0.65	1.02	1.93	26.61	54.52	12.79	2.00	0.12	0.00
TCI-20	1.12	0.93	1.31	1.59	1.75	18.86	54.43	19.46	0.11	0.00	0.44
TCI-10	1.68	1.51	1.78	1.82	1.49	12.62	51.65	26.27	1.18	0.00	0.00
TCI-0	1.19	0.72	0.94	0.88	0.90	16.01	56.50	22.56	0.13	0.00	0.17
TP-150	3.24	7.07	9.47	12.75	18.38	17.03	12.37	0.98	0.00	4.50	14.19
TP-140	0.00	0.00	0.03	0.13	0.33	14.20	59.62	24.97	0.72	0.00	0.00
TP-130	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	13.09	56.11	29.34	1.46	0.00	0.00
TP-120	0.00	0.03	0.08	0.30	0.63	12.30	52.46	32.09	2.11	0.00	0.00
TP-110	0.00	0.00	0.07	0.25	0.46	14.17	60.26	24.23	0.56	0.00	0.00
TP-100	0.01	0.28	0.51	0.70	1.78	23.96	55.19	16.24	1.33	0.00	0.00
TP-90	0.01	0.25	0.35	0.57	1.30	21.29	56.64	19.48	0.11	0.00	0.00
TP-80	0.00	0.14	0.27	0.40	0.53	12.47	52.39	31.72	2.08	0.00	0.00
TP-70	0.63	0.77	0.83	0.68	0.56	9.53	47.79	35.28	3.93	0.00	0.00
TP-60	0.84	0.99	1.10	0.87	0.64	10.14	48.98	33.67	2.49	0.14	0.15
TP-50	1.35	1.63	1.67	1.24	0.89	13.40	50.82	27.45	1.55	0.00	0.00

TP-40	0.03	0.34	0.24	0.25	0.25	9.66	49.70	35.62	3.82	0.00	0.09
TP-30	0.05	0.29	0.33	0.35	0.22	6.34	45.31	40.45	5.09	0.00	1.57
TP-20	0.74	0.88	1.05	0.84	0.65	5.53	35.69	31.72	4.04	0.73	18.14
TP-10	16.25	19.52	21.45	20.62	13.88	6.60	1.68	0.00	0.00	0.00	0.00
TP-0	6.89	17.61	26.01	22.69	9.41	3.60	12.26	1.53	0.00	0.00	0.00
TSE-160	6.42	8.70	10.61	8.14	3.65	14.94	34.77	12.62	0.15	0.00	0.00
TSE-150	1.38	1.48	1.85	1.47	0.66	11.04	47.91	31.80	2.41	0.00	0.00
TSE-140	6.43	6.59	7.94	6.41	3.70	5.76	8.92	5.39	0.21	14.05	34.59
TSE-130	7.05	5.38	5.40	4.41	2.63	11.57	25.82	9.53	0.12	8.59	19.52
TSE-120	14.40	16.54	22.92	17.08	7.79	9.80	9.82	1.65	0.00	0.00	0.00
TSE-110	13.89	12.75	15.73	12.45	7.61	15.44	17.24	4.89	0.00	0.00	0.00
TSE-100	1.93	1.62	2.10	2.67	5.06	25.24	38.54	11.32	0.06	0.53	10.93
TSE-90	1.64	2.12	2.34	2.51	2.12	16.16	43.89	23.64	1.56	0.49	3.52
TSE-80	1.75	3.27	3.48	4.13	3.90	19.52	42.23	16.75	0.70	1.38	2.88
TSE-70	0.39	0.30	0.64	0.94	2.00	22.55	48.19	16.02	0.09	0.00	8.88
TSE-60	0.00	0.06	0.20	0.38	0.28	9.47	48.66	36.71	4.24	0.00	0.00
TSE-50	0.00	0.00	0.03	0.26	0.59	11.77	50.44	34.28	2.63	0.00	0.00
TSE-40	0.00	0.00	0.19	0.51	1.06	22.81	57.20	18.13	0.10	0.00	0.00
TSE-30	0.06	0.15	0.45	0.80	1.97	26.19	54.55	13.92	1.91	0.00	0.00
TSE-20	1.49	1.33	1.66	1.75	1.50	13.49	53.07	24.81	0.90	0.00	0.00
TSE-10	0.62	0.43	0.58	0.54	0.53	15.17	60.81	21.23	0.09	0.00	0.00
TSE-0	1.50	0.96	1.20	1.08	1.09	16.99	55.82	21.24	0.12	0.00	0.00
TSEE-20	32.55	22.99	22.34	13.51	6.78	1.83	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Tabela 3-6 Resultado da análise granulométrica do Perfil 2 e Perfil 3 (%)

Amostra	Argila <0,004	Silte M Fino 0,004-0,008	Silte Fino 0,008-0,016	Silte Médio 0,016-0,031	Silte Grosso 0,031-0,062	Areia M Fina 0,06-0,125	Areia Fina 0,125-0,25	Areia Média 0,25-0,5	Areia Grossa 0,5-1,0	Areia M Grossa 1,0-2,0	Granulo >2,0
						mm					
T2-0	3.53	4.07	4.67	2.81	2.78	14.20	52.91	14.70	0.30	0.00	0.00
T2-10	21.60	25.30	26.17	13.69	9.24	2.81	0.36	0.00	0.00	0.70	0.00
T2-20	0.58	0.75	0.86	0.58	0.91	8.56	51.81	30.17	5.78	0.00	0.00
T2-30	1.95	1.31	1.41	0.84	1.51	9.09	47.98	29.37	6.09	0.43	0.00
T2-40	0.38	0.46	0.57	0.35	1.04	14.33	61.55	20.02	1.30	0.00	0.00
T2-50	7.21	5.09	6.17	4.17	5.59	11.91	40.71	16.80	1.88	0.00	0.42
T2-60	7.13	13.48	14.03	4.88	1.88	7.40	34.15	14.56	2.36	0.12	0.00
T2-70	7.33	9.81	12.24	5.99	6.51	15.16	34.20	8.45	0.26	0.00	0.00
T2-80	2.38	2.63	3.64	2.75	3.02	8.11	45.32	26.92	5.23	0.00	0.00
T2-90	1.73	1.99	2.48	1.72	1.73	5.13	45.50	32.45	7.00	0.28	0.00
T2-100	0.80	1.04	1.21	0.74	0.92	6.58	52.30	30.64	5.49	0.00	0.29
T2-110	18.09	24.85	22.12	9.01	7.61	9.08	8.67	0.52	0.00	0.00	0.00
T2-120	17.37	26.34	26.21	11.37	8.28	6.17	3.52	0.09	0.00	0.58	0.00
T2-130	16.15	32.84	34.11	12.91	3.71	0.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
T2-140	54.18	31.53	12.72	1.26	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
T2-150	45.07	28.61	18.50	5.43	1.87	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24	0.00
T2-160	26.13	27.41	22.69	10.75	10.81	1.34	0.00	0.00	0.00	0.71	0.00
T2-TETO	2.55	1.19	1.30	0.94	3.04	8.02	47.19	30.21	5.56	0.00	0.00
T3-0	0.64	1.38	1.95	1.42	1.73	11.48	54.61	24.03	2.76	0.00	0.00
T3-10	3.61	4.23	5.11	2.81	2.45	9.00	45.86	22.84	2.98	0.89	0.19
T3-20	1.19	1.49	1.92	1.26	1.73	10.50	53.24	25.47	3.20	0.00	0.00
T3-30	2.32	2.80	3.45	1.95	2.05	11.47	51.14	22.25	2.57	0.00	0.00

T3-40	3.67	3.40	4.62	3.17	4.48	12.92	45.39	18.43	2.05	0.33	1.51
T3-50	6.63	7.93	11.99	7.47	8.33	22.48	31.91	2.99	0.00	0.21	0.00
T3-60	10.20	12.64	17.84	14.69	15.39	11.01	13.89	2.72	0.10	1.00	0.48
T3-70	9.21	14.28	21.96	15.72	14.87	11.53	7.53	0.26	0.00	4.60	0.00
T3-80	10.65	16.75	26.39	20.05	15.72	7.73	2.66	0.00	0.00	0.00	0.00
T3-90	9.23	14.03	19.87	14.81	16.92	14.54	9.19	0.44	0.00	0.00	0.93
T3-100	15.61	22.51	28.52	16.73	10.94	4.48	0.84	0.00	0.00	0.31	0.00
T3-110	0.80	1.08	1.47	0.97	1.73	15.74	59.47	17.68	0.87	0.20	0.00
T3-120	0.06	0.59	0.88	0.67	1.26	13.28	58.64	21.84	1.95	0.30	0.54
T3-130	1.03	1.37	1.87	1.18	1.36	12.39	55.72	21.70	2.10	1.27	0.00
T3-140	23.66	27.19	30.18	12.38	5.27	0.22	0.00	0.00	0.00	0.92	0.00
T3-150	2.97	2.64	2.87	1.44	1.93	11.23	46.51	19.63	2.23	4.16	4.36
T3-160	0.75	1.01	1.27	0.77	1.48	12.38	53.59	22.66	2.55	1.78	1.77
T3-170	2.98	2.98	3.46	1.74	2.70	17.10	53.19	14.07	0.29	0.35	1.13
T3-180	3.80	3.33	3.37	1.54	2.41	15.53	53.29	15.43	0.49	0.79	0.00
T3-190	2.75	2.85	3.36	1.98	3.63	16.92	49.95	13.15	0.27	5.14	0.00

Tabela 3-7 Resultado do Índice de Circularidade

Perfil	Unidade	Corresponde Granulometria	Qtde. grãos	Máximo	Mínimo	Índice de Circularidade
Perfil 1	I	TCS-100	3064	0.971	0.164	0.867
		TCS-50	5729	0.958	0.120	0.756
	II	TCM1-10	5963	0.971	0.150	0.824
		TCM1-01	1897	0.971	0.232	0.882
		TCM1-00	1568	0.971	0.210	0.826
	III	TCM2-40	1006	0.952	0.183	0.806
		TCM2-30	1437	0.847	0.152	0.858
		TCM2-20	3930	0.950	0.199	0.843
		TCM2-10	2502	0.955	0.148	0.865
	IV	TCIA-30	630	0.960	0.172	0.840
	V	TSE 150	1173	0.947	0.181	0.855
		TSE 140	1290	0.958	0.147	0.844
		TSE -80	1036	0.947	0.238	0.843
		TSE - 0	4634	0.971	0.129	0.702
	VII	TP-150	1063	0.955	0.280	0.848
		TP - 130	5670	0.967	0.199	0.842
		TP - 030	743	0.971	0.231	0.880
		TP-0	562	0.947	0.208	0.714
Perfil 2	-	T2-TETO	560	0.962	0.263	0.888
		T2-160	372	0.947	0.207	0.751
	-	T2-0	580	0.955	0.209	0.840
Perfil 3	-	T3-190	1148	0.955	0.177	0.848
	-	T3-10	1284	0.962	0.191	0.841

Tabela 3-8 Resultado das análises químicas dos óxidos (%)

	Nível	Fácies	Amostra	SiO_2	Al_2O_3	FeO_3	TiO_2	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	PF
Perfil 1	I	Cah	TCS-100	83.5	5.5	1.8	0.393	0.009	0.110	0.173	0.107	0.555	0.065	3.05
		Cah	TCS-50	93.3	0.9	0.5	0.181	0.005	0.092	0.033	0.109	0.323	0.005	0.71
	II	Cccm	TCM1 20	85.27	3.23	2.10	0.18	0.02	0.15	0.25	0.24	0.86	0.04	4.54
		Cah	TCM1-10	93.5	0.6	0.4	0.112	0.004	0.110	0.031	0.104	0.290	0.001	4.20
		Bsm	TCM1 00	82.53	7.97	5.37	0.54	0.02	0.43	0.79	0.15	1.49	0.13	2.78
	III	Cccm	TCM2 30	86.75	5.13	2.22	0.21	0.01	0.17	0.17	0.22	0.80	0.05	2.78
		Cah	TCM2-10	93.2	0.6	0.4	0.094	0.004	0.129	0.028	0.099	0.250	0.009	5.10
	IV	Ssl	TC1A 30	72.92	10.30	3.36	0.62	0.01	0.49	0.77	0.21	2.08	0.06	4.84
		Cah	TC1A 10	80.38	6.86	2.61	0.40	0.01	0.37	0.45	0.17	1.53	0.05	4.03
	V	Cah	TSE-150	90.29	4.47	1.22	0.26	0.00	0.23	0.33	0.17	1.29	0.02	4.29
		Dccm	TSE-140	63.3	9.1	7.1	0.541	0.024	0.734	1.273	0.183	2.441	0.318	11.86
		Ssl	TSE 120	75.44	11.73	4.45	0.59	0.01	0.73	0.95	0.23	2.26	0.09	9.32
		Ssl	TSEE20	66.60	13.15	4.98	0.56	0.02	0.89	1.03	0.19	2.35	0.26	10.04
	VI	Cah	TSE-80	92.3	3.4	1.7	0.249	0.015	0.672	0.767	0.219	0.740	0.674	4.45
		Cah	TSE-0	93.5	3.2	1.6	0.220	0.014	0.256	1.265	0.433	1.109	0.043	4.27
	VII	G	TP 150	52.50	3.74	1.67	0.18	0.07	16.88	0.32	0.35	1.13	10.76	12.18
		Cah	TP-130	96.6	0.4	0.3	0.074	0.003	0.103	0.020	0.098	0.276	0.016	0.57
		Caa	TP 40	93.23	1.41	0.59	0.08	0.00	0.12	0.06	0.18	0.63	0.04	1.01
		Cam	TP-30	94.9	1.5	0.7	0.116	0.006	0.159	0.136	0.391	0.835	0.015	1.06
		Ssl	TP 10	66.77	11.20	5.72	0.51	0.04	0.70	1.85	0.28	2.32	0.19	10.2
Perfil 3		Bsm	T3 140	80.57	8.25	3.30	0.43	0.02	0.12	0.84	0.53	1.80	0.06	4.54
		Bsm	T3 80	79.67	10.48	4.29	0.59	0.03	0.25	0.94	0.36	1.98	0.09	4.75

4 CONSIDERAÇÕES FINAIS - GERAL

Sedimentos clásticos em caverna são uma importante fonte de conhecimento paleoambiental. A utilização em pesquisas de cunho paleontológico/arqueológico pode ser acrescida de estudos para compreensão do paleoclima, paleovegetação ou até mesmo de condições paleohidrológicas dentre outras. Como os processos sedimentológicos no interior da caverna são em muitos casos similares aos superficiais (por exemplo: deposição, transporte, processos de sedimentação) em um primeiro momento pode se pensar em uma facilidade em trabalhar. Contudo precisa-se somar a esta situações condições inerentes ao ambiente subterrâneo como intensidade de fluxo devido aos condutos estreitos, destruição de sequências sedimentares, inversões estratigráficas o que torna um estudo complexo.

O levantamento dos estudos realizados no Brasil nos últimos 30 anos não totaliza uma dezena de trabalhos, demonstrando um nicho a ser explorado. Os estudos reunidos apresentam um cenário promissor numa perspectiva paleoambiental em função das diferentes metodologias (análise de fácies, paleomagnetismo, Carbono 14, nuclídeos cosmogênicos, raio x ....) e resultados interessantes da ordem de milhões de anos. A lacuna de trabalhos na região central do país converge com a inexistência de pesquisas na Área de Proteção Nascente do Rio Vermelho (APANRV) que possui mais de 150 cavernas mapeadas com processos antrópicos bem atuantes nas áreas cársticas. Trabalhos de campo realizados na região da APANRV identificaram diversas cavernas com sequencias sedimentares próprias para estudo demonstrando ser favorável ao desenvolvimento deste tipo de pesquisa na área.

A Gruna Tarimba, sexta maior caverna em extensão do Brasil, escolhida para estudo possui um histórico de deposição sedimentar de pelo menos 200 mil anos na região da APANRV. A utilização de diferentes metodologias (análise granulométrica, índice de circularidade, composição química e mineralógica, Carbono 14 e Luminescência Opticamente Estimulada) permitiu estabelecer um modelo cronológico para os estágios de sedimentação no qual os sedimentos oriundos de processos geomorfológicos externos atuantes na bacia hidrográfica foram transportados sob condições paleohidrológicas para o interior da caverna a depender do tamanho sendo depositados nas sequências sedimentares clásticas. Dessa forma, são encontradas fácies com predomínio de sedimentos finos como silte e argila (Bsm e Ssl), arenosas (Fácies de Canal-Cam, Cah, Ccm e Caa) e aquela com presença de cascalho (Fácies Diamictito – Dccm) demostrando a diferença de energia do fluxo d’água também observada

pelas estruturas sedimentares encontradas. Apesar de não ser possível estabelecer conexões entre todos os perfis estudados a associação de fácies foi crucial para compreensão da deposição sedimentar nos locais em que a datação de LOE não foi satisfatória.

Os sedimentos depositados no interior da Gruna Tarimba constituem do material do ambiente circundante representados principalmente por aqueles originários do Grupo Urucuia e Bambuí. Reforçando essa tese têm-se os dados da mineralogia que apresentaram semelhança com solos da região e composição química distinta entre sedimentos arenosos e silto argilosos que indicam fontes diferentes. Tal dinâmica era esperada uma vez que os processos geomorfológicos atuantes estão intimamente ligados a configuração de relevo cárstico encoberto na região.

A metodologia aplicada abarcou o objetivo proposto além de fornecer importantes dados para o contexto geomorfológicos da área. As informações obtidas nessa pesquisa constituem os primeiros sobre a temática na região e poderão subsidiar o Plano de Manejo da APANRV no que se refere ao reforço para proteção da Gruna Tarimba que guarda registros paleoambientais importantes no cenário regional. Atrelada aos outros trabalhos desenvolvidos na região tais informações poderão ser utilizadas para incrementar o modelo hidrogeomorfológico no que tange, por exemplo, ao controle do nível de base do Rio Vermelho bem como cálculo das taxas de incisão do rio. Apesar do prognostico favorável alguns pontos necessitam de maiores estudos como a obtenção de datações absolutas, infelizmente não obtidas pelo método de LOE, que podem trazer novas informações para o contexto deposicional. Para além, torna-se interessante um estudo paleoclimático da região a fim de estabelecer futuras relações para as condições externas atuantes para a entrada do sedimento na caverna.

CAPÍTULO 6

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UNB
INSTITUTO DE CIÊNCIAS HUMANAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

ESTUDO E MAPEAMENTO DA VULNERABILIDADE DO SISTEMA CÁRSTICO DO ALTO CURSO DA BACIA DO RIO CORRENTE NO NORDESTE GOIANO

TESE DE DOUTORADO

OLAVO AMANCIO DE OLIVEIRA

Brasília-DF, fevereiro de 2023.

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UNB
Programa de Pós-Graduação em Geografia – PPGGEA

ESTUDO E MAPEAMENTO DA VULNERABILIDADE DO SISTEMA CÁRSTICO DO ALTO CURSO DA BACIA DO RIO CORRENTE NO NORDESTE GOIANO

Olavo Amancio de Oliveira

Orientador: Prof. Dr. Rogerio Elias Soares Uagoda

Tese apresentada a banca examinadora do Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade de Brasília (UnB), como requisito necessário para obtenção do título de Doutor em Geografia.
Linha de pesquisa: Análise De Sistemas Naturais.

Brasília-DF, fevereiro de 2023.

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UNB
Programa de Pós-Graduação em Geografia – PPGGEA

ESTUDO E MAPEAMENTO DA VULNERABILIDADE DO SISTEMA CÁRSTICO DO ALTO CURSO DA BACIA DO RIO CORRENTE NO NORDESTE GOIANO

Olavo Amancio de Oliveira

BANCA EXAMINADORA

_____

Prof. Dr. Rogerio Elias Soares Uagoda
Universidade de Brasília, Departamento de Geografia.
(Presidente)

_____

Prof. Dr. Luz Eduardo Panisset Travasso
Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais
(Membro Externo)

_____

Prof. Dr. José Eloi Guimarães Campos
Universidade de Brasília, Instituto de Geociências.
(Membro Externo)

_____

Prof. Dr. Dr. Vinícius Vasconcelos
Universidade de Brasília, Departamento de Geografia.
(Membro Interno)

Brasília-DF, fevereiro de 2023.

Aos meus pais, minhas irmãs e irmãos (in memoriam), em especial aos meus filhos Leonidas Amancio e Heitor Amancio e a minha esposa Jociele Guimarães que, apesar das dificuldades, sempre estiveram comigo, dando-me o apoio necessário para a busca do conhecimento.

AGRADECIMENTOS

A confecção e produção deste trabalho não se restringem tão somente ao tempo decorrido em sala de aula, mas ao vasto processo de construção do conhecimento e mais ainda da convivência no universo acadêmico.

Agradeço a Deus por disponibilizar tantas pessoas maravilhosas em meu auxílio, renovando, por diversas vezes, minha força, permitindo mais uma etapa de realizações em minha vida.

Aos meus pais que, apesar de todas as dificuldades e vida privada de maiores conhecimentos, não mediram esforços para tornar possível mais uma caminhada.

Aos meus filhos Leonidas Amancio, Heitor Amancio e Rodrigo Marques, que mesmo sem entender a minha ausência, sempre me recebiam com grande sorriso em seus rostinhos ao retornar-me para casa.

A minha esposa e companheira, Jociele Guimarães, que durante todo esse tempo, mesmo sem saber, contribuiu para que eu pudesse ter a tranquilidade necessária para a realização dessa jornada, valorizando a importância desta conquista.

Aos meus sobrinhos e amigos que sempre estiveram presentes nos momentos de alegrias e de adversidades.

Ao meu orientador, Dr. Rogerio Uagoda, pelas contribuições necessárias para a realização desta pesquisa e pela confiança depositada em minha pessoa.

De maneira geral, agradeço a todos os professores do Programa de Pós Graduação, que no decorrer deste período de doutoramento, contribuiu significativamente para o sucesso da pesquisa, passando a mim todos os conhecimentos necessários que levarei pra vida toda.

Em especial, estendo meus agradeciomentos aos secretários da Pós Graduação o Sr Jorge Luiz e, com muito carinho e admiração ao Sr Agnelo Jose, sempre muito solícito, atencioso e pronto para ajudar no que for necessário.

Aos amigos Dr. Amom Teixeira (UEG), Me. Guilherme Neiva, Me. Thiago Tayer, Cládio Thomé entre outros. Da mesma forma, também agradeço aos colegas de curso, pela convivência e companheirismo nos momentos distantes da família e pelas amizades conquistadas ao longo desses quatro anos.

A todos os técnicos e funcionários da universidade, pelo carinho e atenção dedicados a cada um de nós. Enfim, a todas as pessoas que direta ou indiretamente contribuíram para o bom andamento e a realização deste estudo.

Sumário

LISTA DE FIGURAS ..... *viii*

LISTA DE GRÁFICO ..... *xii*

LISTA DE QUADROS ..... *xiii*

LISTA DE TABELAS ..... *xiv*

RESUMO *1*

ABSTRACT *1*

1 APRESENTAÇÃO 2

1.1 AREA DE ESTUDO 4

2 CAPÍTULO 1 (ARCABOUÇO TEÓRICO/MÉTODOLÓGICO) 8

2.1 PRINCIPAIS MODELOS UTILIZADOS PARA AVALIAR VULNERABILIDADE DOS AQUÍFEROS CÁRSTICOS BRASILEIROS: UMA REVISÃO 9

3 CAPÍTULO 2 (MATERIAIS E MÉTODOS) 59

3.1 MATERIAIS UTILIZADOS 59

3.2 METÓDOS 60

3.2.1 ETAPA I - LEVANTAMENTO PRELIMINAR (DADOS SECUNDÁRIOS) 60

3.2.2 ETAPA II - LEVANTAMENTO DE CAMPO 60

3.2.3 ETAPA III - LABORATÓRIO 60

3.3 METODOLOGIA 60

3.3.1 O MÉTODO COP 60

4 DETERMINAÇÃO E REPRESENTAÇÃO CARTOGRÁFICA DA CONCENTRAÇÃO DE FLUXO (FATOR C) PELO MÉTODO COP NO ALTO CURSO DA BACIA DO RIO CORRENTE NO NORDESTE GOIANO 62

5 DETERMINAÇÃO E REPRESENTAÇÃO CARTOGRÁFICA DAS CAMADAS DE PROTEÇÃO (FATOR O) PELO MÉTODO COP NO ALTO CURSO DA BACIA DO RIO CORRENTE NO NORDESTE GOIANO 90

6 ESTUDO E DETERMINAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO (FATOR P) PELO MÉTODO COP DO ALTO CURSO DA BACIA DO RIO CORRENTE NO NORDESTE GOIANO 107

7 MAPEAMENTO SEMIAUTOMÁTICO DE DOLINAS 126

7.1 Mapeamento de Uso e Cobertura Do Solo 128

7.2 Modelagem da Superfície Freática 130

8 METODOLOGIA PARA CONFECÇÃO DE MAPAS POTENCIOMÉTRICOS EM AQUÍFEROS CÁRSTICOS E FÍSSURO-CÁRSTICOS: ESTUDO DE CASO NA ALTA BACIA DO RIO CORRENTE, MAMBAÍ, GO 131

9 CAPÍTULO 3 – RESULTADOS 152

9.1 ESTUDO E MAPEAMENTO DA VULNERABILIDADE AMBIENTAL DO CARSTE NO ALTO CURSO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO CORRENTE NO NORDESTE GOIANO 152

10 SUGESTÕES DE AÇÕES NO USO DO SOLO DE ACORDO COM AS CLASSES DE VULNERABILIDADE NA ALTA BACIA DO RIO CORRENTE 183

LISTA DE FIGURAS

APRESENTAÇÃO

Figura 1: Mapa de localização da área de estudo

Figura 2: (**A**) Mapa geológico. (**B**) Mapa pedológico. (**C**) Mapa de uso e ocupação do Solo. (**D**) Mapa Geomorfológico. (**E**) Mapa hipsométrico e (**F**) Mapa de declividade.

Figura 3: Imagem geral da área de estudo demonstrando os níveis geomorfológicos, no centro morros testemunho, ao fundo as bordas e escarpas da Serra Geral.

CAPÍTULO 1

ARTIGO 1

Figura 1: Feições encontradas em um ambiente cárstico desenvolvido

Figura 2: Fluxograma demonstrativo das diferentes fontes de contaminação e o respectivo processo de migração da contaminação

Figura 3: Esquema demonstrativo de como as atividades antropogênicas contribuem com as diferentes fontes e caminhos para a contaminação das águas subterrâneas.

CAPÍTULO 2

ARTIGO 2

Figura 1: Feições geomorfológicas. (A) Caverna utilizada com Sumidoro. (B) Infiltração direta por meio de dolina.

Figura 2: Formulas aplicada para determinação do Fator (C)

Figura 3: Mapa de localização da área de estudo. A direita observa-se a simplificação hidrogeológica e litológica da poligonal estudada, que foi baseada em dados do SIEG

Figura 4: Imagem geral da área de estudo, no centro morros testemunho ao fundo as bordas e escarpas da Serra Geral.

Figura 5: (**A**) Mapa geológico. (**B**) Mapa pedológico. (**C**) Mapa de uso e ocupação do Solo. (**D**) Mapa de isoieta. (**E**) Mapa hipsométrico e (**F**) Mapa de declividade.

Figura 6: Mapa final do parâmetro *ds*. Distância dos cursos d'água conectados com o meio subterrâneo.

Figura 7: Feições cársticas de recarga direta. (A) recarga através de dolina. (B) recarga através de sumidouro.

Figura 8: Mapa final do parâmetro *dh*. Distância dos cursos d'água até os sumidouros

Figura 9: Mapa final do subfator *Sf* (feições superficiais)

Figura 10: (A) Mapa de cobertura do Solo. (B) Mapa de Declividade

Figura 11: (A) Mapa dos valores (*sv*) (*dh*) cenário 1. (B) Mapa dos valores (*sv*) (*ds*) cenário 1. (C) Mapa de redução da proteção relacionado ao cenário 1 – Recarga direta

Figura 12: (A) Mapa dos valores (*sv*). (B) Mapa dos valores (*sf*). (C) Mapa de redução da proteção relacionado ao cenário 1 - Recarga difusa.

Figura 13: (A) Mapa do Cenário 1. (B) Mapa do Cenário 2. (C) Mapa Final do Fator C.

ARTIGO 3

Figura 1: Imagem geral da área de estudo demonstrando os diferentes níveis geomorfológico. Ao fundo as escarpas da Serra Geral.

Figura 2: Mapa de localização e caracterização hidrogeológica da área de estudo. A direita observa-se a simplificação hidrogeológica, litológicos e aquíferos da poligonal estudada, baseada em dados do SIEG e CPRM.

Figura 3: (**A**) Mapa geológico. (**B**) Mapa pedológico. (**C**) Mapa de uso e ocupação do Solo. (**D**) Mapa Geomorfológico. (**E**) Mapa hipsométrico e (**F**) Mapa de declividade.

Figura 4: Diferentes classes de solos encontrados na área de estudo.

Figura 5: Mapa de Solos da ABHRC com refinamento baseado na camada geológica.

Figura 6: (A) Mapa da textura e espessura do solo. (B) Mapa da estrutura do solo. (C) Mapa Final do Subfator *Os*.

Figura 7: (A) Mapa representativo da espessura das camadas litológicas. (B) Mapa representativo do índice de fraturação das camadas litológicas. (C) Mapa Final da proteção oferecida a ABHRC pelo Subfator *Ol*.

Figura 8: (A) Mapa representativo do subfator *Os*. (B) Mapa representativo do subfator *Ol*. (C) Mapa Final da proteção oferecida a ABHRC pelo Fator *O*.

ARTIGO 4

Figura 1: Gráfico informativo da Influência da quantidade de precipitação na vulnerabilidade de aquíferos, de acordo com a Metodologia COP (VÍAS *et al*., 2002; 2006).

Figura 2:- Mapa de localização da área de estudo.

Figura 3: Imagem geral da área de estudo, no centro morros testemunho ao fundo as bordas e escarpas da Serra Geral.

Figura 4: Esquema ilustrativo para determinação da precipitação (Fator *P*) do alto curso da bacia hidrográfica do Rio Corrente.

Figura 5: Mapa representativo da distribuição espacial das estações pluviométricas com as médias das precipitações dentro da ABHRC.

Figura 6: (A) Mapa representativo do subfator *Pi*. (B) Mapa representativo subfator *Pq*. (C) Mapa Final da redução da proteção oferecida a ABHRC pelo Fator *P*.

MAPEAMENTO SEMIAUTOMÁTICO DE DOLINAS

Figura 1: Fluxo das principais etapas metodológicas a serem seguidas

Figura 2: (**A**) Mapa de Dolinas. (**B**) Mapa com Dolinas Coincidente nos dois Estudos. (**C**) Mapa Comparativo de Dolinas Coincidentes e não Coincidentes.

Figura 3: Mapa de Uso e Cobertura do Solo

Figura 4: (A) Áres com vegetação natural. (B) Área antropizada, vegetação natural suprimida.

ARTIGO 5

Figura 1: Mapa de localização da área de estudo. A direita observa-se a simplificação hidrogeológica e litológica da poligonal estudada, que foi baseada em dados do SIEG.

Figura 2: (**A**) Mapa geológico. (**B**) Mapa pedológico. (**C**) Mapa de uso e ocupação do Solo. (**D**) Mapa de isoieta. (**E**) Mapa hipsométrico e (**F**) Mapa de declividade.

Figura 3 - (**A**) Representação de lineamentos estruturais regionais. (**B**) Representação de lineamentos da bacia do Alto Rio Corrente.

Figura 4 - Representação da compartimentação hipsométrica da bacia do alto curso do Rio Corrente.

Figura 5 - (**A**) Bloco sul. (**B**) Bloco central. (**C**) Bloco norte. (**D**) Mapa potenciométrico da junção dos 3 blocos; (**E**) Mapa potenciométrico generalizado.

CAPÍTULO 3

ARTIGO 6

Figura 1: Feições cársticas de recarga direta representando a entrada d´água no sistema (A) recarga através de dolina. (B) recarga através de sumidouro.

Figura 2: Fluxo das etapas metodológicas a serem seguidas - traduzido de VÍAS et al., (2002).

Figura 3: Mapa de localização e caracterização hidrogeológica da área de estudo. A direita observa-se a simplificação hidrogeológica, litológicos e aquíferos da poligonal estudada, baseada em dados do SIEG e CPRM.

Figura 4: Imagem geral da área de estudo demosntrando os diferentes níveis geomorfologico. A frente o Vão do Paranã, ao fundo as escarpas da Serra Geral.

Figura 5: (A) Infiltração direta por meio sumidoro. (B) Infiltração direta por meio de dolina.

Figura 6: (A) Mapa do Cenário 1. (B) Mapa do Cenário 2. (C) Mapa Final do Fator C.

Figura 7: Mapa de Solos da ABHRC com refinamento baseado na camada geológica.

Figura 8: (A) Mapa da textura e espessura do solo. (B) Mapa da estrutura do solo. (C) Mapa Final do Subfator *Os*.

Figura 9: (A) Mapa representativo do subfator *Os*. (B) Mapa representativo do subfator *Ol*. (C) Mapa Final da proteção oferecida a ABHRC pelo Fator *O*.

Figura 10: (A) Mapa representativo do subfator *Pi*. (B) Mapa representativo subfator *Pq*. (C) Mapa Final da redução da proteção oferecida a ABHRC pelo Fator *P*.

Figura 11: (A) Mapa representativo do subfator *C*. (B) Mapa representativo subfator *O*. C) Mapa representativo subfator *P*. (D) Mapa Final da vulnerabilidade pelo método COP do alto curso da bacia hidrográfica do Rio Corrente.

SUGESTÕES DE AÇÕES DE USO DO SOLO

Figura 1: (A) imagem de parte da área de estudo em 2001 com manutenção de praticamente toda sua vegetação natural. (B) Imagem da mesma parte da área em 2017 com mudanças significativas no uso e cobertura do solo.

LISTA DE GRÁFICO

CAPÍTULO 1

ARTIGO 1

Gráfico 1 - Indicação dos métodos aplicados em pesquisas brasileiras para mapeamento e avaliação da vulnerabilidade das águas subterrâneas em ambientes cársticos.

LISTA DE QUADROS

CAPÍTULO 1

ARTIGO 1

Quadro 1 - Definições utilizadas para a vulnerabilidade de aquíferos ao longo do tempo.

Quadro 2 - Métodos utilizados para a avaliação da vulnerabilidade das águas subterrâneas e suas modificações na literatura.

Quadro 3 - Parâmetros cobertos por cada método.

Quadro 4 - Síntese das características e parâmetros utilizados por cada modelo citado nesta pesquisa.

CAPÍTULO 2

ARTIGO 3

Quadro 1 - Representação do método COP, traduzido de VÍAS et al., (2002; 2006), representando as características dos fatores C, O e P; forma de obtenção dos valores numéricos e os intervalos considerados.

Quadro 2: Classes de Solos encontrados na ABHRC com respectivo peso para a estrutura de cada classe.

Quadro 3 - Litologia, Enquadramento Litológico, Profundidade e Espessura da Camada com os com respectivos pesos para as estruturas de cada classes no estudo da ABHRC.

CAPÍTULO 3

ARTIGO 6

Quadro 1 - Classes de Solos encontrados na ABHRC com peso para a estrutura de cada classe.

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 2

ARTIGO 2

Tabela 1: Distribuição de valores da variável *ds.*

Tabela 2: Faixa dos valores e distâncias propostas por Vías et al., (2002) e Leyland (2008).

Tabela 3: Valores e feições consideradas no subfator Feições Superficiais (sf).

Tabela 4: Coberturas encontradas na ABHRC.

Tabela 5: Valores dos parâmetros declividade e vegetação para os cenários 1 e 2 sugeridos por Vías et al., (2002).

Tabela 6: Área coberta por vegetação nativa e sem vegetação nativa.

Tabela 7: Área representativa das classes de declividade.

ARTIGO 3

Tabela 1: Textura do Solo.

Tabela 2: Espessura do Solo.

Tabela 3: Representação do enquadramento litológico e peso de cada camada indicado no método COP.

Tabela 4: Representação dos índices e pesos das camadas indicado no método COP.

ARTIGO 4

Tabela 1: Precipitação e peso de cada camada indicado no método COP.

Tabela 2: Distribuição temporal indicado no método COP.

Tabela 3: Pontuação final do fator (*P*) indicado no método COP.

Tabela 4: Representação dos dados pluviométricos da ABHRC.

Tabela 5: Representação dos valores atribuídos ao subfator *Pq*.

Tabela 6: Representação dos valores atribuídos ao subfator *Pi*.

Tabela 7: Representação dos valores (*Pq*) (*Pi*) e fator (*P*)

CAPÍTULO 3

ARTIGO 6

Tabela 1: Coberturas encontradas na ABHRC.

Tabela 2: Área coberta por vegetação nativa e sem vegetação nativa.

Tabela 3: Área representativa das classes de declividade.

Tabela 4: Representação dos dados pluviométricos da ABHRC.

Tabela 5: Representação final da vulnerabilidade para os limites do índice COP

SUGESTÕES DE AÇÕES DE USO DO SOLO

Tabela 1: Representação da proposta para os diferentes usos do solo dentro das classes de vulnerabilidades da alta bacia do Rio Corrente.

LISTA DE SIGLAS E ABREVIAÇÕES

ABHRC - Alta Bacia Hidrografica do Rio Corrente

ANA - Agência Nacional das Águas

APA - Área de Proteção Ambiental

APRNV - Área de Proteção Ambiental das Nascentes do Rio Vermelho

ASTER - *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*

BA - Bahia

BUU - Bacia Una-Utinga

COPASA - Companhia de Abastecimento de Minas Gerais

CPRM - Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais

EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuaria

ES - Espirito Santo

EUA - *United States of América*

GDEM - *Global Digital Elevation Model*

GO - Goiás

IAN - Índice de atenuação natural

ICMBIO - Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade

Ilc - ilhas cársticas

INMET - Instituto Nacional de Meteorologia

INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

Km^2 - Quilometro quadrado

m^3/h - Metros cúbico por hora

MG - Minas Gerais

MME - Ministério de Minas e Energia

PR - Paraná

SE - Sergipe

SIAGAS - Sistema de Informações de Águas Subterrâneas

SIEG - Sistema Estadual de Geoinformacao de Goias

SIG/GIS - Sistema de Informacao Geografica

SIRGAS 2000 - Sistema de Referencia Geocentrico para as Américas

SP - São Paulo

SRA - Superfícies Regionais de Aplainamento

SRTM - *Shuttle Radar Topography Mission*

TO - Tocantins

UNESCO - *United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization*

USGS - *United States Geological Survey*

UTM - *Universal Transversa de Mercator*

WGS-84 - *World Geodetic System*

ZER - Zonas de Erosão Recuante

RESUMO

A pesquisa em tela teve como objetivo identificar, mapear e mensurar as áreas de vulnerabilidade intrínseca da alta bacia hidrográfica do Rio Corrente, localizada no nordeste do Estado de Goiás. Para viabilidade do estudo, utilizou se o método COP que é propicio ao mapeamento da vulnerabilidade dos ambientes cársticos. Os ambientes cársticos, em específico os aquíferos cársticos, desempenham função importantíssima no abastecimento de água potável no mundo inteiro. Sabe-se que as águas subterrâneas representam o maior volume de água doce no planeta, portanto, estes tipos de ambientes são considerados um recurso indispensável para o abastecimento dos seres humanos. Várias são as cidades do mundo que são abastecidos unicamente por águas subterrâneas oriundas de aquíferos cársticos, ou que as águas subterrâneas servem como fonte de complemento para o abastecimento, como, por exemplo: Paderborn, Alemanha; Burgundy, França; Cracóvia, Polônia; Sete Lagoas, MG; Lagoa Santa, MG e São Sebastião, DF. O método COP foi desenvolvido e aplicado em países europeus, onde o clima e os aspectos físicos dos solos atuam de forma diferente, neste sentido, para a utilização do método COP, foi proposta uma modificação no parâmetro das camadas sobrepostas (Fator O), haja vista que os solos tropicais brasileiros apresentam solos estruturados e solos não estruturados. Foi usada técnica de geoprocessamento para confecção dos *layouts* e mapeamento dos índices de vulnerabilidade intrínseca por intermédio do modelo COP. Os resultados apontaram cinco categorias ou classes de vulnerabilidade à contaminação da água subterrânea, distribuído da seguinte maneira: muito alta (7,08%), alta (9,07%), moderada (10,50%), baixa (35,18%) e muito baixa (38,17%). Embora as classes de vulnerabilidade muito alta, alta e moderada apresentaram um baixo percentual dos índices de vulnerabilidade, ainda assim, estas classes de vulnerabilidades devem ser consideradas pelos gestores ambientais, visto à forte relação entre água subterrânea e a água superficial na área estudada.

Palavras-chave: Aquíferos cársticos, fluxo subterrâneo, vulnerabilidade intrínseca, método COP.

ABSTRACT

This research aimed to identify, map and measure the areas of intrinsic vulnerability of the upper hydrographic basin of the Corrente River, located in the northeast of the State of Goiás. For the viability of the study, the COP method was used, which is propitious to the mapping of the vulnerability of karstic environments. The karstic environments, specifically karst aquifers, play an important role in the supply of drinking water worldwide. It is known that groundwater represents the largest volume of fresh water on the planet, therefore, these types of environments are considered an indispensable resource for the supply of human beings. There are several cities in the world that are supplied solely by groundwater from karst aquifers, or where groundwater serves as a complementary source of supply, for example: Paderborn, Germany; Burgundy, France; Krakow, Poland; Sete Lagoas, MG; Lagoa Santa, MG, and São Sebastião, DF. The COP method was developed and applied in a European country, where the climate and the physical aspects of soils act differently, in this sense, for the use of the COP method, a modification was proposed in the parameter of overlapping layers (O Factor), given that the Brazilian tropical soils have structured soils and unstructured soils. A geoprocessing technique was used to make the layouts and mapping of the intrinsic vulnerability indices by means of the COP model. The results indicated five categories or classes of vulnerability to groundwater contamination, distributed as follows: very high (7.08%), high (9.07%), moderate (10.50%), low (35.18%) and very low (38.17%). Although the very high, high and moderate vulnerability classes presented a low percentage of vulnerability indices, even so, these vulnerability classes should be considered by environmental managers, given the strong relationship between groundwater and surface water in the studied area.

Keywords: Karst aquifers, groundwater flow, intrinsic vulnerability, COP method.

1 APRESENTAÇÃO

A Geografia enquanto ciência instrumentalizada procura compreender e representar graficamente a espacialização dos fenômenos naturais, sociais, culturais e suas inter-relações com o homem (Rovani & Cassol, 2012). Para Lima e Martinelli (2008), ao estudar o meio ambiente, busca-se compreender as relações entre sociedade e natureza e um meio de integrar um ao outro. Todavia, não basta se preocupar apenas com levantamentos de problemas ambientais, é preciso ir muito além, tal como apresentar propostas de ações preventivas e mitigadoras que visam a manutenção do ambiente natural e a recuperação daqueles que foram modificados ou alterados por ações antropogênicas (ROVANI & CASSOL, 2012).

A paisagem natural constantemente vem sofrendo mutações, principalmente no campo, onde a tecnologia alavancou a produção de bens e consumo em larga escala. Os recursos minerais gradativamente são expostos, colocando em risco o equilíbrio dinâmico e social do planeta. Um dos principais recursos minerais que se encontra desprotegido e vulnerável às ações humanas é a água, tanto aquela em superfície quanto aquela em subsuperfície.

A compreensão das questões ambiental, ecológica e socioambiental, que diretamente está atrelada a paisagem natural, transcorrerá pelo entendimento e compreensão dos conceitos e seus significados que estão arraigados no âmbito daquela problemática. Portanto, se pressupõem uma série de dificuldades para compreensão e aplicação de metodologias e referenciais teóricos, assim como os procedimentos metodológicos que nortearão as pesquisas científicas que tem objeto nas feições geomorfológicas materializadas em relevo cárstico, como uma perspectiva ambiental complexa a ser entendida sobre o amparo das ciências geomorfológicas.

O conceito de vulnerabilidade é utilizado nas mais diferentes áreas do conhecimento (nas ciencias da terra, humanas, engenharias, etc), logo, sua definição pode ser proporcionada em função de diversos aspectos e seu significado se apresenta em diversas teorias conforme o contexto onde a mesma está sendo inserida (HIRATA; FERNANDES, 2008, pg. 405). Stempvoort et al., (1993) pontuam que inicialmente o termo vulnerabilidade foi utilizado sem uma definição formal, referenciando a possibilidade de um aquífero ser poluído por um contaminante. Para Doerfliger et al., (1999) a vulnerabilidade passa obrigatoriamente pela a avaliação dos atributos que necessariamente estão inclusos nas características do solo, litologia, geologia, permeabilidade e profundidade da zona saturada.

As feições geomorfológicas formadas sobre as rochas carbonárias são conhecidas como cársticas, ou formadoras de um relevo ou paisagem cárstica. (FORD, 2007). Possui formas terrestres e hidrologia distintas, que ocorrem por causa da alta solubilidade das rochas, desenvolvem

principalmente em rochas solúveis e com porosidade bem desenvolvidas (JENNINGS, 1885; FORD & WILLIAMS,1989).

Os processos hidro-geomorfológicos associados aos processos químicos favorecem a compreensão do relevo cárstico a partir da análise sistêmica. Ford e Williams (1989), afirmam que o relevo cárstico pode ser visto como um sistema aberto, composto de dois subsistemas integrados, o hidrológico e o geoquímico, ambos atuam sobre as rochas cársticas. Portanto, as feições cársticas são a consequência da interposição desses dois subsistemas (BAILLY-COMTE *et al*, 2007).

A pesquisa demonstra grande relevância para a sociedade como um todo, uma vez que a região geomorfológica do Vão do Paranã carece de estudos desta natureza. Na área objeto desta pesquisa, as atividades antrópicas que mais contribuem para a degradação ambiental são as grandes áreas de pastagem, lavouras, assentamentos rurais e loteamentos irregulares que vêm impactando o meio natural, sobretudo pela supressão parcial da vegetação nativa (matas ciliares e de galerias) provocando aumento de processos erosivos, assoreamento do leito dos rios. Estes fatores contribuem e favorecem para o aumento da vulnerabilidade do ambiente cárstico, tendo em vista que à atenuação natural de possíveis fontes de contaminantes estarão comprometidos pela degradação sofrida pelo meio ambiente.

O Objetivo geral da pesquisa é estudar, mapear e quantificar a vulnerabilidade do ambiente cárstico situado na alta bacia hidrográfica do Rio Corrente.

Com o objetivo geral definido, a tese será estruturada em 03 partes, organizada em artigos científicos, onde os objetivos específicos irão direcionar os estudos relativos ao referencial teórico, metodologias a serem utilizadas, resultados alcançados, análises e discussões e por fim, conclusão dos estudos e recomendações. São os objetivos específicos:

- Identificar e definir as metodologias (Métodos) mais aplicáveis em estudos e mapeamentos de vulnerabilidade em ambientes cársticos para implementação da pesquisa;
- Extrair variáveis topográficas do ALOS PALSAR para produção dos dados a serem utilizados na confecção do mapa de vulnerabilidade;
- Extrair dados do meio físico para composição da base primordial para execução e confecção dos mapas;
- Definir os parâmetros das variáveis que serão utilizadas (limiares) para produção e obtenção do mapa de vulnerabilidade;
- Implementar, classificar e analisar os dados de vulnerabilidade obtidos a partir do cruzamento dos mapas produzidos.

A organização do trabalho se deu em partes ou etapas. Iniciou-se com pesquisas dos materiais bibliográficos para compor a parte do referencial teórico e dar embasamento para discutir os resultados produzidos, ou alcançados. A cronologia seguida foi: elaboração de artigo de revisão; busca de dados físicos inerentes à área de estudo; tratamento e processamento dos dados; análises dos dados gerados; artigos de resultados.

Presume se que o trabalho elaborado em formato de artigos científicos facilita a divulgação da pesquisa e o acesso de outros usuários, quando esses artigos são publicados.

Os artigos de revisão bibliográfica irão compor a primeira parte da pesquisa, ou seja, serão partes do capítulo 1. A parte referente a material e métodos será trabalhada no capítulo 2. Neste mesmo sentido, os dados levantados e resultados alcançados possibilitarão a confecção de artigo(s) de resultado(s) e irão compor o capítulo 3.

A elaboração do primeiro artigo se deu a partir de levantamentos em periódicos publicados em revistas indexadas, dissertações e teses que trataram de análise de vulnerabilidade de ambientes cárstico com uma cronologia dos últimos 10 anos. O segundo artigo irá tratar da metodologia utilizada para o delineamento da pesquisa. O terceiro artigo já publicado na Revista Brasileira de Geografia Física, descreve a propositura de uma nova metodologia para confecção de mapas potenciômetricos em aquíferos cársticos e fissuro-cársticos, tendo como área de aplicação a alta bacia do Rio Corrente em Mambaí-GO.

Na área objeto desta pesquisa que será apresentada no capítulo 2, existe uma força tarefa composta por diversos pesquisadores, coordenada pelo professor Dr. Rogério Uagoda no laboratório Geocarste/UnB, com diversos estudos relacionados à geomorfologia cárstica. Os resultados das diversas frentes de pesquisas que ocorreram ou ainda estão acontecendo na área, fornecerão dados primordiais para a composição deste trabalho, sendo este, o fechamento final da força tarefa coordenada pelo professor Rogério Uagoda.

1.1 AREA DE ESTUDO

A área objeto de estudo desta pesquisa (Figura 1) é o alto curso da bacia do Rio Corrente, que ocupa mais de 3.730km² de extensão superficial, pertencente à unidade geomorfológica conhecida como Vão do Paranã. Situada entre os municípios de Sitio D´Abadia, Damianópolis, Mambaí, Buritinópolis, Posse, Simolândia e Alvorada do Norte, todos pertencentes ao Estado de Goiás.

Dentro do alto curso da bacia hidrográfica do Rio Corrente, situa-se a Área de Proteção Ambiental Nascente do Rio Vermelho (APANRV), criada em setembro de 2001 pelo Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade (ICMBio), possui uma área de extensão de 176.324,33 hectares, cuja finalidade da sua criação, é fornecer proteção integral aos recursos hídricos, a paisagem

local e ao patrimônio espeleológico além da produção de informações relevantes ao meio físico direcionada a uma região carente de estudos científicos envolvendo os diversos ramos da ciência e as mais variadas linhas de pesquisas.

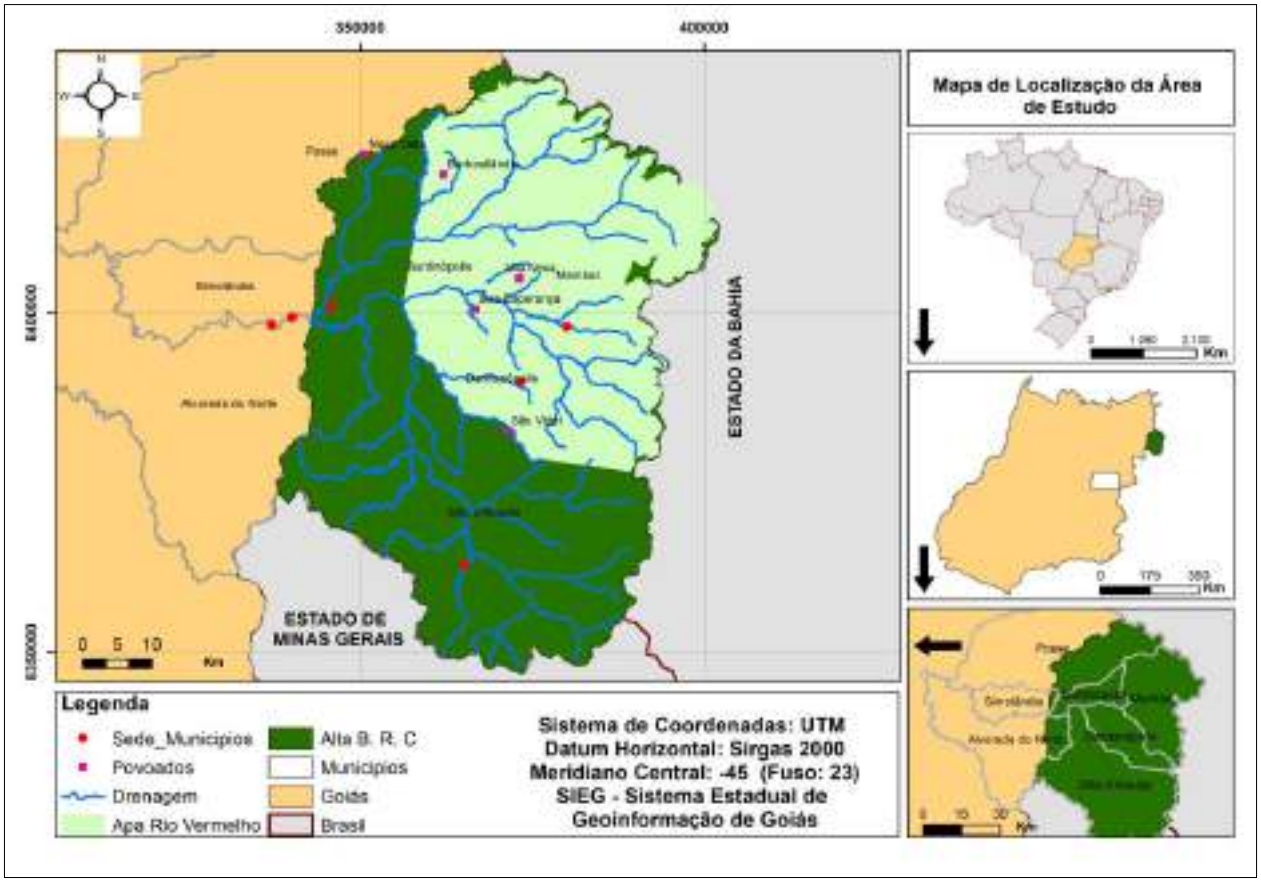


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo

A poligonal objeto desta pesquisa caracteriza-se pelos diversos afloramentos rochosos de calcário e cavidades de diversas proporções, sumidouros, dolinas e um relevo ruiniforme bastante movimentado, aspectos que serão mapeados a fim de correlacionar estes elementos com a vulnerabilidade do ambiente. A geologia da área de estudo corresponde à faixa de contato entre o Cráton de São Francisco e a Faixa Brasília, parcialmente recobertos pela Bacia Sedimentar Sanfranciscana (UHLEIN, 1991; LACERDA et al., 2008; UHLEIN, et al., 2012). A unidade geológica mais representativa da área de estudo em sua porção centro-oeste são as feições cársticas relativas ao Grupo Bambuí com cotas entre 480-780m (DARDENNE et al., 1978). Na área de estudo são observadas especificamente, as seguintes unidades: formações Serra da Saudade, Lagoa do Jacaré e Três Marias (do Grupo Bambuí), grupos Areado e Urucuia, depósitos colúvio-eluviais e coberturas Detrito lateríticas (Figura 2 A).

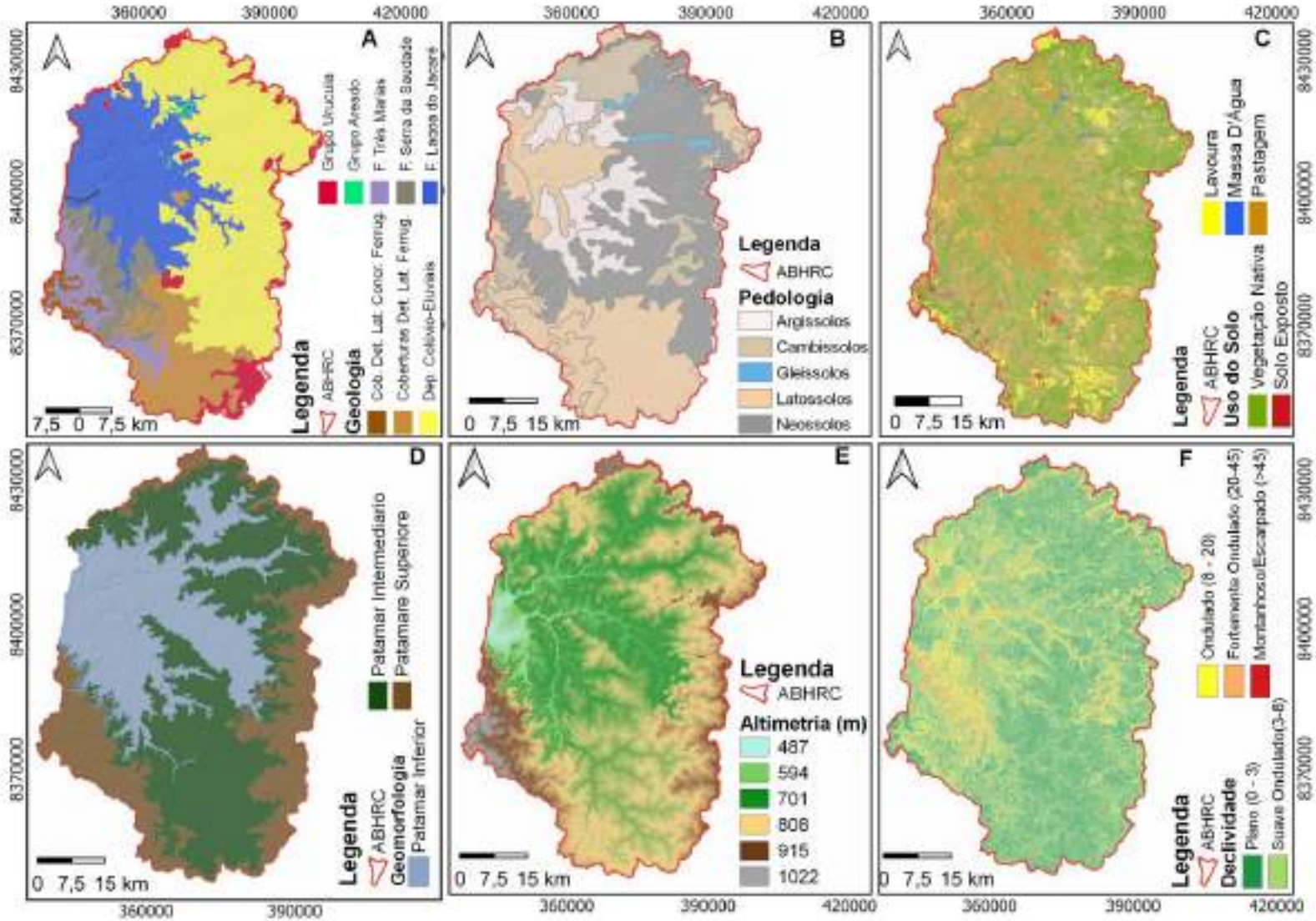


Figura 2: (**A**) Mapa geológico. (**B**) Mapa pedológico. (**C**) Mapa de uso e ocupação do Solo. (**D**) Mapa Geomorfológico. (**E**) Mapa hipsométrico e (**F**) Mapa de declividade.

Geomorfologicamente (Figura 2 D) a área de estudo se subdivide em três patamares, médio, inferior e superior (Figura 3), onde predominam as Superfícies Regionais de Aplainamento (SRA) e Zonas de Erosão Recuante (ZER). Os solos observados na área de estudo estão divididos entre as seguintes classes: Argissolos, Cambissolos, Gleissolos, Latossolos e Neossolos (Figura 2 B). O clima relativo ao Vão do Paranã onde se localiza a área de estudo é classificado como tropical subúmido (Aw), segundo a classificação climática de Köppen. Esta zona climática é marcada por duas estações bem definidas, sendo uma chuvosa que vai de outubro a abril, e outra seca, de maio a setembro (OLIVEIRA, 2018).

A área estudada encontra-se parcialmente coberta por grandes extensões de pastagem, por lavouras de milho e soja e por uma fitofisionomia típica de cerrado como, o cerradão, cerrado alto, cerrado ralo, campos sujos e capoeiras (Figura 2C).



Figura 3: Imagem geral da área de estudo demonstrando os níveis geomorfológicos, no centro morros testemunho ao fundo as bordas e escarpas da Serra Geral.
Fonte. Rogerio Uagoda

2 CAPÍTULO 1 (ARCABOUÇO TEÓRICO/MÉTODOLÓGICO)

No presente capítulo foi desenvolvido um artigo de revisão teórica sobre os métodos ultizados para estudo da vulnerabilidade de aquíferos cársticos. O artigo se valeu de pesquisa bibliográfica em revistas indexadas, dissertações e teses. Para verificar e mensurar a vulnerabilidade de um determinado ambiente cársticos não se pode fazer uso de qualquer método que trabalhe com vulnerabilidade de águas subterrâneas. Tendo em vista tratar-se de ambiente naturalmente vulnerável e anisotrópico, os ambientes cársticos requerem métodos específicos para mensurar e avaliar a vulnerabilidade a qual se encontram.

O ambiente cárstico que intrinsicamente está ligado ao aquífero cárstico, é considerado sensivelmente vulnerável, tanto por processos do próprio meio quanto por atividades relacionadas ao ser humano. Em função da sua anisotropia não se deve utilizar de qualquer método para trabalhar com ambientes e aquíferos cársticos, estes, portanto requerem o uso de metodologia específica que serão apresentadas no artigo a seguir. Ressalta-se que o método mais utilizado será o escolhido e readequado para a composição desta pesquisa, visto que as principais metodologias existentes foram desenvolvidas em outros países com clima, solos, litologias etc. diferentes dos encontrados aqui no Brasil.

2.1 PRINCIPAIS MODELOS UTILIZADOS PARA AVALIAR VULNERABILIDADE DOS AQUÍFEROS CÁRSTICOS BRASILEIROS: UMA REVISÃO

ARTIGO 1

PRINCIPAIS MODELOS UTILIZADOS PARA AVALIAR VULNERABILIDADE DOS AQUÍFEROS CÁRSTICOS BRASILEIROS: UMA REVISÃO

MAIN MODELS USED TO ASSESS VULNERABILITY OF BRAZILIAN KARST AQUIFERS: A REVIEW

PRINCIPALES MODELOS UTILIZADOS PARA EVALUAR LA VULNERABILIDAD DE LOS ACUÍFEROS CÁRSTICOS BRASILEÑOS: UNA REVISIÓN

RESUMO

A escolha do modelo apropriado para avaliar a vulnerabilidade dos aquíferos cársticos no Brasil ainda não alcançou patamares conclusivos, principalmente considerando o tamanho do país. Assim, esta pesquisa procurou identificar o modelo mais utilizado para avaliar a vulnerabilidade dos aquíferos cársticos brasileiros. A pesquisa bibliográfica foi elaborada a partir de uma coletânea de artigos publicados em periódicos nacionais e internacionais indexados na plataforma *Web of Science*, além de Dissertações de Mestrados e Teses de Doutoramento, permitiu identificar o estado da arte da pesquisa. Desta forma, identificamos quais os modelos mais utilizados, os métodos de aplicações, os aspectos físicos das áreas e a escala de aplicação. Os modelos encontrados foram: COP, DRASTIC, GOD, EPIK, PI, SINTACS, KDI e MAIA. Apenas 04 modelos (COP, EPIK, PI e KDI) apresentam metodologia específica para avaliar a vulnerabilidade de aquíferos cársticos. Os outros, embora apontados nesta pesquisa para avaliar a vulnerabilidade das águas subterrâneas de aquíferos cársticos, quando propostos, não foram indicados para serem aplicados em aquíferos cársticos. Dos quatro modelos indicados para o carste, os mais utilizados foram o COP e o EPIK. O modelo EPIK além de trabalhar com uma quantidade maior de parâmetros é indicado para aplicação em escala local e em regiões de clima úmido. O modelo COP trabalha com número de parâmetros menor, é indicado para aplicação em escala regional e em regiões com clima seco. Deste modo, o modelo COP se sobressai frente aos outros e possibilita a execução de estudos sem dependência de grandes investimentos.

Palavras-Chave: Aquífero cárstico, hidrogeologia, vulnerabilidade.

ABSTRACT

The choice of the most appropriate model to assess the vulnerability of karst aquifers located in Brazil has not yet reached conclusive levels, mainly due to the size of the country. In this sense, this research sought to define the most suitable model to assess the vulnerability of Brazilian karst aquifers. The bibliographic research elaborated from a collection of articles published in national and international journals indexed on the Web of Science platform allowed to identify the state of the art of the research. In this way, we identify which models are used, the applications in different types of aquifers (karst or not), the physical aspects of the areas and the scale of application. The researched models were: COP, DRASTIC, GOD, EPIK, PI, SINTACS, KDI and MAIA. Only 04 models (COP, EPIK, PI and KDI) have a specific methodology to evaluate the vulnerability of karst aquifers. The others, although indicated in this research to assess groundwater vulnerability in karst aquifers, when proposed, were not indicated to be applied to karst aquifers. Of the four models indicated for karst, the COP and EPIK were the most used. The EPIK model, besides working with a larger number of parameters, is indicated for application on a local scale and in regions with a humid climate. The COP model works with fewer parameters, and is indicated for application on a regional scale and in regions with a dry climate. Thus, the COP model stands out from the others and enables the execution of studies without dependence on large investments.

Keywords: karst aquifer, hydrogeology, vulnerability.

RESUMEN

La elección del modelo adecuado para evaluar la vulnerabilidad de los acuíferos kársticos en Brasil aún no ha alcanzado niveles concluyentes, sobre todo teniendo en cuenta el tamaño del país. Así, esta investigación buscó identificar el modelo más utilizado para evaluar la vulnerabilidad de los acuíferos kársticos brasileños. La investigación bibliográfica se basó en una recopilación de artículos publicados en revistas nacionales e internacionales indexadas en la plataforma Web of Science, además de Tesis de Maestría y Tesis Doctorales, y permitió identificar el estado del arte de la investigación. De este modo, identificamos los modelos más utilizados, los métodos de aplicación, los aspectos físicos de las zonas y la escala de aplicación. Los modelos encontrados fueron: COP, DRASTIC, GOD, EPIK, PI, SINTACS, KDI y MAIA. Sólo 04 modelos (COP, EPIK, PI y KDI) presentan una metodología específica para evaluar la vulnerabilidad de los acuíferos kársticos. Los demás, aunque indicados en esta investigación para evaluar la vulnerabilidad de las águas subterráneas en acuíferos kársticos, cuando se propusieron, no estaban indicados para ser aplicados en acuíferos kársticos. De los cuatro modelos indicados para el karst, el COP y el EPIK fueron los más utilizados. El modelo EPIK, además de trabajar con un mayor número de parámetros, está indicado para su aplicación a escala local y en regiones de clima húmedo. El modelo COP funciona con un menor número de parámetros y está indicado para su aplicación a escala regional y en regiones de clima seco. Así, el modelo COP se distingue de los demás y permite realizar estudios sin depender de grandes inversiones.

Palabras clave: Acuífero kárstico, hidrogeología, vulnerabilidad.

Introdução

No decorrer das últimas décadas do século XX e as primeiras do século XXI, a população tem se deparado com uma série de questões ambientais e socioambientais em diversas partes do mundo. O acesso aos recursos hídricos, tanto em qualidade quanto em quantidade, vem sendo ameaçado paulatinamente por uma série de intervenções humanas nos ambientes naturais. A água subterrânea dos aquíferos cársticos é uma fonte importante de abastecimento de água doce em todo o mundo, atualmente este recurso é responsável por atender as necessidades de água potável de cerca de dois bilhões de pessoas (Machiwal et al., 2018). Deste modo, os grandes sistemas de águas subterrâneas tendem a perder o equilíbrio dinâmico e, possivelmente entrará em declínio, tanto no fornecimento da água potável quanto ao nível de deterioração da qualidade das águas subterrâneas em muitas partes do mundo, modificando drasticamente a paisagem natural, principalmente a paisagem dos ambientes cársticos.

O sistema cárstico é caracterizado, sobretudo, pelos processos de dissolução das rochas carbonáticas, como calcários, dolomitos e mármores quando entram em contato com a água (Ford & Williams, 2007). Esta dissolução acontece especificamente em subsuperfície, sempre atrelada à espeleogênese epigênica e hipogênica (Ferreira & Uagoda, 2019). As feições geomorfológicas da paisagem cárstica de acordo com White (1988) é constituída por depressões fechadas que podem ter dimensões e morfologias variadas, drenagens interceptadas por sumidouros, dolinas e cavernas, nível de base local e regional, constituído por vales cegos e sistemas de condutos cársticos subterrâneos (Figura 01). White (1988) afirma ainda que na medida em que as feições se desenvolvem, o relevo sofre variações de uma região para outra. Alguns ambientes cárstico são formados por morfologias específicas, caracterizados por depressões profundas. Todavia outras podem ocorrer em relevos planos e suaves, recobertos por solos e depressões de vários arranjos que as denominem carste (KERMAVNAR et al., 2020).

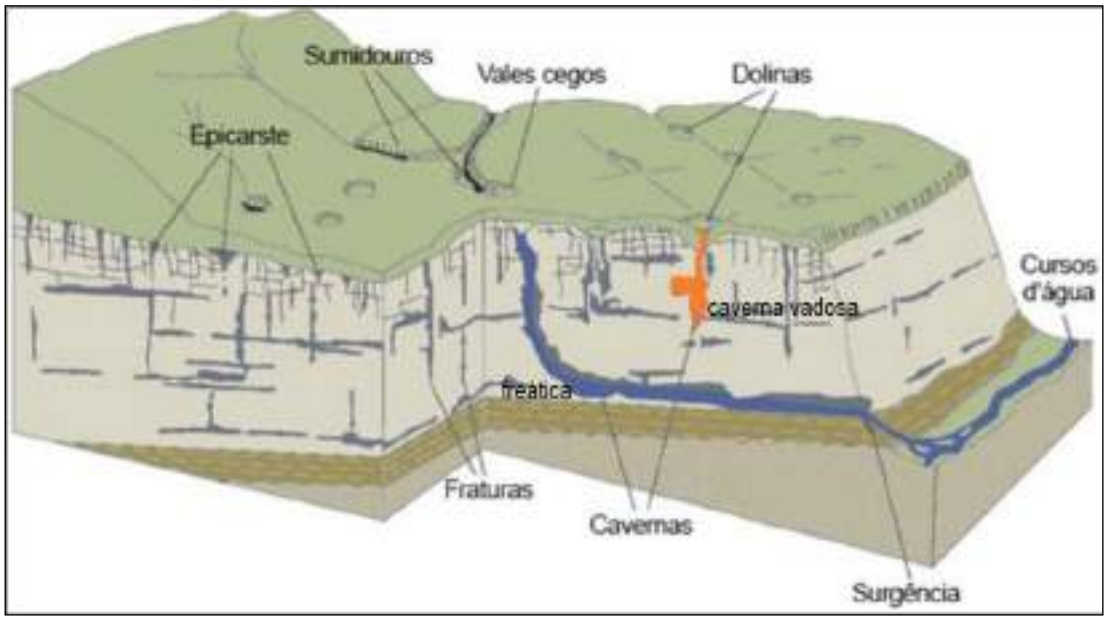


Figura 01: Feições geomorfológicas encontradas em um ambiente cárstico desenvolvido.
Fonte: Adaptado de Goldscheider (2005).

As feições comuns aos sistemas cársticos são afetadas por fatores hidroquímicos dependentes das condições petrológicas, tectônicas, climáticas, bióticas e pedológicas e por controles externos de nível de base local e regional (Ford & Williams, 2007). Os processos do carste ocorrem principalmente nas áreas subterrâneas, passando despercebidos seus efeitos na superfície,

principalmente quando este processo ocorre em regiões de carste coberto (Ford & Williams, 2007). No entanto, quando este evento atinge a superfície, a carstificação tende a formar paisagens típicas, muitas delas consideradas endêmicas, ocorridas em função de interações complexas, atreladas aos processos de dissolução. (Tufano *et al.*, 2020). O relevo cárstico pode ser visto como um sistema aberto, composto de dois subsistemas integrados, o hidrológico e o geoquímico, ambos atuam sobre as rochas (Vogelbacher *et al.*, 2019). Deste modo, as feições cársticas resultam da interposição desses dois subsistemas (BAILLY-COMTE *et al.*, 2007).

O desenvolvimento do carste reproduz formas superficiais típicas destes ambientes, como é o caso das dolinas (Ferreira & Uagoda, 2019). Os fluxos de conexão entre o sistema cárstico subterrâneo e a superfície ocorrem principalmente através das dolinas e dos sumidouros, conferindo a estes ambientes cársticos a probabilidade de alta vulnerabilidade de seus aquíferos (Zwahlen, 2003). Em relação à especificidade dos processos dissolutivos das rochas solúveis, Ford e Williams (2007) conceituam o ambiente cárstico como um tipo de terreno com hidrologia distinta, com formas e condutos cársticos constituídos a partir do processo de solubilidade da rocha, combinado com a porosidade secundária (fraturas) bem desenvolvida.

As feições cársticas superficiais são indicadores importantes da presença de cavernas, de fluxos subterrâneos e superficiais (convergentes ou infiltrantes) desenvolvidos em conjunto com o sistema hídrico que alimenta o sistema cárstico (Kovarik *et al.*, 2017). Os principais problemas ocorridos em ambientes cársticos estão atrelados à ocupação humana, de modo geral, no uso e ocupação das terras. A ocupação desordenada de terras localizadas em ambientes cársticos, sem planejamento prévio, tende a acelerar eventos indesejados e potencialmente perigosos, como subsidência ou colapso do solo e comprometer a qualidade das águas dos aquíferos, bem como a degradação do patrimônio espeleológico (PEREIRA *et al.*, 2019).

Os autores White (1988); Veni (2002); Ford & Williams (2007) pontuam que entre 12 a 25% de terras emersas são compostas por sistemas cársticos. No mundo inteiro os mananciais cársticos fornecem água potável para o abastecimento humano e para os mais diversos fins, como é o caso do Aquífero Floridan nos Estados Unidos das Américas (EUA), que produz mais de 39.400 m³/h de água via poços tubulares, e a nascente Figed (Síria) que produz em média 14.400 m³/h de água, abastecendo toda a capital Damasco (Veni, 2002). No Brasil, aquíferos cársticos pertencentes ao Grupo Bambuí fornecem vazões por poço de até 200 m³/h, na região de Sete Lagoas – MG, são encontradas vazões

superiores a 150 m³/h (MME, 2009).

Aquíferos são camadas hidrogeológicas, formados a partir das rochas permeáveis, com capacidade de armazenarem grandes volumes de água em seus poros ou fraturas (Parise *et al*., 2018). Grabher *et al*., (2006) reafirmam que os aquíferos são formações geológicas que têm capacidade de armazenar e fornecer grandes volumes de água. Basicamente os aquíferos são subdivididos em três categorias: intergranulares, fraturados e ou fissurados e cársticos. Os aquíferos intergranulares apresentam porosidade intersticial, os espaços vazios são interconectados, armazenam e transmitem água (Lousada & Campos, 2011).

Os aquíferos fraturados ou fissurados são conformados em rocha sã. As águas neste tipo de aquífero são acumuladas através das descontinuidades das fraturas, microfraturas, diaclases, juntas e falhas (Lousada & Campos 2011). Aquíferos cársticos são mais complexos do que os aquíferos porosos e aquíferos fraturados, tendo em vista a forma de transmissão rápida de água.

Os aquíferos cársticos são cavidades desenvolvidas em rochas calcárias ou dolomíticas, são caracterizados também através da transmissão de água por condutos, podem permitir fluxos desde laminares até turbulentos e de alta velocidade. (Vieira *et al*., 2020). Neste tipo de ambiente, as águas tendem a movimentar-se rapidamente porque contém grandes espaços vazios (DOERFLIGER & PLAGNES, 2009).

O mapeamento da vulnerabilidade das águas subterrânea como um todo, é um processo difícil, tendo em vista a alta complexidade destes sistemas (Machiwal *et al*., 2018). Os processos ligados ao transporte de poluentes das águas subterrâneas ocorrem simultaneamente nos meios geológicos, devidos aos processos heterogêneos e anisotrópicos dos aquíferos e das grandes distancias percorrida pelos poluentes até alcançarem o alvo (Machiwal *et al*., 2018). Assim, a avaliação das águas subterrâneas está diretamente ligada à previsão dos contaminantes dentro do aquífero e na rede de drenagem, inviabilizando a avaliação direta e abrangente da vulnerabilidade, tendo em vista a falta de dados de monitoramento, complexidade de modelagem e anisotropia inerente aos sistemas de aquíferos cársticos (MARÍN *et al*., 2021).

Mundialmente inúmeras são as metodologias e pesquisas empregadas para avaliar a vulnerabilidade das águas subterrâneas (Ribeiro & Zorn, 2021; Jahromi *et al*., 2021; Marín *et al*., 2021; Tufano *et al*., 2020; Kumar & Pramod Krishna, 2020; Vogelbacher *et al*., 2019; Kalhor *et al*., 2019; Machiwal *et al*., 2018; Bagherzadeh *et al*., 2018; Kovarik *et al*., 2017; Iván & Mádl-Szőnyi,

2017). No entanto, são poucas as metodologias aplicadas especificamente em aquíferos cársticos. No Brasil, este panorama ainda é mais restrito, com poucos trabalhos publicados na área (Souza *et al*., 2020; Duarte e Weber, 2019; Pereira *et al*., 2019; Lima, 2019; Gasser *et al*., 2018; Jesus *et al*., 2018; Lenhare & Sallun, 2018; Melo, 2017; Oliveira *et al*., 2017; Tayer & Velásques, 2017; Menezes Ribeiro *et al*., 2016; Villanueva *et al*., 2015; Milek *et al*., 2014; Dantas, 2013; Nossa *et al*., 2012; Viana *et al*., 2012).

Consequentemente, o trabalho em questão tem o propósito de dar uma visão ampliada sobre a aplicação das diversas metodologias e abordagens focadas na vulnerabilidade cárstica das águas subterrâneas brasileiras. A avaliação dos métodos existentes e suas aplicações no contexto do carste nacional contribuem para identificar as direções tomadas pelos pesquisadores brasileiros, além de apontar os métodos mais utilizados na avaliação da vulnerabilidade dos aquíferos cársticos do Brasil. Destacamos ainda que os aspectos da gestão da água não são discutidos no decorrer deste estudo.

Neste sentido, esta pesquisa irá buscar e apresentar os principais métodos/modelos utilizados nas pesquisas brasileiras para o estudo da vulnerabilidade do carste, apontando os principais parâmetros de análises referentes aos métodos utilizados. Os trabalhos selecionados para compor essa revisão serão apresentados no item “métodos aplicados no Brasil”, que foram encontrados por meio de pesquisa bibliográfica realizada de forma sistemática, de modo a apresentar as produções científicas acerca da vulnerabilidade dos aquíferos cársticos brasileiros. Inicialmente buscaram-se trabalhos publicados em revistas indexadas, principalmente aquelas que estão na plataforma da web of Science. No decorrer das buscas, verificou-se um número muito restrito de trabalhos publicados em periódicos, deste modo, foi necessário atribuir a pesquisa a outras fontes, como trabalhos de teses, dissertações e publicações em congressos. A cronologia adotada considerou os trabalhos publicados até 11 (onze) anos atrás.

Vulnerabilidade atrelada à contaminação de aquíferos cársticos

Os recursos hídricos subterrâneos são naturalmente vulneráveis à contaminação, frequentemente são expostos através das atividades antropogênicas (Vieira et al., 2020). Além de ocorrer por processos naturais, a contaminação pode ocorrer ainda de forma direta ou indireta e por meio das atividades antrópicas (Figura 02), sendo a ação mais frequente, a combinação destes dois

fatores (Figura 03), emergindo a necessidade de medidas apropriadas de proteção para estes aquíferos (SOUZA et al., 2020).



Figura 02: Fluxograma demonstrativo das diferentes fontes de contaminação e o respectivo processo de migração da contaminação.

Os aquíferos cársticos são conhecidos por apresentarem alta vulnerabilidade à contaminação, decorrente de suas características especiais, como é o caso das finas camadas de solo, da recarga pontual em dolinas, poços e cavernas, assim como os caminhos preferenciais de fluxo na zona epicárstica e vadosa (Vogelbacher et al., 2019. Tais características possibilitam que os contaminantes cheguem facilmente às águas subterrâneas, onde são transportados rapidamente em condutos cársticos por grandes distâncias (ZWAHLEN, 2003)

O conceito de vulnerabilidade é comumente utilizado como fonte de estudo em diversas áreas do conhecimento (nas ciências sociais, humanas e exatas), deste modo, sua definição pode ser compreendida em função de diversos aspectos e, seus significados se apresentam em decorrência das diversas teorias (Quadro - 1), A aplicação do termo vulnerabilidade depende do contexto onde é aplicado (Hirata & Fernandes, 2008, pg. 405). Stempvoort et al., (1993) pontuam que no inicio, o

termo vulnerabilidade foi utilizado sem uma definição formal, referenciando a possibilidade de um aquífero em ser poluído por um contaminante. Para Doerfliger et al., (1999) a vulnerabilidade passa obrigatoriamente pela avaliação dos atributos que necessariamente estão inclusos nas características do solo, litologia, geologia, permeabilidade e profundidade da zona saturada.

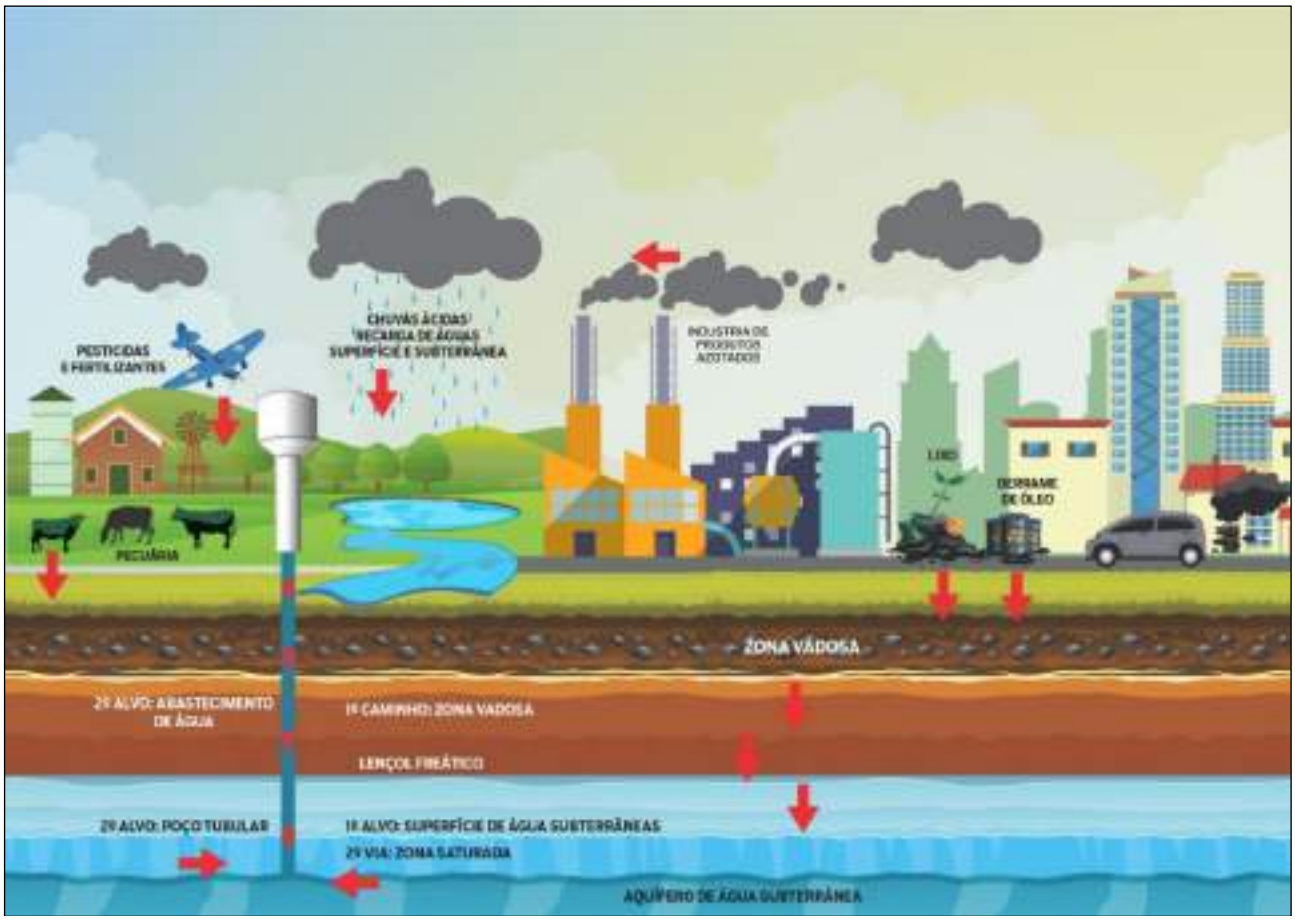


Figura 03: Esquema demonstrativo de como as atividades antropogênicas contribuem com as diferentes fontes e caminhos para a contaminação das águas subterrâneas.

Quadro 1 - Definições utilizadas para a vulnerabilidade de aquíferos ao longo do tempo.

Conceito /Termo	Autores/Ano	Definição
Vulnerabilidade	Albinet e Margat (1970)	Proteção natural que os solos exercem para evitar a entrada de contaminantes nos aquíferos.
Vulnerabilidade	Foster (1987)	Características físicas que verifica a sensibilidade de um aquífero frente a uma carga poluente.

Vulnerabilidade	NRC (1993)	Tendência ou a probabilidade de que os contaminantes alcancem uma posição específica no sistema de águas subterrâneas.
Vulnerabilidade intrínseca	Vrba e Zaporozec (1994); Daly *et al.*, (2002)	Susceptibilidade natural do meio biofísico e do meio ambiente hidrogeológico à contaminação, sem avaliar um contaminante específico.
Vulnerabilidade específica	Vrba e Zaporozec (1994); Daly *et al.*, (2002)	Considera o impacto de um determinado poluente ou uso da terra.
Vulnerabilidade	Zwahlen (2003)	Características naturais do ambiente físico (hidrologia, solos, topografia, clima e vegetação) que se relaciona com o sistema em geral para definir a suscetibilidade à contaminação por atividades antrópicas. Refletindo na probabilidade de perder a qualidade das águas subterrâneas. Esta definição limita-se às características intrínsecas de uma área (mecanismos e processos de atenuação natural de fluxo).
Vulnerabilidade intrínseca	Tayer e Velásques (2017).	Baseia-se no pressuposto de que o ambiente físico proporciona uma proteção natural para as águas subterrâneas a partir das atividades humanas, especialmente no que diz respeito à contaminação do meio ambiente abaixo da superfície. No entanto, as características associadas com diferentes tipos de aquíferos determinam distintos graus de vulnerabilidade.

Fonte: Adaptado de Tayer e Velásques (2017).

Métodos para a avaliação da vulnerabilidade

Diversas abordagens foram desenvolvidas com intuito de determinar a vulnerabilidade dos aquíferos, visto a abrangência dos fatores determinantes para o transporte dos contaminantes alocados na superfície ou próximo à superfície da terra. Estas análises auxiliam na proposta de ferramentas a serem utilizadas na gestão dos recursos hídricos, na proteção das águas subterrâneas e para o ordenamento territorial (PEIXOTO *et al.*, 2020). De modo geral a vulnerabilidade das águas subterrâneas pode ser avaliada a partir de diversos métodos. Há um consenso perante os pesquisadores mundo a fora, inclusive no Brasil que a literatura aponta como sendo os métodos GOD, DRASTIC e SINTACS como os mais utilizados (Dantas, 2013; Peixoto *et al.*, 2020; Kemerich *et al.*, 2020; Kalaoum *et al.*, 2020; Jahromi *et al.*, 2020). Embora, alguns destes métodos eventualmente serem usados para avaliar a vulnerabilidade das águas subterrâneas em ambientes cársticos, é preciso destacar que para cartografar e avaliar a vulnerabilidade nestes ambientes peculiares, existem alguns métodos específicos.

Neste sentido, vários métodos foram propostos para mapear a vulnerabilidade dos aquíferos cársticos. Os mais conhecidos e usados frequentemente incluem: EPIK (Doerfliger & Zwahlen, 1998), RISKE (Pételet-Giraud *et al.*, 2000) e RISKE 2 (Plagnes *et al.*, 2005), PI (Goldscheider, 2005), a abordagem eslovena (Ravbar e Goldscheider, 2007), KARSTIC (Davis *et al.*, 2002), COP (Vias *et al.*, 2002), método COP + K (Andreo *et al.*, 2009) e PaPRIKa (Kavouri *et al.*, 2011). Como resultado, em várias partes do mundo, diversas pesquisas se concentram em avaliar a vulnerabilidade dos aquíferos (Ribeiro & Zorn, 2021; Jahromi *et al.*, 2021; Souza *et al.*, 2020; Duarte e Weber, 2019; Gasser *et al.*, 2018; Kovarik *et al.*, 2017; Kaliraj *et al.*, 2015; Akpan *et al.*, 2015; Kumar *et al.*, 2015; Prasad *et al.*, 2011; Jayasekera *et al.*, 2011;). Contudo, os resultados podem variar significativamente, levando em consideração o método aplicado e a área de estudo. Consequentemente, a escolha do método apropriado depende principalmente das características específicas do local e da disponibilidade dos dados necessários para implantação da pesquisa (LENHARE & SALLUN, 2018).

Na hidrogeologia, as investigações pioneiras sobre a análise da vulnerabilidade a contaminação de aquíferos teve como fonte percussora os estudos de Albinet (1963), Walker (1969), Albinet e Margat (1970), Taltasse (1972) e Zanoni (1972). A partir destes trabalhos, conceitos básicos sobre a vulnerabilidade a contaminação dos aquíferos foram determinados, com predisposição a utiliza-los como ferramentas preventivas, com intuito de determinar a capacidade natural de proteção destes ambientes, assim como identificarem as possíveis áreas que devem receber medidas preventivas e mitigatórias para atenuarem o perigo de contaminação frente às atividades antrópicas.

Civita e De Maio (1997) e Vrba e Zaporozec (1994) classificam a vulnerabilidade em intrínseca ou natural, como sendo aquela que pode avaliar os condicionantes ligados à geologia, hidrogeologia, condições climáticas e biológicas; e específica que permite analisar o impacto provocado por um contaminante no ambiente. A grande complexidade dos ambientes fluviocársticos faz com que cada ambiente seja único, dificultando excessivamente a aplicação dos métodos de modelagem para classificar a vulnerabilidade em que os aquíferos se encontram. Todas estas características intrínsecas e peculiares dos ambientes cársticos, considerando também sua anisotropia, requer a utilização de métodos específicos para avaliação da vulnerabilidade em aquíferos localizados em ambientes cárstico (PEREIRA *et al.*, 2019).

Resultados

Sínteses dos Métodos encontrados no decorrer desta pesquisa

Apesar de o relevo brasileiro possuir grandes extensões de ambientes carstificados, os estudos acerca da vulnerabilidade destes ambientes ainda são incipientes e embrionários, haja vista a grande dificuldade de encontrar trabalhos publicados em periódicos que tratam deste assunto. Esta deficiência pode ser melhor demonstrada observando o Gráfico 1 e o Quadro 2 que evidência os métodos utilizados nas pesquisas do carste brasileiro. Observa-se também que há uma tendência nas pesquisas brasileiras em utilizar metodologias que não são consideradas apropriadas para avaliar a vulnerabilidade de ambientes cársticos, como é o caso dos métodos DRASTIC, GOD SINTACS e MAIA.

Quadro 2 - Métodos utilizados para a avaliação da vulnerabilidade das águas subterrâneas e suas modificações na literatura

Estado Brasileiro	Autores com trabalhos no Brasil	Método de avaliação da vulnerabilidade	Nome do Aquífero	Autores dos métodos originais Referências
BA	Nossa *et al.*, (2012)	COP	Aquífero Cárstico Salitre	Vías *et al.*, (2002)
BA	Villanueva *et al.*, (2015)	COP	Aquífero Cárstico Salitre	Vías *et al.*, (2002)
BA	Melo (2017)	GOD	Aquíferos Cársticos das Bacias Hidrográficas dos Rios Verde, Jacaré e Salitre, Bahia	Foster *et al.*, (1987)
		EPIK		Doerfliger e Zwahlen (1998)
BA	Gasser *et al.*, (2018)	COP	Aquífero Cárstico Salitre	Vías *et al.*, (2002)
BA	Jesus *et al.*, (2018)	PI	Aquífero Cárstico Bambuí	Goldscheider *et al.*, (2000)
		COP		Vías *et al.*, (2002)
BA	Lima (2019)	COP	Aquífero cárstico Salitre na Bacia Una-Utinga (BUU)	Vías *et al.*, (2002)
		PI		Goldscheider *et al.*, 2000
MG	Viana *et al.*, (2012)	DRASTIC	Região cárstica da Província Hidrogeológica do São Francisco	Aller *et al.*, (1987)
MG	Tayer & Velásques (2017)	COP	Aquífero cárstico na Unidade de Proteção Ambiental do Carste Lagoa Santa	Vías *et al.*, (2002)

MG	Pereira *et al.*, (2019)	EPIK	Aquífero cárstico na Unidade de Proteção Ambiental do Carste Lagoa Santa	Doerfliger *et al.*, (1998)
MG	Duarte e Weber (2019)	DRASTIC	Aquífero cárstico de Vespasiano	Aller *et al.*, (1987)
MG	Souza *et al.*, (2020)	COP	APA Carste Lagoa Santa	Vías *et al.*, (2002)
MG	Souza (2020)	COP	APA Carste Lagoa Santa	Vías *et al.*, (2002)
		COP-SOLO		Souza (2020)
SE	Dantas (2013)	GOD	Aquífero Taquari/Maruim	Foster *et al.*, (1987)
		DRASTIC E DRASTICP		Aller *et al.*, (1987)
		MAIA		Maia e Cruz (2010)
SE	Menezes Ribeiro *et al.*, (2016)	EPIK	Aquíferos cársticos Sapucari e Maruim	Doerfliger *et al.*, (1998)
PR	Milek *et al.*, (2011)	SINTACS	Aquífero cárstico de Almirante Tamandaré	Civita e De Maio (1997)
PR	Milek *et al.*, (2014)	DRASTIC	Aquífero cárstico de Almirante Tamandaré	Aller *et al.*, (1987)
		SINTACS		Civita e De Maio (1997)
SP	Lenhare & Sallun (2018)	EPIK	(Não é Aquífero) Parque Estadual de Intervales	Doerfliger *et al.*, (1998)
		KDI		Van Beynen *et al.*, (2012)
ES	Xavier *et al.*, (2012)	GOD	Aquífero Cárstico Gruta do Limoeiro	Foster *et al.*, (1987)
TO	Oliveira *et al.*, (2017)	GOD	Vulnerabilidade natural das águas subterrâneas da região de Lagoa da Confusão	Foster *et al.*, (1987)

O modelo DRASTIC proposto por Aller *et al.*, (1987) tem como proposito efetuar a classificação hierárquica dos parâmetros hidrogeológicos do aquífero, tais como: profundidade da água, recarga, litologia, tipo de solo, topografia, textura da zona vadosa e condutividade hidráulica do aquífero (Duarte e Weber, 2019). Este método é mais utilizado em áreas de culturas, com uso intensivo de agrotóxicos que culminam com aumento dos riscos de contaminação do aquífero por pesticidas (Aller *et al.*, 1987). A quantidade de parâmetros utilizados dificulta o uso do método por falta de informações primárias na área estudada (Babiker *et al.*, 2005). O método GOD desenvolvido

por Foster (1987) analisa as atividades instaladas no ambiente. O autor afirma que o perigo da contaminação se relaciona diretamente com a interação entre a intensidade da carga antrópica e a vulnerabilidade do aquífero.

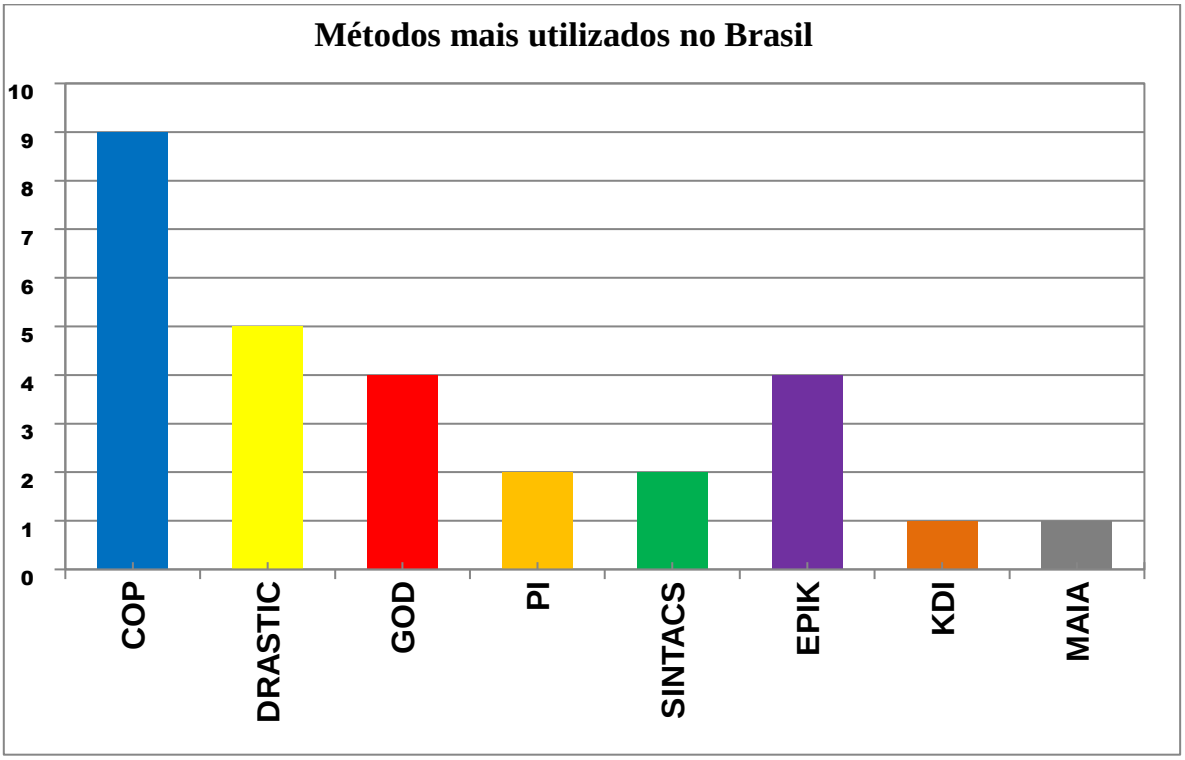


Gráfico 1 - Indicação dos métodos aplicados em pesquisas brasileiras para mapeamento e avaliação da vulnerabilidade das águas subterrâneas em ambientes cársticos**.**

O método GOD tem sido bastante utilizado em regiões com ausência de informações preliminares, entretanto, este método necessita que os dados para as análises estejam bem distribuídos espacialmente (Gogu, & Dassargues, 2000). Para determinar a capacidade de atenuação e a inacessibilidade hidráulica dos poluentes, o método GOD considera a utilização de três parâmetros: 01 - Ocorrência de águas subterrâneas; 02 - Litologia geral do aquífero e 03 - Profundidade do nível d´água do aquífero (PEIXOTO *et al.*, 2020).

O método SINTACS proposto por Civita e De Maio (1997), tem como objetivo identificar a vulnerabilidade intrínseca e natural do aquífero. Para determinar a vulnerabilidade do aquífero, o SINTACS trabalha com a combinação dos seguintes parâmetros: Profundidade da água subterrânea, tipo de solo, infiltração, características do aquífero, litologia, condutividade e topografia. Estes

parâmetros estão associados com o transporte do contaminante no meio geológico (Milek *et al.,* 2014; Peixoto *et al.,* 2020; Tufano *et al.,* 2020). Para análise destes parâmetros os pesos e os intervalos devem ser definidos previamente (Tufano *et al.,* 2020).

O método MAIA foi proposto por Maia e Cruz (2011), é utilizado para mensurar a vulnerabilidade intrínseca de aquíferos, possuiu características paramétricas, tendo em vista a utilização de expressão matemática, onde cada parâmetro se relaciona direta ou inversamente com a vulnerabilidade (Dantas, 2013). As variáveis definidas para verificar a vulnerabilidade no que tange a relação inversa foram: profundidade da água, espessura do solo e declividade do terreno. Referente à relação direta foram: capacidade específica, transmissividade do aquífero, recarga potencial e densidade de fraturas (MAIA e CRUZ, 2011).

O método COP proposto por Vías *et al.,* (2002) é utilizado para o estudo e a cartografia da vulnerabilidade de aquíferos cárstico à contaminação. Para a aplicação do método, três fatores devem ser considerados: concentração do fluxo (C), camadas de proteção (O) e precipitação (P) (Gasser *et al.,* 2018). O método KDI foi desenvolvido por Van Beynen *et al.,* (2012), utilizado para efetuar avaliação do sistema cárstico, abrangendo questões sociais, ambientais, naturais e econômicas (Lenhare & Sallun, 2018). O *Karst Disturbance Index* (KDI) é um método confeccionado a partir de uma visão holística e abordagem sistêmica. É aplicado para medir o grau de perturbação antrópica, provocada em ambientes cársticos (Van Beynen *et al.,* 2012). Este índice requer informações sobre cinco categorias: geomorfologia, hidrologia, biota, atmosfera e fatores culturais (Ribeiro & Zorn 2021). O método EPIK, foi proposto por Doerfliger *et al.,* (1998), sua aplicação é voltada para planejamento de uso e ocupação do solo, sobretudo para proteção de áreas de captação, representado por um índice de proteção final, classificados em zonas S1, S2 e S3, sendo que a S1 é a zona mais protegida (Lenhare & Sallun, 2018; Pereira *et al.,* 2019).

O método PI, como o primeiro método semi-quantitativo para carste, é baseado em dois parâmetros (Goldscheider *et al.,* 2000). O fator P - "proteção" diz respeito à função protetora das camadas entre a superfície do solo e o lençol freático do aquífero (solo, subsolo, rocha não cárstica, rocha cárstica insaturada). A existência de epicarste é assumida se as condições forem favoráveis ao seu desenvolvimento, mesmo na ausência de características cársticas visíveis (Iván & Mádl-Szőnyi, 2017). O fator I - infiltração - implica na vulnerabilidade resultante do desvio da cobertura protetora pelo fluxo lateral da superfície e subsuperfície (Marín *et al.,* 2021). A avaliação do fator I baseia-se

na determinação do fator processo de fluxo relevante - como infiltração difusa, fluxo superficial ou fluxo subsuperficial (Marín *et al.*, 2021). É deduzido da condutividade hidráulica do solo superficial e da profundidade para camadas com baixa permeabilidade (Iván & Mádl-Szőnyi, 2017). Além disso, o gradiente da encosta, a cobertura vegetal e o mapa de captação de superfície são levados em consideração (GOLDSCHEIDER *et al.*, 2000). Neste sentido, o (Quadro 3) apresenta de forma sintetizada quais são os parâmetros cobertos por cada método.

Quadro 3 - Parâmetros cobertos por cada método.

Método/fatores	DRASTIC	PI	GOD	MAIA	COP	EPIK	KDI	SINTACS
Hidrogeologia	X	X	X	X		X	X	X
Epicarste		X				X	X	
Social e econômico							X	
Lençol freático	X		X	X	X	X	X	X
Rede cárstica	X					X	X	
Rede de drenagem	X	X		X	X	X	X	
Topografia	X	X		X	X	X	X	X
Uso do solo		X			X	X	X	X
Vegetação		X					X	
Zonas de recarga	X	X	X	X		X	X	X

Adaptado de Lenhare & Sallun (2018).

Análise dos Métodos aplicados para a avaliação da vulnerabilidade do carste brasileiro

Em solo brasileiro, a maior parte dos maciços carbonáticos são originários do Neoproterozoico e ocupam uma área estimada entre 5 a 7% do território nacional (Karmann, 1994). Estudos pioneiros sobre carste no Brasil foram conduzidos por Karmann e Sanchez (1979) e identificaram cinco regiões favoráveis ao desenvolvimento de feições cársticas. Província I - Vale do Ribeira, Província II – Bambuí, Província III - Serra da Bodoquena, Província IV - Alto Paraguai e, por fim, Província V - Chapada da Ibiapaba.

Apesar das grandes extensões de relevos cársticos no Brasil, os estudos acerca do mapeamento da vulnerabilidade em aquíferos cársticos são ainda embrionários. Esta falta de publicações acerca desta temática ficou evidenciada no decorrer desta pesquisa, como demonstrado no Gráfico 1 e Quadro 2. Por outro lado, observa-se que os modelos aplicados nas pesquisas brasileiras para avaliação da vulnerabilidade são mais voltados para o estudo das águas subterrâneas no geral. O quadro 2 sintetiza os poucos estudos referente a avaliação da vulnerabilidade cárstica em solo

brasileiro, informando o estado onde a pesquisa foi desenvolvida, os autores do estudo, o modelo utilizado e o aquífero avaliado.

Dentre os estados brasileiros onde as pesquisas foram desenvolvidas, destacam-se os estados da Bahia e de Minas Gerais, onde aconteceu maior número de trabalhos referente à avaliação da vulnerabilidade cárstica. Os outros estados na sequência são Sergipe, Paraná, São Paulo, Espirito Santo e Tocantins. Os outros estados brasileiros não aparecem na pesquisa, isto se deve em virtude de não ter localizado nenhuma publicação da temática em seus domínios. O método mais utilizado foi o COP, desenvolvido por Vias *et al.*, (2002).

Concernente ao estado de Bahia, Nossa *et al.*, (2012) utilizou o método COP para determinar a vulnerabilidade do Aquífero Cárstico Salitre, na região de Irecê-BA. A área pesquisada contém aproximadamente 250 km² de extensão, envolve os municípios de Irecê e Lapão. A litologia é constituída de maciços carbonáticos da formação Salitre, contêm feições geomorfológicas em estado avançado de carstificação, zonas com índice elevado de fraturamento e possui reservatórios de grandes expressividades no que se refere à circulação das águas subterrâneas. Os mapas temáticos desenvolvidos foram: mapa hidrogeológico, mapa de dolinas e fraturas, mapa de declividade e mapa de uso e ocupação do solo. O cruzamento das informações cartográficas possibilitou a confecção do mapa final da vulnerabilidade intrínseca à contaminação da área pelo método COP.

A metodologia aplicada delimitou três tipos de classes de vulnerabilidade: baixa (40%), moderada (53%) e alta (7%). O fator (C) foi o que mais impactou na geração dos índices, devido à influência das feições de recarga direta (dolinas e sumidouros), distinguindo classes de vulnerabilidade muito alta e moderada. O fator (O) atua em toda a área, inclusive nas zonas situadas em áreas não carstificadas, delimitado com classe de vulnerabilidade baixa. O fator (P) manteve se constante em toda a área de estudo, de modo que este fator não contribui diretamente para o delineamento da vulnerabilidade do aquífero.

Outro estudo efetuado no Aquífero Cárstico Salitre utilizando o método COP para avaliar a vulnerabilidade intrínseca do aquífero, foi a Pesquisa de Villanueva *et al.*, (2015). As porções das amostras de solos foram coletadas a 50 cm de profundidade, foram analisados a granulometria para utilizar como parâmetro de entrada no método COP. O mapa hidrogeológico foi efetuado com auxílio de dados de 36 poços tubulares, onde foi verificado o nível estático dos mesmos. Os mapas de dolinas e fraturas foram confeccionados a partir da imagem ALOS, com resolução de 10m x 10m. O mapa

de declividade foi confeccionado com base na imagem do SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) juntamente com as informações obtidas com os trabalhos de campo.

O mapa final de vulnerabilidade intrínseca a contaminação foi gerado com o cruzamento e ponderações dos subprodutos gerados previamente (mapa hidrogeológico, mapa de dolinas e fraturas, mapa de declividade e mapa de uso e ocupação dos Solos). A avalição final identificou a vulnerabilidade intrínseca à contaminação, dividida em três classes: baixa (40%), moderada (53%) e muito alta (7%). A classe muito alta de vulnerabilidade mapeada, novamente foi atribuída ao fator (C) que elevou a classe, influenciada pelas feições cársticas. Os fatores (O) e (P) não contribuíram significativamente para o aumento da vulnerabilidade, tendo em vista as pequenas variações no fator (O) e o fator de precipitação (P) ser constante, haja vista o tamanho da área e presença de apenas uma estação climatológica, localizada na cidade de Irecê.

Outra pesquisa que utilizou o método COP, foi o estudo de Gasser *et al.*, (2018), cujo objetivo principal foi a avaliação da vulnerabilidade à contaminação natural do aquífero cárstico Salitre, localizado na região central do Estado da Bahia. Para caracterização do estudo, os autores usaram dados hidroquímicos, hidrodinâmicos e estatísticos. As porções de águas foram coletadas em poços tubulares, situados dentro da área de estudo para extração dos parâmetros físicos e químicos das águas, tais como: PH, condutividade elétrica, temperatura, turbidez, entre outros. A cobertura vegetal da área foi obtida através de imagens de satélites, a declividade foi extraída com o uso de imagem SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*).

Os autores pontuam que a área possui grandes extensões de carstificação, com presença em larga escala de dolinas com tamanhos variados e presença de vegetação densa. O estudo apontou basicamente duas classes de vulnerabilidade: sendo uma baixa, encontrada em mais de 54% da área e outra moderada, encontrada em mais de 32% da área. Os resultados encontrados, eventualmente devem estar atrelados à declividade muito baixa da área, visto que a baixa declividade não possibilita o carreamento dos sedimentos químicos e físicos para o interior das cavernas e, consequentemente, não contribui para a contaminação das águas subterrâneas. No presente estudo, os autores Gasser *et al.*, (2018) não efetuaram a caracterização antropogênica, também não levaram em consideração que as ações do homem podem e devem ser consideradas como fonte principal, capaz de alterar o meio ambiente, fazendo com que a contaminação dos aquíferos aconteça de forma mais acelerada e incisiva.

Jesus *et al.,* (2018) aplicaram os métodos PI e COP para cartografar e avaliar a vulnerabilidade do Aquífero Cárstico Bambuí, na bacia hidrográfica do baixo Rio Corrente, na região oeste da Bahia. A bacia está distribuída em arenitos do Grupo Urucuia, carbonatos e pelitos do Grupo Bambuí. O Grupo Bambuí devido sua formação geológica possibilitou a formação de aquíferos cársticos, com presença de estrutura como falhas, fraturas e dobramentos que contribuem para formação de feições cársticas, como sumidouros e dolinas. A maior parte da poligonal está assentada em área rural, com alguns núcleos urbanos. As principais fontes poluentes para água subterrânea estão associadas à expansão urbana que favorece ao aumento de efluentes domésticos e ao crescimento das atividades agropecuárias.

O método PI apresentou classes de vulnerabilidade baixa, moderada, alta e extrema. As regiões que apresentaram vulnerabilidade baixa são atribuídas ao alto grau de proteção da cobertura. A baixa vulnerabilidade (41,01%) foi atrelada as coberturas e aos depósitos aluvionares, ao Subgrupo Paraopeba e a Formação Sete Lagoas, onde situam os Latossolos. A classe de vulnerabilidade moderada (56,51%) está relacionada ao Grupo Urucuia, Lagoa do Jacaré, Serra de Santa Helena e Serra da Saudade. As áreas de alta (2,38%) e extrema vulnerabilidade (0,11) referem-se às formações Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade, onde o processo de carstificação é mais intenso.

A pesquisa de Jesus *et al.,* (2018) apontou ainda conforme metodologia COP que a vulnerabilidade muito alta (1,83%) se limita as áreas da Formação Sete Lagoas, ocorrendo neste local uma alta redução da proteção C. A proteção do fator O, foi apontado como moderada e a precipitação P é de moderada a alta. A alta vulnerabilidade (15,27%) está ligada às Formações Sete Lagoas e Lagoa do Jacaré que apresentam caraterísticas mineralógicas com maior índice carbonático dentro do Grupo Bambuí. As áreas de vulnerabilidade moderada (22,92%) correspondem ao Grupo Paraopeba, ao Grupo Urucuia. Referente à vulnerabilidade baixa (58,71%) apontada pelo método COP foi mapeada dentro do Grupo Urucuia, junto às Formações Serra de Santa Helena, Serra da Saudade e às rochas cristalinas da área. A vulnerabilidade muito baixa (1,27%) corresponde a uma pequena faixa do cristalino e as áreas das bacias de recargas, junto aos sumidouros.

Os resultados apontaram que embora ambos os métodos compartilhem de parâmetros semelhantes, os resultados são distintos, embora as áreas de maior vulnerabilidade foram atreladas as unidades carbonatadas do Grupo Bambuí, Formações Sete Lagoas e Lagoa do Jacaré. Coincidem também, nas áreas de maior desenvolvimento do carste, em locais de cavernas, sumidouros e

afloramentos de calcário. A autora chama atenção para a vulnerabilidade muito baixa, haja vista que o método PI não apresenta este tipo de vulnerabilidade, o que segundo Jesus *et al.,* (2018), é uma realidade dos aquíferos cársticos. No entanto, o método COP apresentou estas áreas de vulnerabilidade baixa nas áreas de recarga dos sumidouros e nos vales cegos. Este resultado na percepção da autora é incoerente. Ela justifica ainda que o resultado de vulnerabilidade baixa apontada pelo método COP se deve provavelmente pela falta de dados específicos e detalhes da área. Conclui ainda que os dados seriam mais fidedignos e precisos em uma área que dispusesse de maior detalhamento dos dados, principalmente em áreas onde o carste é mais desenvolvido.

Outro estudo que também aplicou o método COP e PI foi à pesquisa de Lima (2019). A área deste estudo também foi o Aquífero Cárstico Salitre na Bacia Una-Utinga (BUU), com área 5.026 km2, localizado no Estado da Bahia. Á área da pesquisa é delimitada pelo polígono das secas, possui clima de transição do tropical-úmido e o semiárido.

Pedologicamente a área é diversificada por Argissolos, Cambissolos, Latossolos e Neossolos. No contexto geomorfológico, a área está inserida entre os relevos tabulares, sobre as rochas calcárias do Grupo Bambuí ou o Grupo Una. Geomorfologicamente, situam junto ao Pediplanos Carstificados, abarcando regionalmente dois setores que abrange a parte leste da Chapada Diamantina.

Para determinação da vulnerabilidade utilizando o método COP, confeccionou-se um mapa de feições cársticas com dados interpretados nas imagens de satélites. A declividade foi determinada a partir da imagem ASTER-GDEM. Para analisar os parâmetros que correspondem à proteção do aquífero, foi confeccionado mapa de solos. A espessura dos solos foi obtida a partir dos perfis litoestratigráfico dos poços tubulares da área de estudo. A precipitação e distribuição temporal das chuvas foram determinadas com os dados do Instituto Nacional de Meteorologia - INMET.

Concernente ao método PI utilizou se na determinação do fator P, mapas de solos, dados de recarga, mapa geológico, mapa de feições cársticas e a espessura das camadas, determinadas a partir dos perfis litológicos dos poços tubulares. Referente ao fator I utilizou-se a condutividade do solo, mapa de declividade, mapa de uso e ocupação do solo e mapas de feições cársticas para identificação das áreas de superfície de recarga, ou captação e dos sumidouros.

Como já descrito anteriormente, o mapa cartográfico de vulnerabilidade final, obtido através do método COP, é o resultado do cruzamento dos produtos C, O e P. Na pesquisa de Lima (2019), determinou 5 classes de vulnerabilidade, variando de muito baixa até a muito alta vulnerabilidade.

Destarte que as áreas com maior a vulnerabilidade implica em uma menor proteção ao aquífero. O método COP apurou que nas ilhas cársticas-Ilc e na Unidade Geológica Nova América, encontra-se os maiores índices de vulnerabilidade para o sistema aquífero da BUU.

Por outro lado, o mapa cartográfico de vulnerabilidade final, obtido com o método PI, delimitou quatro classes, variando de baixa a muito alta vulnerabilidade, mapeadas respectivamente na Formação Bebedouro e Unidade Nova América Lapão e baixo na Unidade Gabriel/Nova América.

Comparativamente, os dois métodos aplicados, compartilhando os mesmos dados, obtiveram ao mesmo tempo, similaridade e discrepância entre os métodos aplicados na BUU. O método COP apontou vulnerabilidade baixa para a formação Bebedouro, enquanto o método PI descreve esta localidade com vulnerabilidade média. Nas Ilc, o método COP apresentou vulnerabilidade muito alta. O método PI, não apresentou opção para o uso das Ilc. Relacionado às áreas de recargas dos sumidouros, os dois métodos foram coerentes, visto que ambos classificaram como vulnerabilidade muito alta.

A autora concluiu que o método PI por ser mais generalista na inserção dos dados, apresentou-se menos aceitável em seus resultados. Enquanto o mapa de vulnerabilidade COP exibiu respostas mais assertivas e condizentes com a realidade da área.

No tocante ao estado de Minas Gerais, a pesquisa pelos estudos referente à vulnerabilidade nos domínios cársticos, identificou os estudos de Viana *et al.,* (2012), Tayer & Velásques (2017), Duarte e Weber (2019), Souza *et al.*, (2020), Souza *et al.*, (2020).

Viana *et al.,* (2012) aplicou o método DRASTIC para avaliar a vulnerabilidade natural das águas subterrâneas, à contaminação por agrotóxico e fertilizantes agrícolas no campo de atuação da Embrapa Milho e Sorgo, em Sete Lagoas - MG. A poligonal verificada se posiciona no carste da Província Hidrogeológica do São Francisco. Com o reconhecimento in-loco da área estudada, delimitou os pontos de interesse como nascentes, lagos, cursos hídricos, poços tubulares, rochas aflorantes e áreas de lavouras. Através da sondagem efetuou-se a descrição do perfil do solo e determinou a profundidade do nível freático. Para medir a infiltração da água usou o permeâmetro de Guelph. Com o monitoramento dos poços tubulares, possibilitou o conhecer a profundidade do nível estático e dinâmico e a qualidade da água dos poços da região estudada.

O mapa inicial da vulnerabilidade foi executado por meio de álgebra de mapas, utilizando o software ArcGIS. Com as informações delimitadas, realizou-se o cruzamento dos mapas para obter

as classes de vulnerabilidade. O mapa final da cartografia da vulnerabilidade foi determinado em cinco classes: baixa, moderada, alta, muito alta e extrema. Os resultados apontaram para uma predominância de vulnerabilidade alta em maior parte da área (34,14%), seguida por muito alta (30,20%) moderada (20,92%), extrema (13,58%) e baixa (1,17%).

Outro estudo que aplicou o método DRASTIC, foi à pesquisa de Duarte e Weber (2019). A área da pesquisa está localizada na região de Vespasiano-MG. Trata-se de uma área onde há grande especulação imobiliária, devido ao intenso adensamento populacional, áreas urbanizadas e interesse econômico, além de espaços industrializados, preenchidos por cultivos diversos e atividade minerárias. A população da região é abastecida basicamente por águas subterrâneas, fornecida pela companhia de abastecimento de Minas Gerais – COPASA e poços tubulares perfurados em domicílios particulares e nas áreas de indústrias.

Os dados referentes à profundidade do lençol freático foram determinados a partir de medições do nível estático, disponibilizado nos memoriais dos poços tubulares cadastrados no banco do SIAGAS. Os valores referentes à profundidade do lençol freático variam de 1 a 15 metros, a recarga foi encontrada usando o método de Kessler (1957). O material do aquífero foi determinado através dos perfis dos poços tubulares. O mapa de solos e suas características foram confeccionados com base no trabalho de Shinzato (1998). O mapa de declividade da área indicou cinco classes de declividade. A representação do material da zona vadosa foi confeccionada com base nas descrições dos perfis dos poços tubulares e correlacionada com a litologia da área onde os poços estão situados.

O mapa final com a aplicação do método DRASTIC, gerou um agrupamento de quatro classes de vulnerabilidade: baixa, moderada, alta e muito alta. As classes que predominam na área de estudo é a de vulnerabilidade moderada, seguida pela vulnerabilidade baixa. As classes de vulnerabilidade muito alta e alta ocorrem principalmente em função ao adensamento populacional nas áreas urbanizadas.

O método COP foi aplicado pelos autores Tayer & Velásques (2017), tendo como objetivo a produção de um mapa de vulnerabilidade intrínseca do aquífero cárstico (escala 1: 50.000) como subsídio ao estabelecimento de uma rede de monitoramento a ser testada na APA Carste Lagoa Santa, Minas Gerais. Os autores utilizaram os dados de níveis estáticos de 170 poços tubulares, avaliou-se também a litologia e profundidade de cada poço. Também foram feitas análises granulométricas do solo e utilizados dados de precipitação, altimetria e uso do solo. Após o processamento de todas as

informações, foi compilado um mapa final, mostrando as cinco classes de vulnerabilidades encontradas na área de estudo: muito baixa, baixa, moderada, alta e muito alta. As atividades econômicas com maior interferência antrópica apontadas nos estudos foram: extração de calcário, indústria de cimento, o aeroporto de Confins, desmatamentos para uso do solo na agricultura, pecuária, crescimento das áreas urbanas, lançamentos no solo de efluentes e resíduos sólidos, fertilizantes e pesticidas.

Os resultados produzidos na pesquisa de Tayer & Velásques (2017) retratam a importância da aplicação do método COP, visto que os resultados de forma geral apresentaram-se satisfatórios, no entanto, há pontos específicos que requerem uma análise mais profunda, como é o caso do fator solo, determinante na avaliação do fator (O), que varia de 0 até 1m de profundidade e que é dividido pela textura, isto posto, que na APA do Carste de Lagoa Santa encontram-se solos muito profundos, retratando o papel importante da pedogênese para a redução da vulnerabilidade. As áreas tidas como altamente vulneráveis a contaminação, ocorrem em locais caracterizados por zonas de feições cársticas onde ocorre a recarga direta do sistema (cavernas, sumidouros, vales cegos, lagoas desenvolvidas sob dolinas). As áreas caracterizadas com alta vulnerabilidade, e que também estão sob influências das feições carstificadas, recebem recargas diretas, porém em menor escala. As áreas caracterizadas com vulnerabilidades moderadas que incidem em mais de 58% da área são cobertas com calcários, solos espessos e planícies de inundação. As áreas tidas como muito baixas à vulnerabilidade estão recobertas principalmente por rochas pelíticas da Formação Serra de Santa Helena.

Souza *et al.,* (2020) desenvolveu estudo em parte da APA Carste Lagoa Santa, além de extensões a norte, noroeste e sul desta região para demonstrar como a diferença de espessura de solo encontrada entre o carste europeu mediterrâneo e o tropical úmido impacta no resultado da aplicação da metodologia COP. Na área de estudo, foram encontrados Latossolos, Argissolos, Cambissolos e Gleissolos. Os Latossolos, em conjunto com os Cambissolos, cobrem grande parte da área, seguidos por Argissolos e Gleissolos. O mapa de proteção foi elaborado com base nos dados de espessuras dos solos, caracterizados a partir dos perfis constitutivos de poços tubulares profundos. A textura do solo foi determinada pelo método de pipeta, os testes de infiltração foram executados por meio de permeâmetro de Guelph.

Souza *et al.,* (2020) pontua que os solos mediterrâneo europeus das áreas cársticas, apresentam espessuras de solo abaixo de 1,0 m, diferentemente dos solos encontrados na área de estudo, que apresenta solos com espessuras superiores a 1,0 m e textura > 30% de argila. Neste sentido, foram feitas diferentes simulações do mapa de proteção, com intuito de avaliar o grau de proteção dos diferentes níveis de espessura do solo. A simulação permitiu verificar que a extrapolação, ou seja, a multiplicação por 10 de cada faixa de espessura do subfator solo ocorre à modificação da proteção alta para moderada. Ao repetir o processo, multiplicando por 20, não há alteração significativa. No entanto, quando as multiplicações são efetuadas por valores maiores, 30 ou 40 vezes, há uma modificação mais acentuada da proteção alta para moderada, com exceção para as áreas onde ocorrem os afloramentos, ou seja, a cobertura zero do solo proporciona proteção baixa.

No estudo em si, não houve apontamento das classes de vulnerabilidades e sim, os valores de proteção oferecida pelo fator solo. Notadamente, a simulação demonstrou que a aplicação do método COP original na área de estudo, mostrou-se inconsistente, tendo em vista as características do carste encoberto por espessa camada de solo da área de estudo, quando comparado como carste mediterrâneo europeu fonte da metodologia COP. No método original, o subfator litológico é mais significativo que subfator solo, quando observado o oposto para o carste tropical úmido. Segundo a pesquisa de Souza *et al.,* (2020) ficou evidenciado que para a aplicação do método COP, o mesmo necessita de modificações, principalmente no que se refere a espessura do solo.

Souza (2020) em sua Tese de Doutoramento propôs uma nova configuração para o método COP. Tendo em vista que na pesquisa anterior Souza *et al.,* (2020) apontou para a necessidade de modificação do método COP original, para que o mesmo possa ser aplicado em estudo de vulnerabilidade das águas subterrâneas em clima tropical úmido, neste sentido, o autor propôs uma alteração no modelo original, ao qual denominou-se COP - SOLO. A Tese de Doutoramento de Souza (2020) teve como objetivo propor o método COP-Solo, considerando o "fator O", uma vez que a condição tropical do carste de Lagoa Santa se equipara as condições de outros ambientes cársticos, facultando a utilização do método em outros estudos, onde as caraterísticas físicas sejam equivalentes.

Para atenuar potenciais fontes de contaminação da zona de aeração, mais especificamente na camada de solo, o método COP-Solo, propôs utilizar o índice de atenuação natural – IAN. O índice em questão tem como objetivo alterar o critério de análise da camada do solo do método COP. A espessura da camada do solo, junto com a condutividade hidráulica, são parâmetros de análise pelo

IAN da condição aparente em que uma pluma pode atingir a zona vadosa (Souza, 2020). A mineralogia apresentada pela relação da caulinita/óxidos, junto com o pH e a espessura dos solos, são variáveis analisadas que recebem maiores pesos pelo IAN (SOUZA, 2020).

O mapa de espessura do solo foi confeccionado baseado nos perfis litológico dos poços tubulares e de pontos de coletas de amostras. Deste modo, gerou-se também o mapa de espessura da zona de aeração e este, subtraindo do mapa espessura do solo, chegou-se a espessura de rocha presente na zona vadosa. Os mapas preliminares possibilitaram a determinação dos parâmetros necessários para confecção do mapa do fator (O), tanto para o método original quanto para o método modificado. Outros mapas preliminares produzidos para análise da vulnerabilidade foram mapas de declividade e uso e ocupação do solo que originou o mapa do fator (C), mapa da intensidade da precipitação, fator (P).

Os mapas finais produzidos para retratarem a cartografia da vulnerabilidade da área de estudo, tanto no método COP original, quanto no método COP-Solo, apresentaram resultados bem distintos, com significativas diferenças, em todas as cinco classes de vulnerabilidade. Souza (2020) confeccionou dois mapas cartográficos da vulnerabilidade intrínseca da área de estudo, um com o método COP original e outro com o método COP-Solo, tendo como distinção do método original o índice de atenuação natural. Deste modo, foi possível efetuar uma análise comparativa entre os resultados apontados entre as duas metodologias.

A classe de vulnerabilidade muito alta, segundo o método COP original foi de 0,04% do total da área, enquanto no método COP-Solo, esta mesma classe de vulnerabilidade foi de 5,93% da área. A classe de vulnerabilidade alta apontada pelo método COP foi de 0,42%, já o método COP-Solo apontou que 11,30% do perímetro estudado são abarcados pela classe alta de vulnerabilidade. O método COP apontou que 6,11% da área predomina a vulnerabilidade moderada, enquanto para o método COP-Solo, a classe vulnerabilidade moderada é de 44,29%. A classe de vulnerabilidade baixa apontada pelo método COP foi de 28,55% da área, enquanto o método COP-Solo apontou que 38,19% da área estão sob os domínios da vulnerabilidade baixa. A diferença mais significativa apontada entre os dois métodos foi na classe de vulnerabilidade muito baixa. O método COP original apontou que 64,88% da área estão sob os efeitos da classe de vulnerabilidade muito baixa. Por outro lado, o método COP-Solo apontou que apenas 0,29% da área encontram-se sob os efeitos da classe de vulnerabilidade muito baixa.

Segundo Souza (2020), os resultados apontados pelo método COP-Solo, representam mais fidedignamente a realidade da ocorrência da vulnerabilidade na área de estudo. O autor pontua ainda que o estudo demonstrou claramente que para análise e avaliação da vulnerabilidade em área tropical úmida do carste encoberto, as características físicas e químicas do solo precisa ser levado em consideração à atenuação natural, para que não ocorra a delimitação errada das áreas de vulnerabilidades.

Outro método empregado para avaliação da vulnerabilidade de ambientes cársticos em Minas Gerais foi o método EPIK. Usado de forma adaptada, por Pereira *et al.*, (2019), na bacia hidrográfica do Rio São Miguel, região cárstica localizada na cidade de Pains (sudoeste de Minas Gerais), para avaliar a vulnerabilidade à contaminação do aquífero cárstico. Segundo os autores, o método EPIK foi desenvolvido para ser aplicado em ambientes cársticos no contexto climático europeu. Não é considerada a vegetação de grande porte e densa, como a Mata Atlântica, necessitando assim de adaptações condizentes com o clima tropical brasileiro. O estudo utilizou mapas geológico, topográfico, geomorfológico e arquivos vetoriais de hidrografia, curvas de níveis, dados de poços tubulares, imagem Land Sat 8 e imagem do SRTM. O resultado final, foi a confecção de um mapa, apresentado na escala de 1:100.000 com a espacialização da vulnerabilidade à contaminação do aquífero cárstico de São Miguel.

A vulnerabilidade foi representada por intermédio de 03 classes: baixa, moderada e alta. A vulnerabilidade baixa foi cartografada em 41% da área, em locais sem predominância de elementos de carstificação. A vulnerabilidade moderada foi encontrada em 52% da área ocupada por maciços fraturados. A vulnerabilidade alta está distribuída em pequenas porções ao longo da área estudada. A falta de cobertura do solo influenciou significativamente para o aumento da vulnerabilidade. Por outro lado, o relevo relativamente plano e a baixa densidade hídrica, com potenciais baixos para o acúmulo de carreamento de sedimentos, contribuíram para uma maior proteção e, consequentemente, a diminuição da vulnerabilidade à contaminação. A área de alta vulnerabilidade foi observada principalmente nas áreas urbanas, áreas com mineração, com uso intensivo do solo para fins agrícolas ou pecuários.

Sergipe é outro estado que vem na sequência desta pesquisa, tendo em vista os estudos desenvolvidos referentes à avaliação da vulnerabilidade dos aquíferos cársticos neste território. Neste contexto, destacam-se os estudos de Dantas (2013). A autora utilizando da mesma área de estudo

aplicou-se três métodos (GOD, DRASTIC E MAIA) para avaliar a vulnerabilidade do aquífero cárstico Taquari/Maruim, no município de Maruim-SE. O aquífero Taquari/Maruim possui dupla natureza (cárstica e granular). Situado no leste de Sergipe, pertence ao domínio geológico do Grupo Sergipe (Dantas, 2013).

Referente ao método GOD, foram confeccionados mapas preliminares para auxiliar na cartografia final da vulnerabilidade. Neste sentido, o mapa (G) do grau de confinamento da água do aquífero Taquari/Maruim, foi produzido com auxílio de dados de campos e consultando o mapa geológico para determinar o tipo de ocorrência da água subterrânea. Para determinação da variável (O), foram utilizados dados dos mapas pedológicos e geológicos. Referente à variável (D) distância até o lençol freático, utilizaram-se dados do mapa de nível da água no aquífero Taquari/Maruim (Dantas, 2013).

Para determinação do mapa final de vulnerabilidade pelo método GOD, efetuou-se o cruzamento de dados dos mapas preliminares através da álgebra de mapas, possibilitando a confecção do mapa cartográfico da vulnerabilidade do aquífero Taquari/Maruim. A autora pontua que através do mapa gerado, observa-se uma disposição à vulnerabilidade moderada a alta, com regiões tendendo para vulnerabilidade extrema. Nas regiões sudeste e sul do município onde há ocorrência da vulnerabilidade extrema, encontram-se os principais poços de fornecimento de água da cidade, postos de combustíveis e indústrias.

A autora utilizou também o método DRASTIC para avaliar a vulnerabilidade do Aquífero Taquari/Maruim. Aller *et al.,* (1987) pondera que os parâmetros do método DRASTIC são subdivididos em função do tempo de escoamento, fluxo e agrupamento de um poluente introduzido no aquífero avaliado. As variáveis utilizadas no método DRASTIC são: (D) profundidade da superfície freática; (R) recarga do aquífero; (A) tipo de aquífero; (S) tipo de solo; (T) topografia ou declividade do terreno; (I) influência na zona não saturada; (C) condutividade hidráulica do aquífero (Aller *et al.,* 1987). Neste sentido, para aplicação do método DRASTIC, os dados levantados ou calculados foram: altura do nível freático, classificação do aquífero, classes de solo e domínio da zona vadosa e condutividade hidráulica.

Os resultados preliminares (mapa de profundidade da água, mapa de recarga liquida, mapa hidrogeológico, mapa pedológico, mapa topográfico, declividade e condutividade hidráulica), referentes ao aquífero Taquari/Maruim, permitiu delimitar as classes de vulnerabilidade deste

ambiente. O mapa final de cartografia da vulnerabilidade do aquífero Taquari/Maruim utilizando o método DRASTIC, foi elaborado a partir da soma dos respectivos pesos dos 07 parâmetros, extraídos dos mapas preliminares. O resultado final apontou que há uma tendência relacionada às classes intermediaria e de alta vulnerabilidade na porção sudeste e ao sul do município de Maruim. Dados estes, também apontados na metodologia GOD.

Por se tratar de uma região com variados usos agrícola, eventualmente, estas áreas são submetidas aos usos de pesticidas, deste modo, a autora acrescentou em seu estudo o emprego do método DRASTICP, também, desenvolvido por Aller *et al.*, (1987). O DRASTIC Pesticida (DRASTICP) é utilizado, segundo Aller *et al.*, (1987), em casos em que ocorrer a aplicação de pesticida nas áreas agricultáveis. A diferença entre ambas as aplicações está na atribuição dos pesos para cada fator do DRASTIC. A sua aplicação é voltada para avaliar e mensurar a vulnerabilidade das águas subterrâneas, provocado por agrotóxicos e fertilizantes das áreas agrícolas, onde eventualmente estará localizado o aquífero.

Como resultado final após o cruzamento dos dados e a soma dos mesmos, gerou-se o mapa de vulnerabilidade do aquífero Taquari/Maruim, com o emprego do método DRASTICP. O mapa aponta para uma forte disposição de vulnerabilidade alta, interpostas com zona de vulnerabilidades intermediarias em quase todo o município. Dantas (2013) pontua que por tratar-se de uma região com grandes áreas destinadas a agricultura, a vulnerabilidade alta pode gerar riscos altos para contaminação do aquífero, quando da utilização de pesticidas. Ainda de acordo com a autora, foi aplicada a análise estatística descritiva para comparar as duas metodologias, ou seja, foi verificado qual é a correlação entre o método DRASTIC e o método DRASTICP. Dantas (2013) pontua ainda que por se tratar de metodologias parecidas, no qual um é proveniente do outro, foi apresentada uma alta correlação entre estes.

Dantas (2013) aplicou também em sua pesquisa no Aquífero Taquari/Maruim, o Método de Avaliação da Vulnerabilidade Intrínseca de Aquíferos - MAIA, proposto por Maia e Cruz (2010). A metodologia MAIA utiliza uma formulação matemática simples, por meio de seleção de parâmetros que indicam a vulnerabilidade, onde cada fator da equação se relaciona direta ou inversamente com a vulnerabilidade (Maia e Cruz, 2010). Para a aplicação do método, determinaram-se os seguintes elementos: mapa de profundidade da água e mapa da espessura do solo, obtido com os perfis dos

poços, mapa da declividade do terreno, determinado a partir do modelo digital de elevação; mapa da capacidade especifica e recarga potencial, encontrados a partir da precipitação média anual.

O mapa final de cartografia da vulnerabilidade através do método MAIA, se deu com o cruzamento dos dados dos 05 mapas preliminares. Foi encontrado três classes de vulnerabilidade, alta, média e baixa. O mapa com Índice de Vulnerabilidade MAIA, indicou áreas com tendência de baixa a média vulnerabilidade e áreas com predomínio de vulnerabilidade alta. Os valores baixos foram encontrados na parte oeste, os valores médios na parte central e os valores altos, com alto índice de vulnerabilidade foram encontrados na porção sudeste do município de Maruim.

Segundo Dantas (2013) a substituição dos dados estimados pelo emprego dos dados medidos, fez com que o método MAIA apresentasse resultados com maior fidedignidade a real situação do aquífero Taquari/Maruim. A autora pontua ainda que os números da vulnerabilidade mapeados estão condizentes com a distribuição da capacidade específica e, principalmente, com a recarga potencial. Dantas (2013) concluiu que a aplicação do Método de Avaliação da Vulnerabilidade Intrínseca de Aquíferos – MAIA, pontualmente apresentou resultados mais precisos e fidedignos com a realidade do Aquífero Cárstico Taquari/Maruim, diversamente da variação dos números calculados pelos métodos GOD e DRASTIC.

Menezes Ribeiro *et al.,* (2016) desenvolveram estudos no estado de Sergipe, nos municípios de Nossa Senhora do Socorro, Laranjeiras e Maruim, tendo como objetivo verificar a vulnerabilidade à contaminação dos aquíferos cársticos Sapucari e Maruim, além de determinar áreas predispostas à contaminação das suas águas, utilizando o método EPIK. O método EPIK se baseia nas características de fluxo e transporte do aquífero (Marín, *et al.,* 2021). Este método é mais utilizado em países europeus, havendo poucos trabalhos no Brasil.

O método EPIK é aplicado tendo como base as características geológicas, geomorfológicas e hidrogeológicas. Para tal, são utilizados 04 parâmetros: epicarste, cobertura de proteção, condição de infiltração e desenvolvimento da rede cárstica (Ribeiro & Zorn, 2021). Utilizando otofotocartas através da fotointerpretação, foram feitos os fotolineamentos e análises morfológicas para identificação das feições cársticas. Utilizaram-se também mapas de uso da terra, de declividade extraído a partir da imagem ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*), com resolução espacial de 30 m e dados de poços tubulares. A aplicação do método EPIK possibilitou gerar o mapa de vulnerabilidade e identificar as áreas potencialmente sujeitas à

contaminação dos aquíferos estudados. O mapa final com a representação da vulnerabilidade foi gerado através de álgebra de mapas no ArcGis. As classes mapeadas foram: moderada, alta e muito alta. Áreas com recorrência de feições cársticas, como *Karrens* e dolinas, apresentaram maior vulnerabilidade. As atividades com potencial alto de contaminação são oriundas das atividades humanas como exploração de calcários, indústrias, agricultura e expansão urbana. Estas atividades consistem em riscos elevados de poluentes dos aquíferos estudados. O uso do método EPIK permitiu cartografar e espacializar à vulnerabilidade e suas diferentes classes dentro da área de estudo.

No estado do Paraná, destaca-se as pesquisas de Milek *et al.*, (2011; 2014). Em seu primeiro estudo, o autor abordou a influência de incertezas geológicas no cálculo do índice SINTACS (Civita e De Maio, 1997), método aplicado para cartografar à vulnerabilidade intrínseca de sistemas aquíferos. O objetivo da pesquisa foi à aplicação da metodologia para a área do Aquífero Carste da área urbana e conurbada pelos municípios de Curitiba, Campo Magro, Campo Largo, Almirante Tamandaré, Itaperuçu, Rio Branco do Sul, Colombo e Bocaiúva do Sul, espacializados dentro da Bacia Hidrográfica do Rio Birigui, no estado do Paraná.

As bases de dados utilizadas para cartografar a vulnerabilidade utilizando o método SINTACS foram: (I) Profundidade do aquífero - obtido pela diferença da cota topográfica pela cota piezométrica de cada ponto. A superfície piezométrica foi determinada com base nos corpos hídricos e nível estático do lençol freático, extraídos dos poços tubulares distribuídos na área de estudo; (II) Recarga - determinada a partir de dados do balanço hídrico; (III) Zona não saturada; (IV) Tipo de solo; (V) Aquífero - determinado a partir de mapas geológico e hidrogeológico; (VI) Condutividade hidráulica - determinado a partir de dados de poços tubulares, mapa de hidrogeologia e dados estatísticos; (VII) Declividade topográfica – determinado a partir da declividade topográfica da área de estudo.

Como resultado final do processamento e soma ponderada dos sete índices de entrada, obteve-se o mapa referente à vulnerabilidade do aquífero cárstico do município de Almirante Tamandaré utilizando o método SINTACS, obtendo as seguintes classes de vulnerabilidade: cerca de 27% da área com vulnerabilidade muito alta, 20% como alta, 24% como moderadamente alta e 29% com índice de média vulnerabilidade. Destarte que na área de estudo, as classes de vulnerabilidades baixa e muito baixa não foram apontadas na respectiva pesquisa.

Em seu segundo trabalho, Milek *et al.*, (2014) aplicaram conjuntamente os métodos DRASTIC (Aller *et al.*, 1987) e SINTACS (Civita e De Maio, 1997) no aquífero cárstico no

município de Almirante Tamandaré-PR e proximidades. Os métodos DRASTIC e SINTACS necessitam de maior número de informações e, segundo Auge (2004), com a aplicação destes dois métodos, possivelmente irá obter melhores resultados do estudo em questão.

Os métodos DRASTIC e SINTACS aferem a vulnerabilidade intrínseca e natural de aquíferos por meio de um índice de vulnerabilidade, utilizando 07 parâmetros que se associam diretamente com o transporte de contaminantes no meio hidrogeológico. Para cada um destes parâmetros são pré-determinados os intervalos e pesos distintamente para cada metodologia. (Aller *et al.*, 1987; Civita e De Maio, 1997). As somas desses parâmetros refletem a vulnerabilidade de cada local do aquífero. Os 07 parâmetros empregados para mensurar a vulnerabilidade com o método DRASTIC são: (I) D - Profundidade da superfície piezométrica; (II) R - Recarga do aquífero; (III) A - Material do aquífero; (IV) S - Tipo de solo; (V) T - Topografia; (VI) I - Influência da zona vadosa; (VII) C - Condutividade hidráulica do aquífero. Destarte-se ainda que o método SINTACS foi constituído através do método DRASTIC, neste sentido, este método emprega também o uso de 07 parâmetros Civita e De Maio, 1997), sendo estes já descrito na pesquisa anterior de Milek *et al.*, (2011).

A área de estudo de acordo com a metodologia DRASTIC aplicada, demonstrou que 40% da área está sob efeito da classe de vulnerabilidade alta, 15% sob os efeitos da vulnerabilidade média e 45% sob os efeitos da classe de vulnerabilidade baixa. Conforme a pesquisa de Milek *et al.*, (2014), não há ocorrência de regiões com classificação de vulnerabilidade muito alta.

Concernente ao método SINTACS, aproximadamente 27% da área estudada apresentou classe de vulnerabilidade muito alta, 20% com classe de vulnerabilidade alta, 24% com classe de vulnerabilidade moderadamente alta e 29% com classe de vulnerabilidade média. Para esta metodologia, Milek *et al.*, (2014) pontou que não houve ocorrência de regiões com classificação de vulnerabilidade baixa e muito baixa.

A confrontação entre os resultados obtidos com os dois métodos (DRASTIC e SINTACS) apresentaram resultados com diferenças significativas. O método DRASTIC apontou que mais de 55% da área de estudo foi apontada com vulnerabilidade maior ou igual à média. Por outro lado, o método SINTACS, apontou que toda a área foi determinada com vulnerabilidade maior ou igual à média. Segundo Milek *et al.*, (2014) as diferenças apresentadas sobrevieram em função das escalas distintas e pesos adotados pelos dois métodos.

No estado de São Paulo, destaca-se a pesquisa de Lenhare & Sallun (2018), que procuraram efetuar a caracterização geomorfológica e espeleológica do carste da região do Planalto de Guapiara no Parque Estadual de Intervale. Para mensurar a vulnerabilidade e a demarcação do zoneamento ambiental do sistema cárstico, com o auxilio dos métodos EPIK e KDI. Lenhare & Sallun (2018) utilizaram mapas geológicos, geomorfológicos, espeleológicos e fotografias aéreas. A fotointerpretação possibilitou o mapeamento das depressões que foram comparadas com curvas de níveis extraídas de cartas topográficas.

A partir de uma análise minuciosa, Lenhare & Sallun (2018) optaram por utilizarem os métodos EPIK e KDI, que segundo os autores, são os métodos que abarcam a maior quantidade de parâmetros para avaliar a vulnerabilidade cárstica. Contudo, os autores apontaram que estes métodos são aplicáveis apenas em escalas locais, havendo desvantagens na utilização destes em escala regional. Ainda, segundo os autores, para que estes dois métodos fossem aplicados na área de estudo, os mesmos tiveram que ser adaptados para se adequarem à realidade da área de aplicação, visto que seriam eficazes quando aplicados em áreas menores.

Estes dois métodos são os que demandam o uso de um conteúdo maior de parâmetros adequados para avaliar vulnerabilidade cárstica de um determinado ambiente. Segundo os autores Lenhare & Sallun (2018), o método EPIK é bastante quantitativo e pouco qualitativo em sua aplicação e apresenta limitações na avaliação da vulnerabilidade cárstica, além de ser desenvolvido para avaliar vulnerabilidades pontuais. Da mesma forma, o método KDI é bastante abrangente na avaliação dos impactos causados no carste. Este método considera os fatores ambientais, biota, vegetação e solo, fatores antrópicos, econômicos e sociais. Mesmo considerando o método mais adequado para a aplicação na região da área estudada, os autores Lenhare & Sallun (2018) constataram que o uso dos métodos EPIK e KDI apresentaram determinadas restrições de aplicação devido à dificuldade de obter elementos necessários, que ambos os métodos exigem.

Xavier *et al.*, (2012) empregaram o método GOD para mensurar e avaliar a vulnerabilidade natural do aquífero cárstico Gruta do Limoeiro. A gruta do Limoeiro é o sítio arqueológico mais importante do estado, tombada em 1984 como patrimônio histórico do Espirito Santo pelo Conselho Estadual de Cultural – CEC, através da resolução 01/84 da Prefeitura Municipal de Castelo.

O munícipio de Castelo está inserido na Província da Mantiqueira, na faixa de Dobramento Ribeira, faixa marginal ao Craton São Francisco (Vale e Gonçalves, 2020). As unidades pertencem

ao Domínio Metavulcanossedimentar, constituído por biotita anfibólio gnaisse, estruturas bandadas de tonalidade cinza, granulometricamente apresenta camadas fina a grossa, quartzito, rochas calcissilicáticas e mármore (VALE e GONÇALVES, 2020).

Os dados de entrada para aplicação do método GOD foram dados litológicos, identificados a partir de poços tubulares, níveis estáticos dos poços e das lagoas da área de estudo, litologia da zona não saturada e dos tipos de aquíferos. Os resultados apresentados por Xavier et al., (2012) indicaram que a vulnerabilidade natural é moderada em todo o aquífero. Os dados de cotas altimétricas e de carga hidráulica total possibilitaram a confecção do mapa de direção do fluxo hídrico subterrâneo, indicando as áreas de recarga e descarga. Os autores pontuam ainda que zonas onde a vulnerabilidade natural foi classificada como moderada, as águas do aquífero tendem a ser atingidas por substâncias contaminantes e potencialmente poluidoras, como é o caso dos hidrocarbonetos, halogenados e não halogenados e metais pesados.

No Tocantins, os autores Oliveira et al., (2017) aplicaram o método GOD para mapear a vulnerabilidade natural das águas subterrâneas da região de Lagoa da Confusão - TO. O município Lagoa da Confusão integra-se a um ambiente cárstico, resultante da dissolução de rochas calcárias, onde a movimentação da água acontece entre os pontos de absorção (fissuras e dolinas), onde as águas superficiais são capturadas e pontos de ressurgências, onde as águas reaparecem na superfície (OLIVEIRA et al., 2017). Para viabilizar o mapeamento da vulnerabilidade, os autores selecionaram e avaliaram os dados de poços tubulares da área de estudo, disponibilizados pelo Sistema de Informações de Águas Subterrâneas da Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais - CPRM/SIAGAS.

Com a formação do banco de dados de entrada, efetuou-se o processamento dos mesmos, utilizando o interpolador *Krigagem* do software *Surfer*, a fim de mapear a incidência das classes de vulnerabilidade para o aquífero, com base no método GOD. O resultado final da aplicação apontou que o aquífero cárstico, Lagoa da Confusão, está sob os efeitos da classe de vulnerabilidade natural baixa. A região oeste da poligonal estudada, onde localiza a maioria dos poços tubulares, foi classificada como áreas onde predominam as classes de vulnerabilidade menores. As classes de vulnerabilidades baixas refletem a disposição de contorno dos possíveis contaminantes acima da zona saturada, composta em grande parte por argila, solos residuais e em menor parte, por solos Quartzarênicos.

Os autores elencaram ainda que apesar da praticidade do método GOD em determinar a vulnerabilidade natural das águas subterrâneas do município de Lagoa da Confusão, o método fornece uma visão simplificada, tendo em vista que o mesmo avalia tão somente a vulnerabilidade intrínseca do solo e, dependendo das características do poluente e do estagio em que o solo foi exposto as possíveis fontes de poluição, o aquífero pode estar sim contaminado. Neste sentindo, os autores destacam ainda que apesar da facilidade de aplicação do método GOD, o mesmo não mostra ser totalmente eficiente, tendo em vista as carências de informações e dos poucos poços localizados na área. Destarte ainda a proximidade que estes estão uns dos outros. Uma vez não estando espacializados uniformemente dentro da área estudada, reflete na necessidade de novos estudos, com aplicações de outros métodos, a fim de determinar com maior precisão a vulnerabilidade em que o aquífero está submetido.

O resumo do formato utilizado em cada modelo citado nesta pesquisa, está apresentado no quadro 04 que sintetiza a forma como os modelos são aplicados, indicando qual o tipo de vulnerabilidade estudada, o tipo do clima onde cada um foi desenvolvido, os dados de entrada de cada modelo e a escala de aplicação em que os mesmos podem ser aplicados, se em áreas grandes ou pequenas.

Quadro 4 - Síntese das características e parâmetros utilizados por cada modelo citado nesta pesquisa

Tipo de modelo	Vulnera bilidade	Clima	Dados de Entrada	Escala de Aplicação
COP	Intrínseca e Específica	Semiárido	Lençol freático, rede de drenagem, topografia, uso do solo, vegetação, litologia e dados hidrológicos.	Regional
DRASTIC	Específica	Temperado	Hidrogeologia, litologia, topografia, zonas de recarga, lençol freático e rede de drenagem.	Regional
GOD	Intrínseca	Temperado	Hidrologia, rede de drenagem e uso do solo.	Local e Regional
PI	Intrínseca	Úmido	Hidrogeologia, rede de drenagem, declividade/topografia, uso do solo, solo, vegetação e zonas de recarga.	Regional
SINTACS	Intrínseca	Úmido	Profundidade da água subterrânea, infiltração, seção sub-saturada, tipo de solo, características do aquífero, condutividade hidráulica, declividade topográfica e dados litológicos.	Local e Regional

EPIK	Intrínseca e Específica	Úmido	Hidrologia, geologia, litologia, sumidouros, dolinas, uso do solo, declividade, rede de drenagem, rede cárstica.	Local
KDI	Intrínseca e Específica	Úmido	Geomorfologia, Hidrogeologia, litologia, vegetação, uso e ocupação do solo, declividade, fatores atmosféricos, fatores econômicos e sociais.	Local e Regional
MAIA	Intrínseca	Tropical	Profundidade da água subterrânea, espessura do solo, declividade, capacidade específica, recarga potencial, densidade de fraturas e transmissividade.	Local e Regional

Os estudos sobre a vulnerabilidade das águas subterrâneas e dos aquíferos cársticos são desenvolvidos a partir de modelos que paulatinamente são aplicados e testados, em diversas partes do mundo. Embora estes modelos estejam consolidados, é possível propor adaptações nos mesmos para que seja possível o seu uso em diferentes localidades. Os métodos utilizados para avaliação da vulnerabilidade das águas subterrâneas dependem sempre, de parâmetros e dados relacionados ao aquífero, suas caraterísticas são analisadas individualmente e são atribuídos valores ou pesos para cada um. Os parâmetros são individualizados e reclassificados para compilação do mapa final de vulnerabilidade (MARÍN et al., 2021).

Considerações finais e recomendações

No decorrer da pesquisa, ficou demonstrado que os aquíferos cársticos, além de peculiares e anisotrópicos, são altamente sensíveis aos efeitos da contaminação, fatores estes que elevam o grau de prioridade relacionado a sua prevenção, com intuito de tentar evitar e ou mitigar a contaminação dos recursos hídricos subterrâneos. Deste modo, a cartografia da vulnerabilidade dos aquíferos localizados em ambientes cársticos, tornou-se uma das ferramentas mais importante a serem aplicadas para cartografar e analisar a sensibilidade dos aquíferos cársicos à poluição. Estes mapas, tanto auxiliam como oferecem apoio às partes envolvidas e interessadas nas tomadas de decisões, a fim de promover uma gestão adequada do uso racional da terra que seja compatível com o uso da água. No entanto, principalmente no Brasil, a forma de obtenção desses mapas ainda é um desafio, em muitos casos, causam incertezas na hora de escolher a metodologia a ser aplicada. O objetivo do mapeamento e avaliação da vulnerabilidade à contaminação é identificar as zonas mais vulneráveis dentro das

áreas de captação, fornecer dados científicos que sejam confiáveis para a proteção das águas subterrâneas.

As águas subterrâneas como um todo, são particularmente sensíveis à contaminação, principalmente por causa da estrutura interna do aquífero e o seu comportamento hidrogeológico que determina a rápida transferência das águas de recarga, bem como sua rápida distribuição em grandes distâncias, com altas velocidades de fluxo e curto espaço de tempo. Tendo em vista que a capacidade de autolimpeza das águas subterrâneas dos carste serem comumente baixas, ou muito baixas, os aquíferos cársticos demandam metodologias específicas para mapeamento de vulnerabilidade que levam em conta as propriedades intrínsecas.

A vulnerabilidade à poluição de um aquífero cárstico não pode ser mensurada diretamente no campo, portanto métodos específicos para sua avaliação são necessários. O objetivo desta pesquisa foi verificar como anda o processo de mapeamento e avaliação da vulnerabilidade dos aquíferos cársticos brasileiros, principalmente verificar quais são os métodos mais aplicados e os que são mais aceitos.

Existe um número significativo de estudos voltados a avaliar a vulnerabilidade das águas subterrâneas em solo brasileiro, no entanto, referentes às águas subterrâneas localizadas em relevos ou regiões de carbonatos, os estudos ainda são muito restritos, tendo em vista um pequeno número de pesquisadores que se interessam por este tipo de análise e mapeamento da vulnerabilidade destes ambientes. Concernente às diversas metodologias aqui apresentadas, através dos métodos/modelos que são utilizados para avaliar, mensurar, identificar e cartografar a vulnerabilidade atrelada à contaminação das águas subterrâneas, situadas em ambientes cársticos ou não, verificou-se que todos os métodos descritos possuem importância fundamental. Também ficou evidenciado que a localidade onde estudo será desenvolvido exerce papel importantíssimo na determinação do método, assim como às características dos aspectos ambientais, climático, geológico, hidrogeológicos, sociais e econômicos serão determinantes para a escolha do método.

A pesquisa indicou ser o método COP, o mais aplicado e o mais aceito na comunidade científica brasileira. O método COP, também é um dos mais eficazes, tendo em vista seus resultados serem condizentes com a realidade das áreas estudadas. O método COP foi aplicado em diversos estudos no estado da Bahia, principalmente no Aquífero Cárstico Salitre, para avaliar e cartografar a vulnerabilidade em que está submetida às águas subterrâneas deste importante aquífero. Sua aplicação

também é destacada no estado de Minas Gerais, mais especificamente no Aquífero cárstico na Unidade de Proteção Ambiental do Carste de Lagoa Santa.

A região Ambiental do Carste de Lagoa Santa é uma das mais estudadas do país, nela está situado o aquífero Bambuí, um dos mais importantes do País, sendo também um dos mais comprometidos, tendo em vista seu posicionamento geográfico, onde se localiza indústrias de espécies variadas, além de uma grande densidade demográfica em virtude das cidades ali posicionadas. É importante destacar que o método COP permite o acesso a todo o ambiente, não restringindo apenas aos estudos das águas subterrâneas.

Outro método que se destacou logo na sequência do método COP, foi o método DRASTIC, embora a literatura não o aponte como ideal para mapear e avaliar a vulnerabilidade de aquíferos cársticos, este método é frequentemente utilizado. Ele foi aplicado em diversos estudos para avaliar a vulnerabilidade das águas subterrâneas em ambientes cársticos em Minas Gerais, Sergipe e Paraná.

A aplicação do método DRASTIC, é complexa, devido à quantidade de parâmetros de entrada, faz dele um método difícil de ser utilizado, bem como o custo da sua aplicação, visto que os parâmetros em sua maioria devem ser coletados em campo. Levando em consideração que o método DRASTIC não descreve em sua metodologia possiblidades de aplicação no carste, considerando ainda que o número grande de parâmetros necessários para um desempenho adequado, considerando também a dificuldade de obtenção destes atributos paramétricos, o método DRASTIC poderá inviabilizar as pesquisas, referente à análise da vulnerabilidade das águas subterrâneas em ambientes cársticos.

A pesquisa também mostrou que o método GOD é bem utilizado no Brasil, no entanto, esta metodologia visa apenas analisar a vulnerabilidade das águas subterrâneas, porém o ambiente cárstico como um todo não é considerado. O método GOD foi utilizado para avaliar a vulnerabilidade das águas subterrâneas em aquíferos cársticos na Bahia, Sergipe, Espírito Santo e Tocantins. Apesar de fácil aplicação, os resultados apontados por este método, referente aos estudos aplicados no carste, mostraram-se bastante simplificados, uma vez que ele verifica apenas a vulnerabilidade intrínseca do solo, as características hidrogeológicas são desprezadas.

O método EPIK, assim como o DRASTIC, contém uma aplicação mais complexa, tendo em vista a quantidade de parâmetros necessários para sua aplicação, faz dele um método difícil de ser

aplicado. Outra dificuldade atrelada a este método é o custo da sua aplicação, uma vez que os parâmetros de entrada em sua maioria devem ser coletados em campo.

O método EPIK foi desenvolvido para aplicação em ambientes cársticos de clima europeu, para a aplicação em clima tropical, como é o caso do Brasil, o mesmo deve sofrer adaptações, além do número de parâmetros exigidos, a aplicação do método EPIK pode ser comprometida, devido ao alto custo da extração dos parâmetros. Destarte também devido o método EPIK ser qualitativo, sua aplicação possui limitações na avaliação da vulnerabilidade cárstica, pois o mesmo foi desenvolvido para avaliar vulnerabilidades pontuais.

O método PI foi aplicado para avaliação das águas subterrâneas em ambientes cársticos na Bahia. O método mostrou-se bastante subjetivo e generalista, tornando-o impreciso, principalmente quando analisados os aspectos geológicos dos aquíferos. O método SINTACS foi outro método utilizado nas pesquisas brasileiras, para mapear e avaliar a vulnerabilidade das águas subterrâneas em aquíferos cársticos. Este método também, conforme apontado na literatura, não foi um método desenvolvido para aplicação em ambientes carstificados. O método SINTACS também exige uma grande quantidade de parâmetros, fazendo dele um método dispendioso no que tange os dados de entrada, além de sua aplicação ser complexa, os resultados tendem a serem imprecisos, devido às incertezas da condutividade hidráulica.

O *Karst Disturbance Index*, conhecido como método KDI, foi utilizado em São Paulo para medir o grau de perturbação de uma região cárstica. É um método muito exigente e bastante abrangente. Devido à quantidade de parâmetros exigidos para a sua análise, apresentam limitações e inviabiliza sua utilização, pois a obtenção de todos os dados de entrada tem um custo bastante elevado. Outro método que foi apontado nesta pesquisa foi o método MAIA. É um método relativamente novo, ainda pouco difundido na literatura. Sua aplicação é ancorada em formulação matemática. Os parâmetros de entrada não são muitos, porém há certa dificuldade em obtê-los. Como é uma metodologia relativamente nova, sua eficácia ainda precisa ser comprovada.

Referências Bibliográficas

1 - MACHIWAL, D.; CLOUTIER, V.; GÜLER, C.; & KAZAKIS, N. (2018). *A review of GIS-integrated statistical techniques for groundwater quality evaluation and*

protection. ***Environmental Earth Sciences***, *77*(19), 1-30. https://doi.org/10.1007/s12665-018-7872-x.

2 - FORD, D.; & WILLIAMS, P. W. (2007). *Karst hydrogeology and geomorphology*. ***John Wiley & Sons***.

3 - FERREIRA, C. F.; & UAGODA, R. E. S. (2019). Tipologias do carste e classificações de dolinas: uma revisão. ***Caminhos de Geografia***, 20(70), 519-537. https://doi.org/10.14393/RCG207044169.

4 - WHITE, W. B. (1988). *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrain:* ***Oxford University Press***. *New Yor*k, 464p.

5 - KERMAVNAR, J., FERLAN, M., MARINŠEK, A., ELER, K., KOBLER, A., & KUTNAR, L. (2020). *Effects of various cutting treatments and topographic factors on microclimatic conditions in Dinaric fir-beech forests*. ***Agricultural and Forest Meteorology***, *295*, 108186. https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2020.108186.

6 - TUFANO, R.; ALLOCCA, V.; CODA, S.; CUSANO, D.; FUSCO, F.; NICODEMO, F.; & DE VITA, P. (2020). *Groundwater vulnerability of principal aquifers of the Campania region (southern Italy)*. ***Journal of Maps***, 16(2), 565-576. https://doi.org/10.1080/17445647.2020.1787887.

7 - VOGELBACHER, A.; KAZAKIS, N.; VOUDOURIS, K.; & BOLD, S. (2019). *Groundwater vulnerability and risk assessment in a karst aquifer of Greece using EPIK method*. ***Environments***, *6*(11), 116. https://doi.org/10.3390/environments6110116.

8 - BAILLY-COMTE, V.; JOURDE, H.; ROESCH, A.; PISTRE, S.; BATIOT-GUILHE, C. (2007). *Time series analyses for Karst/River interactions assessment: Case of the Coulazou river (southern France)*. ***Journal of hydrology***, *349*(1-2), 98-114. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.10.028.

9 - ZWAHLEN, F. (Ed.). (2003). *Vulnerability and risk mapping for the protection of carbonate (karst) aquifers*. ***Office for Official Publications of the European Communities***.

10 - KOVARIK, J. L.; VAN BEYNEN, P. E.; & NIEDZIELSKI, M. A. (2017). *Groundwater vulnerability mapping for a sub-catchment of the Rio La Venta watershed, Chiapas, Mexico*. ***Environmental Earth Sciences***, *76*(23), 1-11. https://doi.org/10.1007/s12665-017-7113-8.

11 - PEREIRA, D. L.; GALVÃO, P.; LUCON, T.; FUJACO, M. A. (2019*). Adapting the EPIK method to Brazilian Hydro (geo) logical context of the São Miguel watershed to assess karstic aquifer vulnerability to contamination.* ***Journal of South American Earth Sciences***, 90, 191-203. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.12.011.

12 - VENI, G. (2002). *Revising the karst map of the united states*. ***Journal of Cave and Karst Studies,*** *64*(1), 45-50.

13 - PARISE, M.; GABROVSEK, F.; KAUFMANN, G., & RAVBAR, N. (2018). *Recent advances in karst research: from theory to fieldwork and applications. Geological Society, London,* ***Special Publications***, *466*(1), 1-24. https://doi.org/10.1144/SP466.26.

14 - GRABHER, C.; BROCHI, D. F.; TABAI, F. C. V.; LAHÓZ, F. C. C.; GOTARDI, K. R.; BATISTA, M.; RAZERA, S. Termos técnicos em gestão dos recursos hídricos, Americana/SP: **Consórcio Intermunicipal das bacias dos rios Piracicaba, Capivari e Jundiaí**, 2006.

15 - LOUSADA, E. O.; & CAMPOS, J. E. G. (2011). Estudos isotópicos em águas subterrâneas do Distrito Federal: subsídios ao modelo conceitual de fluxo. ***Brazilian Journal of Geology***, *41*(2), 355-365. https://doi.org/10.25249/0375-7536.2011412355365.

16 - VIEIRA, L. C. M.; VELASQUEZ, L. N. M.; & BORBA, R. P. (2020). Hidrogeoquímica como ferramenta para o reconhecimento de aquíferos em lacunas de perfis litológicos de poços tubulares. **Águas Subterrâneas**, *34*(2), 204-220. https://doi.org/10.14295/ras.v34i2.29764.

17 - DOERFLIGER, N.; PLAGNES, V. (2009). *Cartographie de la vulnérabilité intrinsèque des aquifères karstiques. Guide Méthodologique de la méthode PaPRIKa*. **Rep. BRGM RP-57527-FR** , pág.

18 - MACHIWAL, D.; JHA, M. K.; SINGH, V. P.; & MOHAN, C. (2018). *Assessment and mapping of groundwater vulnerability to pollution: Current status and challenges*. ***Earth-Science Reviews***, *185*, 901-927. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.08.009.

19 - MARÍN, A. I.; RODRÍGUEZ, J. F. M.; BARBERÁ, J. A.; FERNÁNDEZ-ORTEGA, J.; MUDARRA, M.; SÁNCHEZ, D., & ANDREO, B. (2021). *Groundwater vulnerability to pollution in karst aquifers, considering key challenges and considerations: application to the Ubrique springs in southern Spain*. ***Hydrogeology Journal***, *29*(1), 379-396. https://doi.org/10.1007/s10040-020-02279-8.

20 - Ribeiro, D.; & Zorn, M. (2021). *SUSTAINABILITY AND Slovenian Karst Landscapes: Evaluation of a Low Karst Plain*. ***Sustainability***, 13(4), 1655. https://doi.org/10.3390/su13041655.

21 - JAHROMI, M. N.; GOMEH, Z.; BUSICO, G.; BARZEGAR, R.; SAMANY, N. N.; AALAMI, MT,; & KAZAKIS, N. (2021). *Developing a SINTACS-based method to map groundwater multi-pollutant vulnerability using evolutionary algorithms*. ***Environmental Science and Pollution Research***, *28*(7), 7854-7869. https://doi.org/10.1007/s11356-020-11089-0.

22 - KUMAR, A.; & PRAMOD KRISHNA, A. (2020). *Groundwater vulnerability and contamination risk assessment using GIS-based modified* DRASTIC-LU *model in hard rock aquifer system in India*. ***Geocarto International***, *35*(11), 1149-1178. https://doi.org/10.1080/10106049.2018.1557259.

23 - KALHOR, K.; GHASEMIZADEH, R.; RAJIC, L.; & ALSHAWABKEH, A. (2019). *Assessment of groundwater quality and remediation in karst aquifers: A review*. ***Groundwater for sustainable development***, *8*, 104-121. https://doi.org/10.1016/j.gsd.2018.10.004.

24 - BAGHERZADEH, S.; KALANTARI, N.; NOBANDEGANI, A. F.; DERAKHSHAN, Z.; CONTI, G. O.; FERRANTE, M.; & MALEKAHMADI, R. (2018). *Groundwater vulnerability assessment in karstic aquifers using COP method.* ***Environmental Science and Pollution Research***, *25*(19), 18960-18979. https://doi.org/10.1007/s11356-018-1911-8.

25 - IVÁN, V.; & MÁDL-SZŐNYI, J. (2017). *State of the art of karst vulnerability assessment: overview, evaluation and outlook*. ***Environmental Earth Sciences***, *76*(3), 112. https://doi.org/10.1007/s12665-017-6422-2.

26 - SOUZA, R. T. (2020). Vulnerabilidade de aquíferos cársticos com cobertura espessa de solo: metodologia COP-Solo em ambiente tropical úmido. **Tese de Doutoramento**.

27 - DUARTE, T. M.; & WEBER, A. K. P. S. (2019). Avaliação Da Vulnerabilidade Natural Do Aquífero Cárstico No Município De Vespasiano-Mg. **Águas Subterrâneas**. https://doi.org/10.14295/ras.v0i0.29825.

28 - LIMA, R. F. G. D. (2019). Hidrogeologia e vulnerabilidade do aquífero cárstico salitre na Bacia Una-Utinga, Bahia.**Tese de Doutorado**.

29 - GASSER, R. S.; CRUZ, M. J. M.; GONÇALVES, M. V. P. (2018). Avaliação da vulnerabilidade intrínseca a contaminação do aquífero cárstico Salitre no município de Cafarnaum, Bahia. **Águas Subterrâneas**, 32(1), 70-78. https://doi.org/10.14295/ras.v32i1.29090.

30 - JESUS, T. C., DA SILVA, H. M., & LEAL, L. R. B. (2018). Vulnerabilidade Do Aquífero Cárstico Bambuí, Bacia Hidrográfica Do Baixo Rio Corrente, Oeste Da Bahia: Aplicação Dos Métodos PI E COP. **Águas Subterrâneas.**

31 - LENHARE, B. D.; SALLUN FILHO, W. (2018). *Application of EPIK and KDI methods for identification and evaluation of karst vulnerability at Intervales State Park and surrounding region (Southeastern Brazil).* ***Carbonates and Evaporites***, *34(1), 175-187.* https://doi.org/10.1007/s13146-018-0474-6.

32 - MELO, D. H. C. T. B. (2017). Mapeamento da Vulnerabilidade de Aquíferos Cársticos: Exemplos das Bacias Hidrográficas dos Rios Verde, Jacaré e Salitre, Bahia, Brasil. **Tese de Doutoramento.**

33 - OLIVEIRA, K. B. M., DE MORAIS, F., & OLIVEIRA, L. M. (2017). "Utilização Do Método GOD Para Mapeamento Da Vulnerabilidade À Contaminação Das Águas Subterrâneas No Município De Lagoa Da Confusão, Tocantins, Brasil." **VIII Congresso Brasileiro de Gestão Ambiental Campo Grande**/MS.

34 - TAYER, T. C., VELÁSQUES, L. N. M. (2017). *Assessment of intrinsic vulnerability to the contamination of karst aquifer using the COP method in the Carste Lagoa Santa Environmental Protection Unit, Brazil*. ***Environmental earth sciences***, 76(13), 445. https://doi.org/10.1007/s12665-017-6760-0.

35 - MENEZES RIBEIRO, D. D.; DE MORAIS NASCIMENTO, S. A.; GARCIA, A. J. V. (2016). Vulnerabilidade dos Aquíferos Cársticos Sapucari e Maruim, bacia sedimentar de Sergipe-Alagoas. **Águas Subterrâneas**, 30(3), 375-393. https://doi.org/10.14295/ras.v30i3.28634.

36 - VILLANUEVA, T. C. B.; LEAL, L. R. B.; ZUCCHI, M. D. R.; AZEVEDO, A. E. G. D.; VILLANUEVA, P. R. Aplicação do método COP para avaliação da vulnerabilidade intrínseca à contaminação do aquífero cárstico Salitre, Irecê-BA, Brasil. ***Brazilian journal of aquatic science and technology – BJAST***, 2015, 19(1). https://doi.org/10.14210/bjast.v19n1.6718.

37 - MILEK, C. B.; KISHI, R. T.; & GOMES, J. (2014). Avaliação do risco de contaminação da água subterrânea do aquífero cárstico no município de Almirante Tamandaré/PR com o uso de mapa de índices de risco**. Revista Brasileira de Recursos Hídrico**s, 19(2), 89-100.

38 - DANTAS, J. M. (2013). Hidrogeoquímica e estudo da vulnerabilidade do aquífero taquari/maruim no município de maruim, Sergipe, NE do Brasil. **Tese de Doutoramento**.

39 - NOSSA, T. C. B.; LEAL, L. R. B.; ZUCCHI, M. D. R.; & AZEVEDO, A. E. G. D. (2012). Utilização de análises hidroquímicas e da metodologia COP para determinação da vulnerabilidade do aquífero cárstico salitre na região de Irecê-BA. **XVII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas e XVIII Encontro Nacional de Perfuradores de Poços.**

40 - VIANA, J. H. M.; MACHADO, D. A.; & LOUREIRO, C. D. O. (2012). Vulnerabilidade natural das águas subterrâneas no entorno da Embrapa Milho e Sorgo. In *Embrapa Milho e Sorgo-Artigo em anais de congresso (ALICE)*. In: REUNIÃO BRASILEIRA DE MANEJO E CONSERVAÇÃO DO SOLO E DA ÁGUA, 19., 2012, Lages. Conservação do solo e da água no Brasil: preceitos e ações no ensino, na pesquisa e na extensão: **anais. Rio de Janeiro: SBCS**, 2012.

41 - SOUZA, R. T.; HEREDIA, O. S.; TRAVASSOS, L. E. P.; VELÁSQUEZ, L. N. M.; & SAMPAIO, J. L. D. (2020). Influência da Espessura da Camada de solo na Proteção dos aquíferos Cársticos sob os Climas Tropical Úmido e Europeu Mediterrâneo, pelo Método de Vulnerabilidade COP. **Águas Subterrâneas**, 34(1), 50-65. https://doi.org/10.14295/ras.v34i1.29762.

42 - HIRATA, R.; & FERNANDES, A. J. (2008). Vulnerabilidade à poluição de aquíferos. **Hidrogeologia: conceitos e aplicações**, *3*.

43 - STEMPVOORT, D. V.; EWERT, L.; & WASSENAAR, L. (1993). *Aquifer vulnerability index: a GIS-compatible method for groundwater vulnerability mapping*. ***Canadian Water Resources Journal***, *18*(1), 25-37. https://doi.org/10.4296/cwrj1801025.

44 - DOERFLIGER, N;, JEANNIN, P. Y.; & ZWAHLEN, F. (1999). *Water vulnerability assessment in karst environments: a new method of defining protection areas using a multi-attribute approach and GIS tools* (EPIK method). ***Environmental Geology***, *39*(2), 165-176. https://doi.org/10.1007/s002540050446.

45 - Le Grand, H. E. (1960). *Geology and Ground-water Resources of Wilmington-New Bern Area*. ***Division of Ground Water, NC Department of Water Resources***.

46 - MARGAT, J. (1968*). Vulnérabilité des nappes d'eau souterraine ala pollution* ***BRGM-Publication*** 68 SGL 198 HYD.

47 - VRBA, J.; ZAPOROZEC, A. (1994). *Guidebook on mapping groundwater vulnerability, vol. 16.* ***International Contributions to Hydrogeology, IAH, HeiseVerlag, Hannover.***

48- ALBINET, M.; MARGAT, J.; 1970: *Cartographie de la vulnérabilité à la pollution des nappes d'eau souterraine.* ***Bulletin du BRGM (deuxième série),*** **III**(4),13-22.

49 - FOSTER, S. S. D. (1987). *Fundamental concepts in aquifer vulnerability, pollution risk and protection strategy. In: International Conference Of Vulnerability Of Soil And Groundwater To Pollutants,* 1987, *Noordwijk. Proceedings... The Hague: TNO Committee on Hydrological Research; Bilthoven:* ***National Institute of Public Health and Environmental Hygiene***, 1987.

50 - NATIONAL RESEARCH COUNCIL, (NRC). (1993). *Groundwater Vulnerability Assessment:* ***Predictive Relative Contamination Potential Under Conditions of Uncertainty***. *Washington, D.C.: National Academy Press*.

51 - DALY, D., DASSARGUES, A., DREW, D., DUNNE, S., GOLDSCHEIDER, N., NEALE, S., & ZWAHLEN, F. (2002). *Main concepts of the" European approach" to karst-groundwater-vulnerability assessment and mapping.* ***Hydrogeology Journal***, 10(2), 340-345. https://doi.org/10.1007/s10040-001-0185-1.

52 - PEIXOTO, F. S.; CAVALCANTE, I. N.; ARAÚJO, K. V.; & SILVEIRA, R. N. M. C. (2020). Conservação e proteção da água subterrânea: uma revisão de metodologias de mapeamento de aquíferos para o ordenamento territorial. **Caminhos de Geografia**, 21(75), 1-14. https://doi.org/10.14393/RCG217541888.

53 - KEMERICH, P. D. D. C.; MARTINS, S. R.; KOBIYAMA, M.; DESCOVI FILHO, L.; BORBA, W. F. D.; SOUZA, E. E. B. D.; & FERNANDES, G. D. Á. (2020). Análise da vulnerabilidade natural à contaminação da água subterrânea: comparativo entre a metodologia GOD e DRASTIC. **Revista de geociências do Nordeste**. Rio Grande do Norte. Vol. 6, n. 2 (jul./dez. 2020), p. 45-53. https://doi.org/10.21680/2447-3359.2020v6n2ID19080.

54 - KALAOUM, J.; SILVA, J. B. G.; DE AQUINO, O. E.; PINHO, C. F.; PEREIRA, M. G.; & GOMES, J. H. G. (2020). Mapeamento da vulnerabilidade do sistema de aquífero do Distrito Industrial do Município de Queimados (RJ) utilizando a metodologia GOD. **Revista em**

Agronegócio e Meio Ambiente, 13(3), 1069-1090. https://doi.org/10.17765/2176-9168.2020v13n3p1069-1090.

55 - DOERFLIGER, N.; ZWAHLEN, F. (1998). *Practical guide: groundwater vulnerability mapping in karstic regions (EPIK)**. Swiss Agency for the Environment, Forests and Landscape** (SAEFL), Bern*, 56.

56 - PÉTELET-GIRAUD, E.; DÖRFLIGER, N.; & CROCHET, P. (2000). RISKE: *method d'évaluation multicritère de la vulnérabilité des aquifers karstiques. Application aux systèmes des Fontanilles et Cent-Fonts (Hérault, Sud de la France) [Risk: methodology for multicriteria evaluation of the vulnerability of karst aquifers. Application to systems Fontanilles and Cent-Fonts Fontanilles (Herault, southern France)**. Hydrogéologie** 4: 71–88.*

57 - PLAGNES, V.; THÉRY, S.; FONTAINE, L.; BAKALOWICZ, M.; & DÖRFLIGER, N. (2005). *Karst vulnerability mapping: improvement of the RISKE method. KARST 2005. **Water resources and environmental problems in karst**, 14-19.*

58 - GOLDSCHEIDER, N. (2005). *Karst groundwater vulnerability mapping: application of a new method in the Swabian Alb, Germany*. **Hydrogeology Journal**, *13*(4), 555-564. https://doi.org/10.1007/s10040-003-0291-3.

59 - RAVBAR, N.; GOLDSCHEIDER, N. (2007) *Proposed methodology of vulnerability and contamination risk mapping for the protection of karst aquifers in Slovenia. **Acta Carsol** 36:397–411*. https://doi.org/10.3986/ac.v36i3.174.

60 - DAVIS, A.; LONG, A.; WIREMAN, M. (2002). KARSTIC: *a sensitivity method for carbonate aquifers in karst terrain. **Environmental Geology**, 42*(1), 65-72. https://doi.org/10.1007/s00254-002-0531-1.

61 - VIAS, J. M.; ANDREO, B.; PERLES, M. J.; CARRASCO, F.; VADILLO, I.; JIMÉNEZ, P. (2002, October). *Preliminary proposal of a method for vulnerability mapping in carbonate aquifers. **In Second Nerja Cave Geol Symp Karst and Environmen**t* (pp. 20-23).

62 - ANDREO, B.; RAVBAR, N.; VÍAS, J. M. (2009). *Source vulnerability mapping in carbonate (karst) aquifers by extension of the COP method: application to pilot sites.* **Hydrogeology Journal**, *17*(3), 749-758. https://doi.org/10.1007/s10040-008-0391-1.

63 - KAVOURI, K.; PLAGNES, V.; TREMOULET, J.; DÖRFLIGER, N.; REJIBA, F.; MARCHET, P. (2011). PaPRIKa: *a method for estimating karst resource and source vulnerability—application to the Ouysse karst system (southwest France)**. Hydrogeology Journal**, 19*(2), 339-353. https://doi.org/10.1007/s10040-010-0688-8.

64 - KALIRAJ, S.; CHANDRASEKAR, N.; PETER, T. S.; SELVAKUMAR, S.; MAGESH, N. S. (2015). *Mapping of coastal aquifer vulnerable zone in the south west coast of Kanyakumari, South India, using GIS-based DRASTIC model.* **Environmental monitoring and assessment**, *187*(1), 4073. https://doi.org/10.1007/s10661-014-4073-2.

65 - AKPAN, A. E.; EBONG, E. D.; EMEKA, C. N. (2015). *Exploratory assessment of groundwater vulnerability to pollution in Abi, southeastern Nigeria, using geophysical and geological techniques.* ***Environmental monitoring and assessment***, 187(4), 156. https://doi.org/10.1007/s10661-015-4380-2.

66 - KUMAR, P.; BANSOD, B. K.; DEBNATH, S. K.; THAKUR, P. K.; GHANSHYAM, C. (2015). *Index-based groundwater vulnerability mapping models using hydrogeological settings.* https://doi.org/10.1016/j.eiar.2015.02.001.

67 - PRASAD, R. K.; SINGH, V. S.; KRISHNAMACHARYULU, S. K. G.; BANERJEE, P. (2011). Application of drastic model and GIS: for assessing vulnerability in hard rock granitic aquifer. ***Environmental monitoring and assessment***, *176*(1-4), 143-155. https://doi.org/10.1007/s10661-010-1572-7.

68 - JAYASEKERA, D. L.; KALUARACHCHI, J. J.; VILLHOLTH, K. G. (2011). *Groundwater stress and vulnerability in rural coastal aquifers under competing demands: a case study from Sri Lanka.* ***Environmental monitoring and assessment***, *176*(1-4), 13-30. https://doi.org/10.1007/s10661-010-1563-8.

69 - ALBINET, M. (1963). *LA POLLUTION DES EAUX SOUTERRAINES*. ***Chronique hydrogeol*** (6).

70 - WALKER, W. H. (1969). *ILLINOIS GROUND WATER POLLUTION*. ***Journal-American Water Works Association***, *61*(1), 31-40. https://doi.org/10.1002/j.1551-8833.1969.tb03699.x.

71 - TALTASSE, P. (1972). Mapas de vulnerabilidade à poluição dos lençóis aquíferos do município de Campinas (SP). **Universidade de São Paulo (IGc). Publ. Avulsa**, (1).

72 - ZANONI, A. E. (1972). *Ground-Water Pollution and Sanitary Landfills.* ***A Critical Review a. Groundwater***, *10*(1), 3-16. https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1972.tb02895.x.

73 - CIVITA, M.; DE MAIO, 1997. SINTACS. *Un sistema parametrico per la valutazione e la cartografia della vulnerabilitá degli acquifer allinquinamento.* ***Metodología & Automatizzazione***.

74 - FOSTER, S., VENTURA, M., & HIRATA, R. (1987). *Groundwater pollution: an executive overview of the Latin American-Caribbean situation in relation to potable water-supply.* ***In Groundwater pollution: An executive overview of the Latin Américan-Caribbean situation in relation to potable water-supply*** *(pp. 38-38).*

75 - GOLDSCHEIDER, N. I. C. O.; KLUTE, M. A. R. K. U. S.; STURM, S.; & HÖTZL, H. (2000). *The PI method–a GIS-based approach to mapping groundwater vulnerability with special consideration of karst aquifers*. **Z Angew Geol**, 46(3), 157-166.

76 - ALLER, L.; BENNETT, T.; LEHR, J.; PETTY, R. J.; & HACKETT, G. (1987). DRASTIC: A *standardized system for evaluating ground water pollution potential using hydrogeologic settings.* ***US Environmental Protection Agency***. *Washington, DC, 455*.

77 - MAIA, P. H. P.; & CRUZ, M. J. M. (2013). Proposta de Modificações no Método Maia para avaliar a Vulnerabilidade do Aquífero Urucuia. ***Cadernos de Geociências***, *10*(2), 150-157.

78 - MILEK, C. B.; KISHI, R. T.; GOMES, J. Avaliação de incertezas geológicas na determinação do índice de vulnerabilidade SINTACS em uma área do aquífero cárste em Almirante Tamandaré. In: **SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSO HÍDRICOS 19. Anais.**2011.

79 - VAN BEYNEN, P.; BRINKMANN, R.; & VAN BEYNEN, K. (2012). *A sustaintability index for karst environments*. ***Journal of Cave and Karst Studies***, *74*(2), 221-234. https//doi.org/10.4311/2011SS0217.

80 - BABIKER, I.; S.; MOHAMED, M.; A.; HIYAMA, T.; & KATO, K. (2005). *A GIS-based DRASTIC model for assessing aquifer vulnerability in Kakamigahara Heights, Gifu Prefecture, central Japan.* ***Science of the Total Environment***, 345(1-3), 127-140. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2004.11.005.

81 - GOGU, R. C.; & DASSARGUES, A. (2000). *Current trends and future challenges in groundwater vulnerability assessment using overlay and index methods***. *Environmental geology***, 39(6), 549-559. https://doi.org/10.1007/s002540050466.

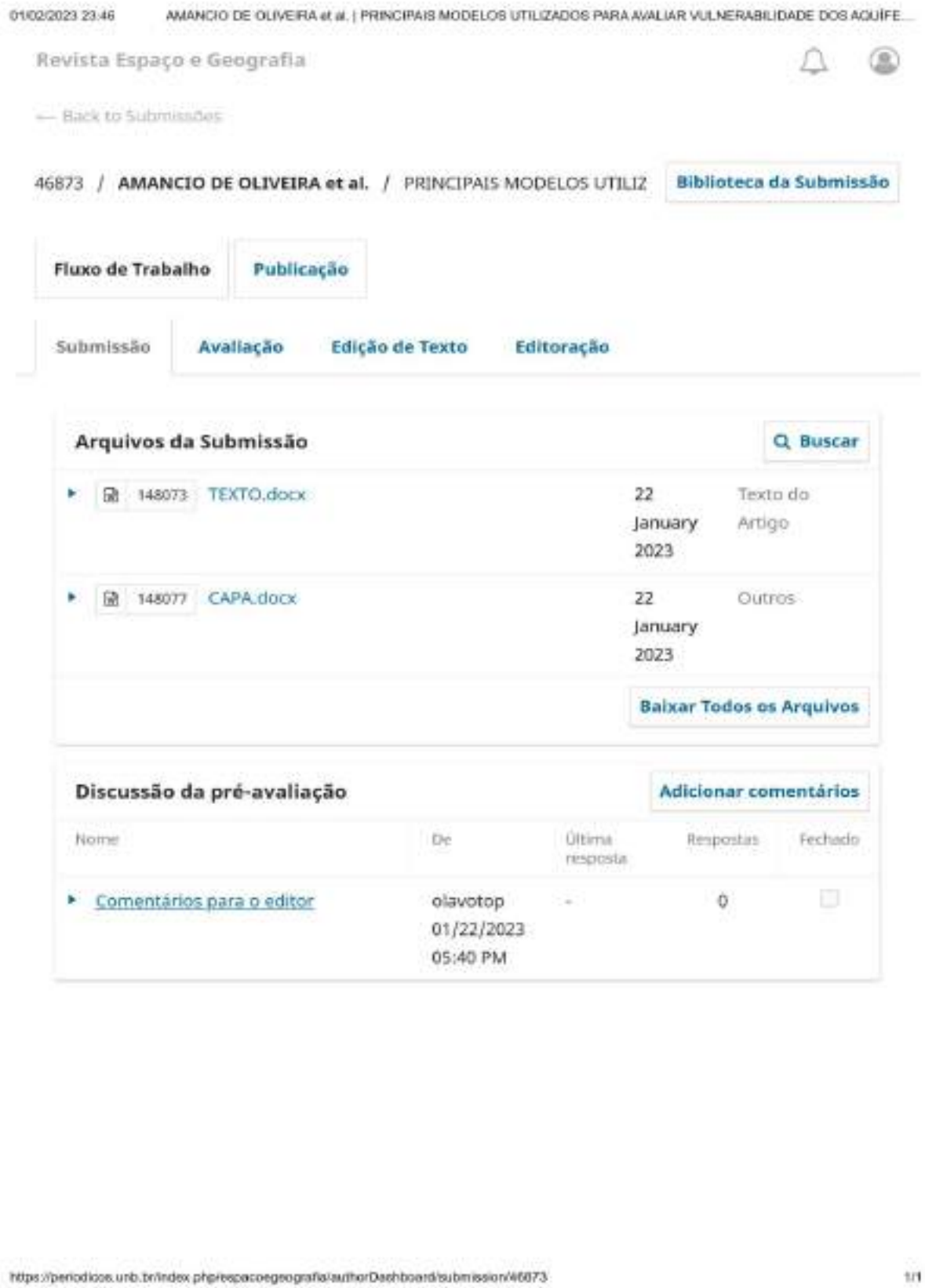
82 - KARMANN, I. 1994. Evolução e dinâmica atual do sistema cárstico do alto Vale do rio Ribeira de Iguape, sudeste do estado de São Paulo. 1994. 241p (Doctoral dissertation, Tese (Doutorado em Geociências). **Universidade Estadual de São Paulo**, São Paulo).

83 - KARMANN, I.; SÁNCHEZ, L. E. (1979). Distribuição das rochas carbonáticas e províncias espeleológicas do Brasil. ***Espeleo-tema,*** *13*, 105-167.

84 - KESSLER, H. (1957) - *Estimation of Subsurface Water Resources in Karstic Regions. Assemblée générale de Toronto Vol. II - Groundwater*, ***Symposium Vegetation, Symposium Dew***.

85 - AUGE, M. (2004). *Vulnerabilidad de Acuíferos*. **Revista Latino Americana de Hidrogeologia**, n 4, p. 81-84.

86 - VALE, D.; GONÇALVES. J. A. C. (2020) A Geodiversidade da Gruta do Limoeiro, Castelo-ES. In Geologia Aplicada [recurso eletrônico] / Organizadores. – **Dados eletrônicos**. – Alegre, ES.



https://periodicos.unb.br/index.php/espacoegeografia/index

3 CAPÍTULO 2 (MATERIAIS E MÉTODOS)

3.1 Materiais Utilizados

Para o delineamento desta pesquisa, diversos materiais foram utilizados, sendo:

A. Imagens de Satélites de alta resolução CBERS 4A, cenas 131 e 132 da Câmera Multiespectral e Pancromática de Ampla Varredura (WPM), adquiridas gratuitamente pelo catálogo do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), e correspondem ao dia 24 de agosto de 2020;

B. Imagem Advanced Land Observing Satellite - Phased Arrayed type L-Band Synthetic Aperture Radar - ALOS PALSAR, cenas ALPSRP227556890-AP_22755 e ALPSRP227556880-AP_22755; ~30 m (1 arc sec), reamostrado para 12,5 metros, adquirida junto Agência Japonesa de Exploração Aeroespacial – JAXA.

C. Dados coletados in-loco; arquivos vetoriais no formato ESRI Shapefile com polígonos e linhas para a caracterização do meio físico tais como: Geologia, hidrogeologia, geomorfologia, solos e poços tubulares profundos, adquiridos junto ao Sistema Estadual de Geoinformação de Goiás (SIEG), Serviço Geológico Brasileiro (CPRM); dados de chuvas extraídos do site Hidroweb da Agência Nacional das Águas (ANA). Referente as estações pluviométricas 1445005 - Coba 1446004; Sítio D'Abadia 1446008; Flor da Serra I 1446010 e PCH Riachão 1 com dados disponibilizados dos anos de 2015 a 2020.

D. Uutilizou-se também os seguintes pacotes de software: QGIS v 2.18.19, QGIS v 3.16.5 e ArcGIS v 10.5. O QGIS, assim como o ArcGIS, consiste em plataformas de sistema de informação geográfica que permite a visualização, edição e análise de dados geográficos, tornou-se alternativa eficaz e relevante diante dos cenários relacionados ao desenvolvimento de projetos que requerem análise espacial. O QGIS é uma ferramenta *open source* de código aberto, que permite aos usuários desenvolverem aplicações em sua própria plataforma. Por outro lado, o ArcGIS é um *software* comercial, pertencente à Esri (*Environmental Systems Research Institute*) e disponível em versões com diferentes níveis de complexidade, voltadas para aplicações geográficas. Atualmente, o ArcGIS é um dos *softwares* mais utilizados para análise e edição de dados geográficos.

3.2 Metódos

Para a elaboração do presente trabalho, a metodologia a ser utilizada será dividida em etapas distintas de levantamentos de dados, porém interligadas entre si, distribuídas das seguintes formas:

3.2.1 ETAPA I - Levantamento Preliminar (Dados Secundários)

Nesta etapa buscou-se o maior número possível de informações relevantes que compõem os estudos de vulnerabilidade, através de artigos científicos disponibilizados pelos principais periódicos e pelo portal CAPES. Identificação e definição do método relacionado ao estudo para a mensuração da vulnerabilidade a ser aplicado na área de estudo, além de buscar informações relacionadas às características físicas da área estudada (geologia e geomorfologia, solos, uso do solo etc.) e situação dos respectivos ecossistemas pertinentes à região da área e entorno. Estes dados foram obtidos através de fontes secundárias extraídas de estudos técnicos – diagnósticos, relatórios, plano diretor e projetos, monografias, teses, publicações científicas e literaturas especializadas, diretas ou indiretamente ligadas à área em questão.

3.2.2 ETAPA II - Levantamento de Campo

Nesta etapa foram realizadas idas a campo, com finalidade de confirmação/atualização dos dados obtidos na Etapa I. Estas informações, de cunho primário, foram tratadas e inventariadas para reconhecimento geral e confirmação de dados secundários, utilizando-se critérios de avaliação quanto às condições atuais da área de entorno, realização de levantamentos topográficos e registro fotográfico da área de estudo e área de influência.

3.2.3 ETAPA III - Laboratório

Nesta Etapa fotram feitos os estudos de correlação entre as feições estudadas e os controles físicos e químicos da vertente escolhida para estudo de caso. Construção dos layouts finais e obtenção dos resultados que foram alcançados durante a pesquisa.

3.3 Metodologia

3.3.1 O Método COP

Os aquíferos cársticos são excepcionalmente vulneráveis à contaminação devido à sua heterogeneidade, o que resulta em enormes variações na permeabilidade, e permite a filtragem

deficiente e recarga concentrada (ZWAHLEN, 2004). Como os contaminantes podem facilmente atingir o aquífero contornando a filtração, é importante saber onde tais eventos podem ocorrer. Prever o caminho de possíveis poluentes nos aquíferos é mais difícil no carste, devido ao fato de que a água geralmente não possui um caminho de vazão específico, neste sentido, com intuito de verificar as áreas que possivelmente são mais frágeis e propensas a vulnerabilidade, tanto natural quanto à vulnerabilidade a um determinado tipo de contaminante, utiliza-se de métodos específicos para o carste, como é o caso do método COP.

O método COP foi desenvolvido pelo Grupo de Hidrogeologia da Universidade Malaga (Vıas *et al*., 2002, 2006) e apoiado pelo grupo de pesquisa Geológica da Espanha. Os fatores C, O, P foram testados em dois aquíferos carbonatados nas regiões de (Líbar), clima semiárido, e (Torremolinos), clima subtropical mediterrâneo, localizado no sul da Espanha. O método COP foi aplicado em países como Cuba, China, Eslovênia, Alemanha, França, Itália, Brasil, Portugal e países da África (Zwahlen, 2003; Leyland, 2008).

O método COP é a abreviatura de três fatores: concentração do fluxo (C), camadas sobrepostas (O) e precipitação (P). Os fatores de vulnerabilidade estão divididos em vários subfatores. Um mapa é gerado para cada subfator, e os resultados são compilados para o índice de vulnerabilidade final. As variáveis utilizadas para entrada nos mapas de subfatores não representam valores físicos reais, mas uma pontuação derivada dessas variáveis (Zwahlen, 2003).

Os artigos apresentados a seguir correspondem à descrição do método COP, sendo que para cada abreviatura da palavra COP, foi elaborado um artigo correspondente, tratando do assunto, além de efetuar a caracterização geomorfológica e geomorfometrica da área para a confecção do artigo final.

4 DETERMINAÇÃO E REPRESENTAÇÃO CARTOGRÁFICA DA CONCENTRAÇÃO DE FLUXO (FATOR C) PELO MÉTODO COP NO ALTO CURSO DA BACIA DO RIO CORRENTE NO NORDESTE GOIANO

ARTIGO 2

DETERMINAÇÃO E REPRESENTAÇÃO CARTOGRÁFICA DA CONCENTRAÇÃO DE FLUXO (FATOR C) PELO MÉTODO COP NO ALTO CURSO DA BACIA DO RIO CORRENTE NO NORDESTE GOIANO

Olavo Amancio de Oliveira[1], Rogério Elias Soares Uagoda[2]

1. Doutorando no Programa de Pós-Graduação em Geografia. Instituto de Ciências Humanas. Departamento de Geografia, Universidade de Brasília. e-mail: olavotop@gmail.com. ORCID 0000-0003-0304-2700. **2**. Professor Doutor no Instituto de Ciências Humanas. Departamento de Geografia. Universidade de Brasília. e-mail: rogeriouagoda@unb.br. ORCID 0000-0002-9448-1313. *O artigo fará parte da tese de Doutorado do primeiro autor.

RESUMO

Os ambientes cársticos são, naturalmente, sensíveis à contaminação, o que os tornam vulneráveis, por causa das suas características intrínsecas. Devidos suas peculiaridades, diversas metodologias foram sendo adaptadas ao longo dos anos para avaliação da vulnerabilidade que frequentemente estão submetidos. Dadas às características anisotrópicas, heterogeneidade, recargas direta e difusa, além de outras feições cársticas, este tipo de ambiente requer métodos específicos para mapear e avaliar a vulnerabilidade, como é o caso da metodologia COP utilizado neste trabalho. Este tipo de estudo ainda é insipiente no Brasil, com poucas pesquisas e publicações em periódicos nacionais e internacionais. O estudo em tela teve por objetivo efetuar o mapeamento cartográfico e demonstrar onde a concentração de fluxo (Fator C) compromete o ambiente cárstico, reduzindo a proteção que o ambiente natural oferece ao aquífero cárstico. Utilizando o método COP, especificamente o fator C que representa a concentração de fluxo, cartografou 05 classes com as respectivas estatísticas, onde os índices se atrelam a redução da proteção deste ambiente; a classe de redução da proteção muito alta foi encontrada na região central da bacia. A classe alta de redução da proteção, também se encontra na faixa central da bacia, imediatamente ao lado da faixa de redução da proteção muito alta. A classe de redução moderada da proteção encontra-se na faixa oeste da área estudada, além de se estender para a região central. A classe baixa de redução da proteção ocorre em maior quantidade pela bacia estudada, podendo ser encontrada na parte norte, leste, região central e oeste do polígono estudado. Já a classe de redução da proteção muito baixa, está distribuída nos limites da bacia, mas especificamente na parte leste, além dos limites sul da área estudada. Destarte que esta pesquisa é parte integrante para complemento do estudo e mapeamento da vulnerabilidade intrínseca a qual este ambiente está submetido.

Palavras-chave: Método COP, Concentração de fluxo, Recarga, Recarga difusa, Ambiente cárstico.

DETERMINATION AND CARTOGRAPHIC REPRESENTATION OF THE FLOW CONCENTRATION (C-FACTOR) BY THE COP METHOD IN THE UPPER COURSE OF THE CORRENTE RIVER BASIN IN NORTHEAST GOIANO

ABSTRACT

Karstic environments are naturally sensitive to contamination, which makes them vulnerable because of their intrinsic characteristics. Due to their peculiarities, several methodologies have been adapted over the years to assess the vulnerability to which they are often subjected. Given the anisotropic characteristics, heterogeneity, direct and diffuse recharge, and other karstic features, this type of environment requires specific methods for mapping and assessing vulnerability, as is the case of the COP methodology used in this work. This type of study is still incipient in Brazil, with few studies and publications in national and international journals. The study aimed to map and demonstrate where the concentration of flow (Factor C) compromises the karstic environment, reducing the protection that the natural environment offers to the karst aquifer. Using the COP method, specifically the C factor representing flow concentration, five classes were mapped with their respective statistics, where the indices are linked to the reduction

of protection of this environment; the very high protection reduction class was found in the central region of the basin. The high protection reduction class is also found in the central part of the basin, immediately next to the very high protection reduction class. The moderate protection reduction class is found in the western part of the study area, as well as extending into the central region. The low protection reduction class occurs in larger quantities throughout the studied basin, and can be found in the northern, eastern, central and western parts of the polygon studied. The very low protection reduction class, on the other hand, is distributed on the limits of the basin, but specifically in the eastern part, as well as on the southern limits of the area studied. Thus, this research is an integral part to complement the study and mapping of intrinsic vulnerability to which this environment is subjected.
Keywords: COP method, Flow concentration, Recharge, Diffuse recharge, Karstic environment.

INTRODUÇÃO

Os aquíferos cársticos além de muito sensíveis e anisotrópicos são excessivamente vulneráveis à contaminação devido à sua heterogeneidade, facultando enormes variações na permeabilidade, e permite a filtragem deficiente e recarga concentrada (ZWAHLEN, 2004). Os contaminantes podem facilmente atingir o aquífero, contornando a filtração que o ambiente natural tende a oferecer, portanto, é importante saber onde tais eventos podem ocorrer. Como a água geralmente não possui um caminho de vazão específico, prever o caminho destes possíveis poluentes nos aquíferos cártsticos é bem mais difícil e trabalhoso, visto sua heterogeneidade e anisotropia (MARÍN et al., 2021). Deste modo, verificar as áreas que estão eventualmente propensas a processos de fragilidade e vulnerabilidade, tanto natural, quanto a um determinado tipo de contaminante requer a aplicação de modelos específicos, como é o caso do método COP (MOGES & DINKA 2022).

O método COP foi desenvolvido pelo Grupo de Hidrogeologia da Universidade Malaga (Vıas et al., 2002) em parceria com o grupo de pesquisa Geológica da Espanha. Os fatores C, O, P foram testados em dois aquíferos carbonatados nas regiões de Líbar, clima semiárido, e Torremolinos, clima subtropical mediterrâneo, localizados no sul da Espanha. O método COP foi aplicado em países como Cuba, China, Eslovênia, Alemanha, França, Itália, Brasil, Portugal e países da África (ZWAHLEN, 2003; LEYLAND, 2008).

O COP se resume em três fatores: i - concentração do fluxo (Fator C), ii - camadas sobrepostas (Fator O) e iii - precipitação (Fator P). Os fatores de vulnerabilidade estão divididos em vários subfatores. Para cada um destes fatores é gerado um mapa com os dados referente à vulnerabilidade, estes por sua vez são utilizados no calculo do índice de vulnerabilidade final (Khazaa'lah et al., 2022). As variáveis utilizadas para entrada nos mapas de subfatores não representam valores físicos reais, mas uma pontuação derivada dessas variáveis (SOUZA 2020).

Como apontado no título do trabalho, o artigo versará apenas em relação ao parâmetro da concentração de fluxo, ou, o fator (C), deste modo, o objetivo do trabalho é à aplicação dos

parâmetros referentes ao fator (C), apontados no método COP no alto curso da bacia hidrográfica do Rio Corrente no nordeste do Estado de Goiás.

Fator concentração do fluxo (C)

O Fator concentração do fluxo (C) representa o grau que a precipitação foca em áreas de recarga (Figura 1 A e B), com o subsequente desvio de contaminantes através do sistema de proteção das camadas sobrepostas (Goyal et al., 2021). O fator C, leva em conta as condições de superfície que controlam o fluxo de superfície para áreas de infiltração rápida ou difusa, como declive, vegetação e hidrologia. É estimado a partir de dois cenários (ZWAHLEN, 2003).

Cenário 1

Foi concebido através da situação em que as zonas de recarga são recobertas por finas camadas de baixa permeabilidade ou encontram-se aflorantes, em que a infiltração é concentrada e o fluxo penetra facilmente pela zona não saturada e infiltra das cavidades cársticas (Živanović et al., 2021). Neste caso, quatro variáveis são consideradas: a influência da declividade (*s*) e da vegetação (*v*), a distância das áreas de recarga para as áreas de sumidouros (*dh*) e dolinas (*ds*). A vulnerabilidade do aquífero é reduzida com o aumento da distância entre as áreas de recargas e as dolinas e áreas de sumidouros (Figura 1 A e B). As variáveis declividade e vegetação (*sv*) são correlacionadas e mostram que os pesos de proteção diminuem à medida que a declividade aumenta e a vegetação tende a diminuir, nesses casos observam-se valores de (*sv*) próximos de 1,0. O fator (*C*) conforme apontado na figura 2, é obtido através da expressão 1 (DALY *et al*., 2002).

$$\text{Fator (C)} = sv.ds \text{ ou } sv.dh \qquad (1)$$



Figura 1: Feições geomorfológicas (A) Caverna utilizada com Sumidoro (B) Infiltração direta por meio de dolina.
Fonte. Rogerio Uagoda

Cenário 2

O cenário 2, descreve a situação onde a recarga do aquífero ocorre de forma difusa, podendo ser através das fraturas, neste caso, a vulnerabilidade é avaliada pela combinação de três fatores; feições superficiais (*sf*), vegetação (*v*) e declividade (*s*). Neste cenário, a inclinação e a vegetação (*sv*) se comportam inversamente em relação à primeira: As feições superficiais (*sf*) é um parâmetro que considera feições geomorfológicas específicas, a presença ou ausência de camadas de recobrimento (permeáveis ou impermeáveis), determinam a importância dos processos de escoamento superficial e a infiltração atuante na área (ZWAHLEN, 2003).

Para extração do fator (*C*) neste cenário, o parâmetro (*sv*) corresponde à combinação entre a declividade e a vegetação, é ponderado pelo parâmetro das feições superficiais (*sf*). Assim, ao ocorrer à infiltração difusa na ausência das feições cársticas, o aquífero ainda manterá alguma proteção natural (DALY *et al*., 2002).

O fator (*C*) pode ser obtido aplicando a seguinte expressão (Figura 2):

Fator (*C*) = sv. *Sf*

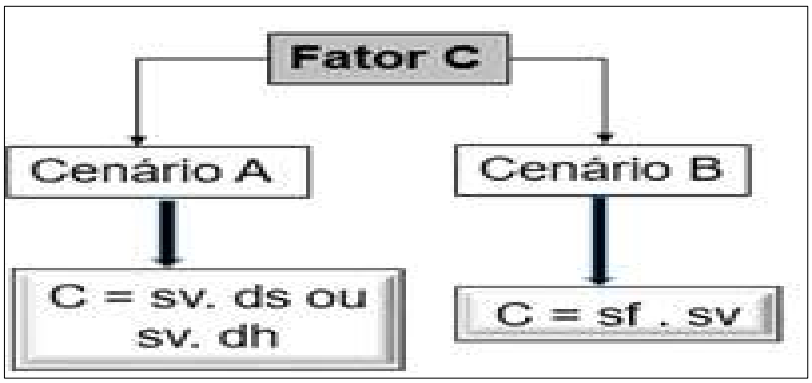


Figura 2: Fórmulas aplicada para determinação do Fator (C)

MATERIAL E MÉTODOS

Localização da área de estudo

A área da poligonal utilizada para determinação e mapeamento da concentração de fluxo deste estudo é o alto curso da Bacia Hidrográfica do Rio Corrente - ABHRC que inclui os limites com o estado da Bahia e Minas Gerais (Figura 3). Trata-se de uma sub-bacia da bacia hidrográfica Tocantins/Araguaia, distante 500 km da capital do estado (Goiânia), situada entre as coordenadas UTM N-8437036.72 e E-337995.14 e UTM N-8348008.44 e E-402031.23, meridiano central (-45º), fuso (23), localizada no nordeste de Goiás. Inclui parcialmente sete municípios goianos: Alvorada do Norte, Buritinópolis, Damianópolis, Mambaí, Posse, Simolândia e Sítio D´Abadia.

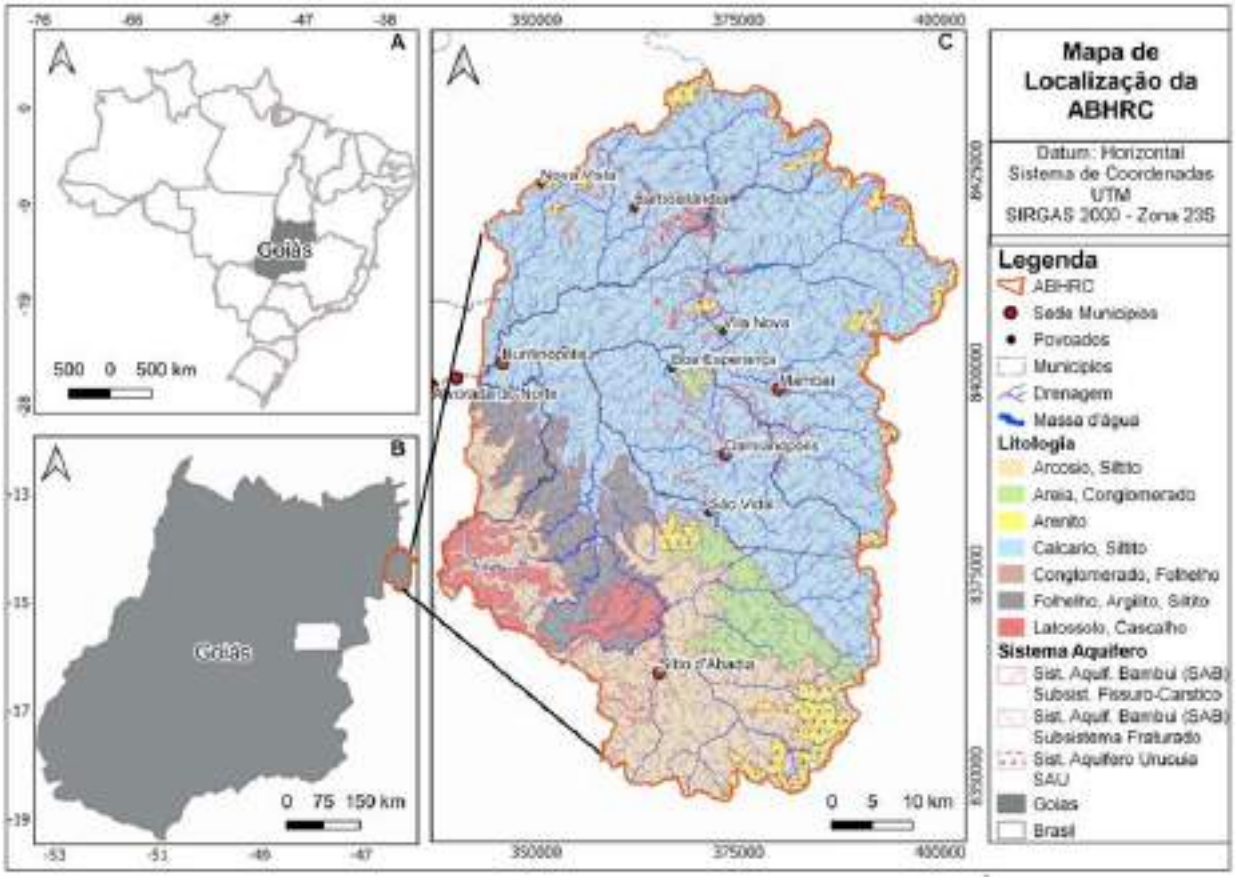


Figura 3: Mapa de localização da área de estudo. A direita observa-se a simplificação hidrogeológica e litológica da poligonal estudada, que foi baseada em dados do SIEG.

Dentro do alto curso da bacia hidrográfica do Rio Corrente, situa-se a Área de Proteção Ambiental Nascente do Rio Vermelho (APANRV), criada em setembro de 2001 pelo Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade (ICMBio), possui uma área de extensão de 176.324,33 hectares, cuja finalidade da sua criação, é fornecer proteção integral aos recursos hídricos, a paisagem local e ao patrimônio espeleológico além da produção de informações relevantes ao meio físico direcionada a uma região carente de estudos científicos envolvendo os diversos ramos da ciência e as mais variadas linhas de pesquisas.

A poligonal estudada caracteriza-se pelos diversos afloramentos rochosos de calcário e cavidades de diversas proporções, sumidouros, dolinas e um relevo bastante movimentado (Figura 4) que serão mapeados a fim de correlacionar estes elementos com a redução da vulnerabilidade do ambiente, determinado pelo fator (*C*). A poligonal objeto desta pesquisa situa-se no alto curso do Rio Corrente que se insere na região geomorfológica denominada Vão do Paranã (Figura 4), ocupa mais de 3.700 km² de extensão superficial (OLIVEIRA et al., 2022).

A região da área estudada localiza-se no contato entre o Cráton São Francisco e a Faixa Brasília, recobertos parcialmente por sedimentos fanerozoicos da Bacia Sanfranciscana (Uhlein, 1991; Uhlein et al., 2016). Na poligonal delimitada são observadas as exposições de litofácies dos grupos Bambuí, Areado e Urucuia, além de coberturas detrito-lateríticas com concreções ferruginosas e depósitos colúvio-eluviais (SIEG, 2021) (Figura 5 A).

O Grupo Bambuí conforme (Figura 5 A), se caracteriza pelas formações Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade, e Três Marias. A Formação Lagoa do Jacaré delimitada na área de estudo e situa na porção oeste e a área central da bacia, caracterizada por calcarenitos, siltitos e margas (Dardenne, 1978). A Formação Serra da Saudade ocupa a parte do médio e do baixo curso da bacia, representadas também por siltitos, argilitos, arenitos finos e raras camadas delgadas de calcários (Campos & Dardenne, 1997). A Formação Três Marias estende-se pela faixa sul e oeste da bacia, constituídos por arcóseos, siltitos e folhelhos.

O Grupo Areado (Figura 5 A) é encontrado na faixa central e no norte da bacia, depositado no Eocretáceo, constituído por rochas pelíticas, psamíticas e conglomerados (CAMPOS & DARDENNE, 1997).



Figura 4: Imagem geral da área de estudo, no centro morros testemunho ao fundo as bordas e escarpas da Serra Geral.
Fonte. Rogerio Uagoda

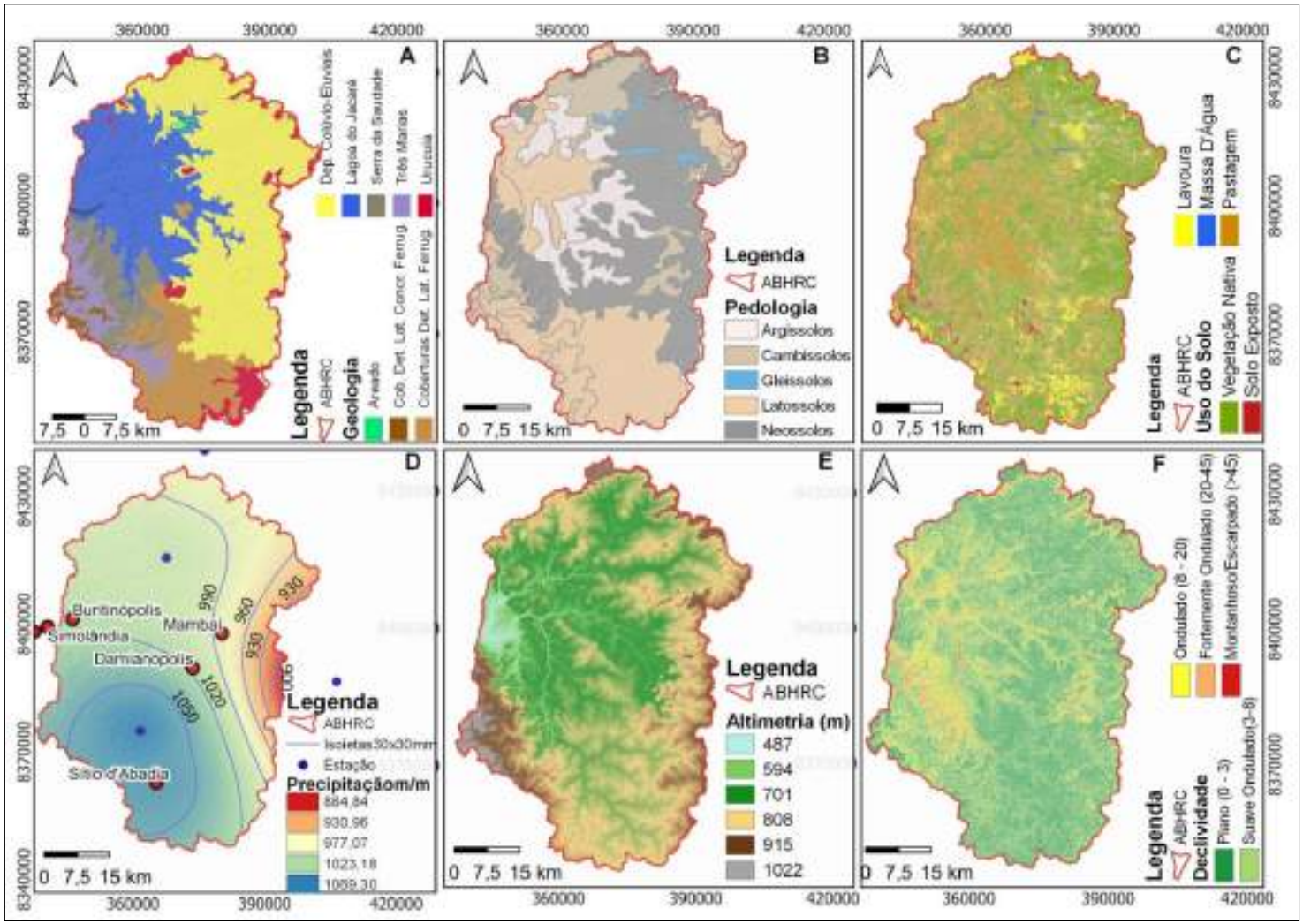


Figura 5: (**A**) Mapa geológico. (**B**) Mapa pedológico. (**C**) Mapa de uso e ocupação do Solo. (**D**) Mapa de isoieta. (**E**) Mapa hipsométrico e (**F**) Mapa de declividade.

O Grupo Urucuia se distribui no extremo leste da bacia, situado na divisa dos estados de Goiás, Bahia e Minas Gerais. Depositado no período Neocretáceo, constituído por arenitos eólicos, arenitos fluviais e raras camadas de conglomerado e pelito (Figura 5 A). Os depósitos coluvionares de idade cenozoica ocupa grande parte da área estudada, situado por toda a faixa leste, faixa central até o extremo norte da bacia. São oriundos da parte mais elevada do relevo localizado no oeste da Bahia, onde os arenitos do Grupo Urucuia ocorrem *in situ* (Figura 5 A). Os divisores topográficos caracterizam como limites físicos e políticos entre os estados de Goiás e Bahia. Formam depósitos de areia, cascalho e argila logo abaixo das escarpas da Serra Geral (Campos & Dardenne, 1997). As faixas de coberturas detrito-lateríticas ferruginosas (Figura 5 A) são encontradas na região sul da bacia e na faixa central. De idade cenozoica, são constituídas por sedimentos aluviais e se apresentam sob a forma de conglomerados, areias, argilas e lateritas pouco consolidadas ou inconsolidadas (Latrubesse et al., 2005).

Na área proposta para este estudo, predominam cinco classes de solos: Argissolo, Cambissolo, Gleissolo, Latossolo e Neossolo (Figura 5 B). Os argissolos se distribuem pelo centro bacia, são formados por material mineral, caracterizados pelo horizonte B textural (Bt), com argila de atividade baixa, ou atividade alta combinada com saturação de bases ou com caráter alumínico (Embrapa, 2013). Os cambissolos estão distribuídos em pequenas porções na parte norte, leste e oeste da bacia. São solos jovens, composto por materiais minerais, bem drenados, álicos, pouco profundos e que se caracterizam pelo horizonte diagnóstico B incipiente (Bi).

Os gleissolos são solos minerais, hidromórficos, apresentam horizonte glei, com profundidades maiores que 0,50 cm e inferiores a 1,50 m. Periodicamente estes tipos de solos são saturados por água (Embrapa, 2013), na área de estudo, situam-se a parte norte e leste da bacia (Oliveira et al., 2022). Os neossolos se distribuem pela faixa central da bacia, limitando com a escarpa da Serra Geral de Goiás. São constituídos por material mineral ou material orgânico pouco espesso e não apresentam alterações consideráveis em relação ao material originário devido à baixa atuação dos processos pedogenéticos (Lepsch, 2021). Os latossolos são encontrados em maior quantidade na parte sul e oeste da bacia, sendo encontrados também em pequenas porções na parte norte e leste da bacia. São constituídos por material mineral, apresentam horizonte B latossólico (Bw) imediatamente abaixo de qualquer horizonte A. São solos com profundidades maiores que 2 m, com aspecto maciço, são macios quando secos e muito friáveis quando úmidos. Devido a suas características são susceptíveis a erosão, principalmente quando ocorrem junto a curso de água e nas bordas das chapadas (LEPSCH, 2021).

A região da área estudada possui clima característico de regiões savânicas, representado por inverno seco, ocorre entre os meses de junho a setembro e verão úmido, com período chuvoso entre outubro a maio. A precipitação varia de 884 mm/ano a 1.069,30 mm/ano (Figura 5 D), a precipitação com maior intensidade ocorre no sul da bacia e na faixa central. As menores taxas de precipitação ocorrem no leste da bacia, limitado com o oeste do estado da Bahia (OLIVEIRA et al., 2022).

Geomorfologicamente o relevo da área de estudo subdivide em patamares de terras baixas de planícies fluviais, com presença dos carbonatos controlados pelo nível de base do rio principal, encontram-se também as áreas cársticas que se formaram a partir de compartimentos suspensos de carbonatos (Hussain & Uagoda, 2021). Na faixa de terra formada entre as cotas topográficas 701 a 915 metros, encontra-se o patamar intermediário, onde situam os depósitos de Colúviu-Eluviais, consolidados em sedimentos das escarpas e do Front da Serra Geral (Hussain et al., 2020). A faixa de terra de posição topográfica mais elevada, entre 915 a 1.022 metros, ou seja, os patamares superiores são formados a partir das Coberturas Detriticas com Concreções Ferruginosas e pela Formação Urucuia, onde situa o divisor topográfico, limite entre os estados de Goiás, Bahia e Minas Gerais (HUSSAIN & UAGODA, 2021).

As características hipsometricas da área estudada apresenta-se de forma irregular, com variações altimétricas constantes e significativas (Figura 5 E), circundada pelo front, nas escarpas da Serra Geral, região topográfica das nascentes do Rio Corrente e toda sua rede de drenagem. O relevo movimentado se configura na área estudada (Figura 5 F), as grandes áreas de superfície entalhada ocorrem em função da densidade hidrográfica, densidade de drenagem (Figura 5 C) e pela organização das vertentes do Rio Corrente e seus tributários. Por causa da incidência do relevo movimentado, ocorrem elevações abruptas, evidenciado os morros, chapadas, vales cegos e colinas. A amplitude altimétrica calculada é de 535 m de variação, incidente nas partes mais baixas com 487 m e nas partes mais elevadas, com 1022m, locais onde situam os divisores de água, na Serra Geral de Goiás (OLIVEIRA et al., 2022).

O uso e ocupação do solo (Figura 5 C) da bacia do alto curso do Rio Corrente caracterizam-se por extensas áreas de pastagens, lavouras, adensamentos urbanos, solos expostos e exploração mineral (Oliveira et al., 2022). O alto curso da bacia do Rio Corrente situa-se no domínio morfoclimático do cerrado, possui flora diversificada em fitofisionomias, controlada pelo relevo, clima e aspectos químicos e físicos do solo (Ab´Saber, 1977). Na área, encontram-se formações savânicas, cerrado ralo, formações campestres, extensas áreas de mata seca e resquícios de campo rupestre (Ribeiro e Walter, 2008).

Procedimentos Metodológicos

O processamento dos dados e elaboração dos layouts finais, se deram a partir dos softwares QGis 3.16.5 e ArcGis 10.5 para cartografar a área de estudo. A delimitação da bacia e extração da rede de drenagem ocorreu por meio do algoritmo ODR_HIDRO, proposto por Oliveira et al., (2020), acessado via plataforma Python do QGIS 2.18.19 que processou os dados do satélite ALOS PALSAR com resolução de 12,5 metros para delimitação da bacia e extração da rede de drenagem e elementos geomorfométricos.

Os mapas do meio físico (geologia, pedologia e sistemas de aquíferos) foram efetuados com base nos dados baixados do Sistema Estadual de Geoinformação do estado de Goiás (SIEG) e do Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Os dados referentes aos poços tubulares também foram adquiridos junto a estes órgãos. Para confecção do mapa de uso e ocupação do solo, utilizaram-se imagens de satélites do sensor CBERS 4A, cenas 131 e 132 da Câmera Multiespectral e Pancromática de Ampla Varredura (WPM), adquiridas gratuitamente pelo catálogo do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), e correspondem ao dia 24 de agosto de 2020.

As imagens da câmera WPM possuem cinco bandas, quatro das quais são multiespectrais, com resolução espacial de oito metros, e uma banda Pancromática de dois metros de resolução. As imagens foram agrupadas e fusionadas para extrair ao máximo da sua representação espacial, chegando a 2 m de resolução. Após a fusão das duas cenas, aplicou-se a classificação supervisionada com o classificador MAXVER (*Maximum Likelihood Classification*) e a partir desta classificação foram obtidas seis classes de uso e ocupação, representadas por: vegetação nativa, solo exposto, lavoura, pastagem e massa de água.

O mapa de isoietas foi confeccionado com base nos dados extraídos do site Hidroweb da Agência Nacional das Águas e Saneamento (ANA), tendo por base os dados das estações pluviométricas 1445005 - Coba 1446004; Sítio D'Abadia 1446008; Flor da Serra I 1446010 e PCH Riachão 1, disponibilizados entre os anos de 2015 a 2020. Os mapas hipsométricos e de declividade foram elaborados a partir do MDE Alos-Palsar.

Os mapas das feições de recarga, feições superficiais (Sf), da declividade e vegetação, da recarga direta relacionada ao cenário 1, da recarga difusa relacionada ao cenário 2, assim como o mapa final da concentração do fluxo referente ao fator C, bem como os demais procedimentos metodológicos, foram executados de acordo com a metodologia COP, proposta por VÍAS et al., (2002).

RESULTADOS

A análise da concentração de fluxo (Fator C) baseia-se nas feições com potencial recarga do aquífero cárstico como dolinas, uvalas, cavernas e sumidouros. Baseiam-se também nos aspectos geomorfológicos que se relacionam com a declividade e na vegetação. Assevera-se que estes elementos geocartográficos foram extraídos da imagem raster do Alos Palsar e da imagem de alta resolução do satélite CBERS.

Distância até as Feições Cársticas de Recarga (dh e ds)

Haja vista as características do relevo movimentado da área de estudo, a densidade hidrográfica da alta bacia é bastante significativa. Grande parte destas drenagens escoa superficialmente, entretanto, algumas dessas drenagens são capturadas por sumidouros ou até mesmo por dolinas, passando a ter o escoamento subsuperficial (Ferreira et al., 2022), através da rede de canais e condutos subterrâneos. Segundo o que foi apresentado no método COP, a rede de fluxo que antes escoava superficialmente que se tornou subterrânea devido a sua captura e que são abastecidas por recarga direta, apresenta vulnerabilidade extrema (Ravbar e Goldscheider, 2007). Os contaminantes situados em regiões distantes tendem a sofrer atenuação natural até chegaram às zonas de recarga, por outro lado, os contaminantes situados próximos destas zonas de recarga são mais susceptíveis de serem transportados, consequentemente irão chegar de forma mais rápida até o aquífero através das feições cársticas de absorção (sumidouros e dolinas).

Os valores referentes às variáveis *ds* e *dh* aumentam de acordo com que ocorre o aumento da distância das feições de infiltração direta (sumidouros e dolinas), (Tabela 1). O subfator *ds* notadamente corresponde aos cursos de água superficiais. Estes são responsáveis diretos pela recarga direta do aquífero. Os valores de proteção definidos por Vías et al., (2002) variam de 0, 0,5 e 1 (Tabela 1) aumentando ou diminuindo nesta ordem de grandeza.

Tabela 1: Distribuição de valores da variável *ds*

Distancia de cursos d'agua Associados a sumidouros	Valor (*ds*)
< 10m	0
10 – 100m	0,5
> 100m	1*

*aplica-se também para o restante da área não associada à presença de sumidouros.
Fonte: Vías et al. (2002).

Para confecção do mapa do subfator ds (Figura 6) utilizou-se os dados do mapeamento das cavernas executado pelo Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas (CECAV). Após conhecer a posição topográfica de cada caverna situada dentro da área estudada, atribuiu-se um *buffe*r com raio de 30 metros e observou se alguma drenagem tocava este polígono (buffer). Tendo sido este polígono da caverna tocado/interceptado por alguma drenagem, imediatamente foi considerada como fonte de possíveis sumidouros. Conforme apontado na tabela 1, seguindo os valores ali descritos, gerou-se um buffer ao longo das drenagens que são interceptadas pelas cavernas e se tornaram subterrâneos. Para cada faixa de distância foram lhes atribuídos valores de proteção conforme especificado na tabela 1.

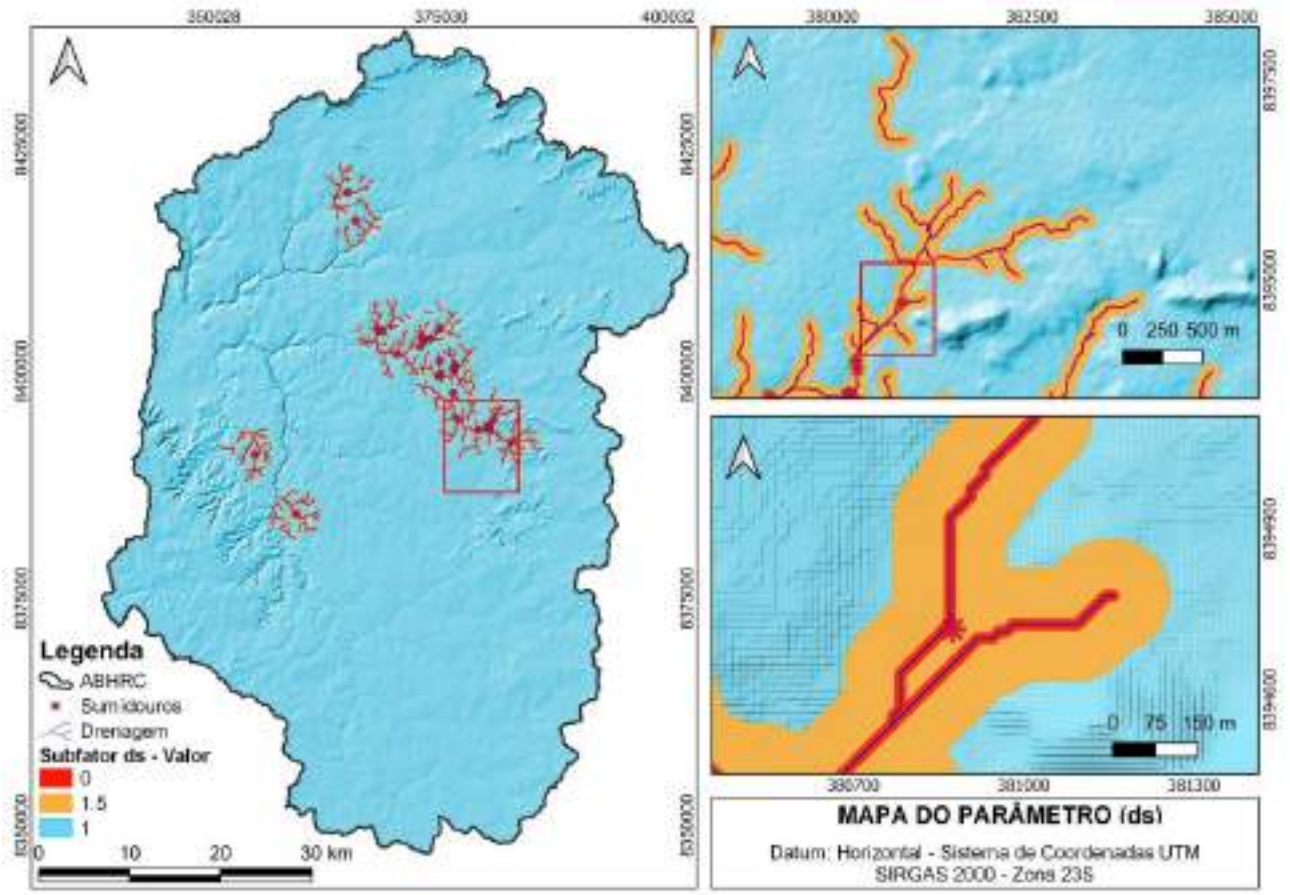


Figura 6: Mapa final do parâmetro ds. Distância dos cursos d'água conectados com o meio subterrâneo.

O subfator *dh* está diretamente relacionado com as feições de absorção da recarga direta, como os sumidouros e dolinas (Figura 7 A e B). A proteção oferecida ao aquífero aumenta aritmeticamente em relação à distância planimétrica (horizontal) em que as feições de recargas estão situadas em relação ao ponto de recarga direta (sumidouros). No modelo original Vías et al., (2002) definiu como limite máximo um buffer de 5.000 metros (Tabela 2) como área representativa de captação dos

sumidouros. Ressalta-se que a distância é representada para os grandes platôs de áreas cársticas europeus. Por outro lado, Leyland (2008) utilizando da metodologia proposta por Vías et al., (2002) em um estudo na África do Sul sugeriram como distância apropriada de 2.400 metros como área representativa sob influência de captação dos sumidouros (Tabela 2).



Figura 7: Feições cársticas de recarga direta (A) recarga através de dolina (B) recarga através de sumidouro.
Fonte. Rogerio Uagoda

De acordo com o tamanho da área de estudo deste trabalho, com o número de cavernas mapeadas pelo CECAV que foram utilizadas como sumidouros, verificando o mapeamento das dolinas onde foi observado o índice baixo da incidência das feições geomorfológicas no contexto da ABHRC, considerando também a inexistência delas em grande parte da área de estudo, decidiu-se por utilizar os valores apontados por Vías et al., (2002), onde foi gerado um *buffer* para cada limite, como proposto por Vías et al., (2002), resultando no mapa final do subfator *dh* (Figura 8).

Tabela 2: Faixa dos valores e distâncias propostas por Vías et al., (2002) e Leyland (2008).

Vías et al., (2002)		**Leyland (2008)**	
Distância (m)	**Valor (*dh*)**	**Distância**	**Valor (*dh*)**
≤ 500	0	≤ 50	0
(500 – 1000)	0.1	(50 – 100)	0.1
(1000 – 1500)	0.2	(100 – 200)	0.2
(1500 – 2000)	0.3	(200 – 300)	0.3
(2000 – 2500)	0.4	(300 – 450)	0.4
(2500 – 3000)	0.5	(450 – 600)	0.5
(3000 – 3500)	0.6	(600 – 900)	0.6
(3500 – 4000)	0.7	(900 – 1200)	0.7
(4000 – 4500)	0.8	(1200 – 800)	0.8
(4500 – 5000)	0.9	(1800 – 400)	0.9
> 5000	1.0	> 2400	1.0

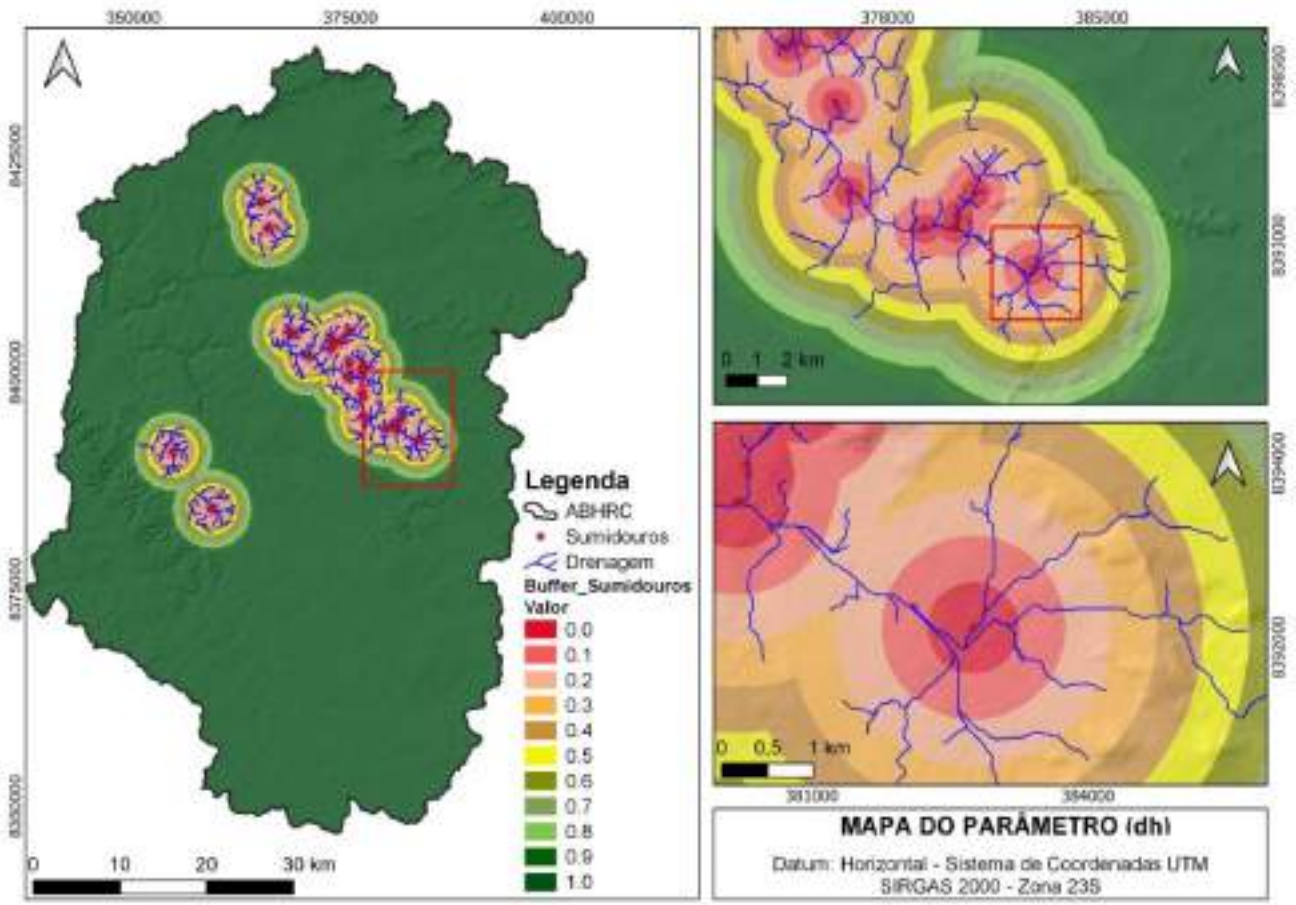


Figura 8: Mapa final do parâmetro *dh*. Distância dos cursos d'água até os sumidouros.

Feições Superficiais *(sf)*

O subfator feições superficiais (*sf*), baseia-se diretamente nas características geomorfológicas das rochas carbonáticas, com presença ou ausência desta camada abaixo destes materiais que irá influenciar nos processos de escoamento e infiltração (Tayer & Velásques, 2017). O subfator (*sf*) descreve as situações em que o aquífero não apresenta recarga direta através dos sumidouros. O desenvolvimento das feições cársticas como colocado por Vías et al., (2002) pode ser melhor observado na tabela3.

Tabela 3: Valores e feições consideradas no subfator Feições Superficiais (*sf*).

Feições Cársticas	Camadas Superficiais		
	Ausência	Permeável	Impermeável
Carste Desenvolvido	0,25	0,50	0,75
Pouco Desenvolvido ou Feições de Dissolução	0,50	0,75	1
Carste Fissurado	0,75	0,75	1
Ausência de Feições Cársticas	1	1	1

Fonte: Vías et al., (2002).

Em ambientes cársticos bem desenvolvidos, o escoamento superficial em quantidades menores e com altas taxas de infiltração, reduzem a proteção do aquífero, neste mesmo sentido, a falta ou ausência das camadas acima das rochas cársticas, possibilita a infiltração rápida, contribuindo para reduzir a proteção do aquífero (Tayer & Rodrigues, 2021). Isto deixa claro porque os menores valores de proteção são diretamente atribuidos a essas situações.

A presença e o tipo de camadas superficiais que cobrem as rochas carbonáticas, bem como as feições cársticas podem ser obtidos a partir de mapas de solos, de uso e ocupação, de dolinas e mapas geológicos que também são utilizados na criação do mapa do fator *O*. Os fatores condicionantes para elaboração do mapa atribuído as feições superficiais (*Sf*) da ABHRC com os paramentos sugeridos por Vías et al., (2002) estão representados na Tabela 4.

Tabela 4: Coberturas encontradas na ABHRC

Feições Cársticas	**Camadas Superficiais**					
	Ausência	**Peso**	**Permeável**	**Peso**	**Impermeável**	**Peso**
Carste Desenvolvido	Cavernas e Afloramentos do GP Bambuí, Formação Lg. Jacaré e Areado	0,25	Dolinas do GP Bambuí, Formação Lg. Jacaré e Areado	0,50	-	0,75
Pouco Desenvolvido ou Feições de Dissolução	Afloramentos do GP Bambuí, Formação Serra da Saudade	0,50	Dolinas do GP Bambuí, Formação Serra da Saudade e Formação Três Marias	0,75	-	1
Carste Fissurado	Afloramentos e Cavernas do GP Bambuí e do GP Urucuia	0,75	Dolinas do GP Bambuí e Dolinas em arenito do GP Urucuia	0,75	-	1
Ausência de Feições Cársticas	-	1	-	1	-	1

Fonte: Adaptado de Vías et al., (2002).

Para o preenchimento da Tabela 4 e distribuição das feições em todas as camadas que estão distribuídas na área de estudo, observou-se a capacidade de infiltração que se relaciona diretamente com o desenvolvimento ou não das feições superficiais encontradas na área estudada, constituídas de cavernas, afloramentos rochosos, dolinas (depressões fechadas) e terraços aluvionares.

No que tange às cavernas e os afloramentos rochosos das camadas representativas, sendo estes constituídos por feições expostas sem nenhuma ou com pouca cobertura representativa, visto que o nível de proteção varia em ordem crescente, dado os fatores de desenvolvimento em que o ambiente

cárstico está submetido e o tipo de rocha aflorante. Seguindo o que foi proposto por Vías et al., (2002) as feições cársticas sem ausência de cobertura representativa (cavernas), assentadas em litologias do Grupo Bambuí, Formação Lagoa do Jacaré onde o carste é mais desenvolvido, (afloramentos rochosos) localizados na zona de transição entre os Neossolos, Latossolos e Argissolos junto a formação Serra da Saudade receberam o peso 0,25. As dolinas preenchidas por materiais permeáveis, situadas nesta mesma camada cárstica mais desenvolvida, receberam o peso 0,50. Relacionado às feições impermeáveis desta camada, sendo estas não encontradas nesta localidade, recebeu o peso 0,75.

Na camada orientada ao carste pouco desenvolvido, ou, onde há feições de dissolução, situado em litologias pertencentes ao Grupo Bambuí, Subgrupo Paraopeba, Formação Serra da Saudade; Grupo Bambuí, Formação Três Marias e parte de Depósitos colúvio-eluviais, os afloramentos rochosos receberam o peso 0,50, as dolinas 0,75 e como não há feições impermeáveis, recebeu o peso máximo 1.

Na poligonal estudada, o carste fissurado está localizado na região dos Depósitos colúvio-eluviais; Areia, Conglomerado, Calcário e Siltito do Grupo Bambuí. Relacionado às feições com ausência de cobertura, as cavernas e os afloramentos do Grupo Bambuí e Urucuia receberam o peso 0,75. Da mesma forma, as dolinas pertencentes ao Grupo Bambuí, bem como as dolinas em arenitos pertencentes ao Grupo Urucuia receberam o peso 0,75. Como também não há feição impermeável nesta camada, atribuiu-se o peso 1.

Por fim, as camadas com ausência de feições cársticas, assentadas em litologias do Grupo Urucuia, em Coberturas detrito-lateríticas com concreções ferruginosas e Coberturas detrito-lateríticas ferruginosas, por não apresentarem nenhum tipo de feição cárstica, conforme proposto por Vías et al., (2002), também receberam o peso 1 nas três camadas (ausência, permeável e impermeável).

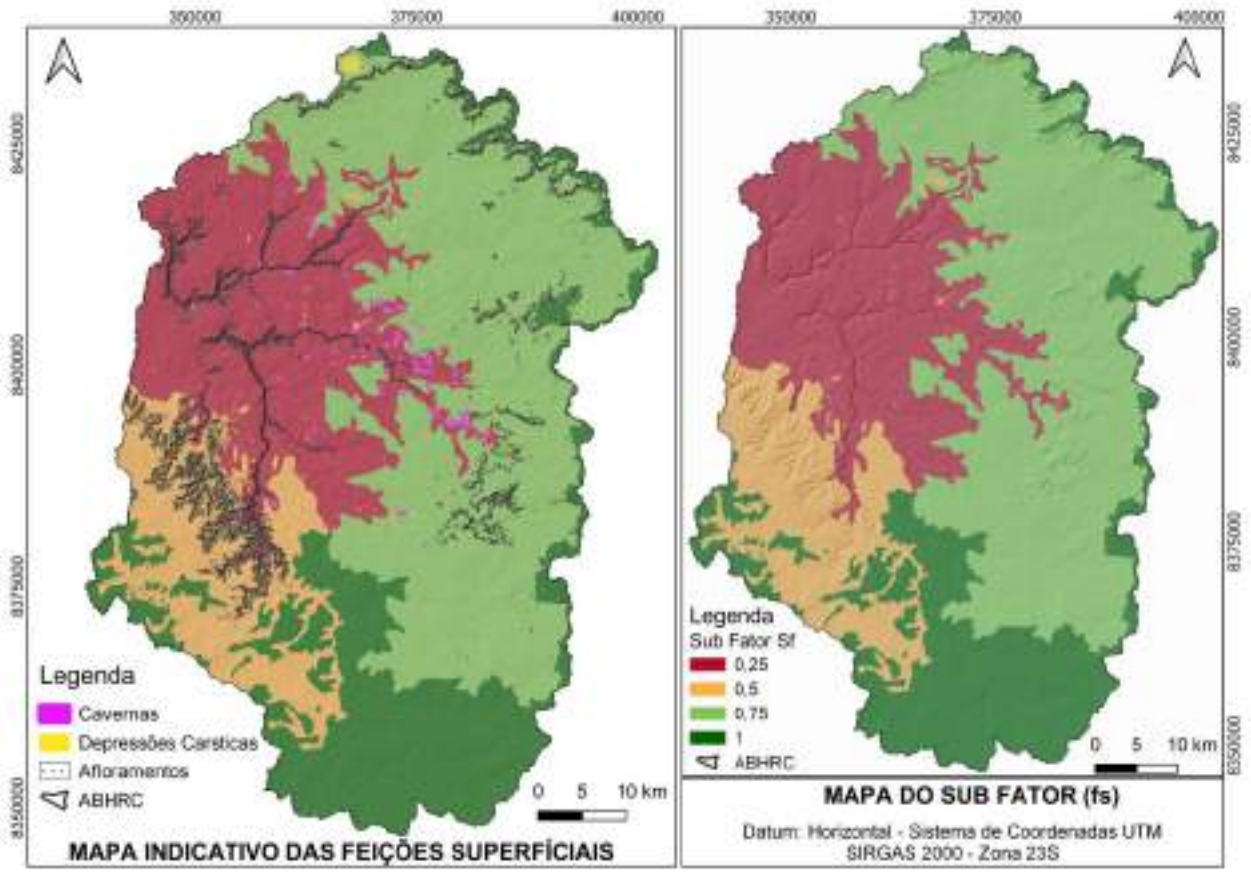


Figura 9: Mapa final do subfator *Sf* (feições superficiais).

As cavernas mapeadas pelo CECAV são áreas de intensa carstificação, consequentemente, representam área de vulnerabilidade elevada. Tayer & Velásques, (2017) propôs em sua pesquisa um raio de 35 metros do ponto mapeado. Neste trabalho, devido ao número de cavernas considerou um raio de influência de 30 metros. As dolinas mapeadas nesta pesquisa representam áreas de maior vulnerabilidade, pois as mesmas estão diretamente ligadas aos caminhos preferenciais de recarga do aquífero. As dolinas localizadas em áreas onde o carste é mais desenvolvido receberam valores de proteção baixa, na ordem de 0,50. Já as dolinas localizadas em regiões onde o carste é pouco desenvolvido, ou carste fissurado, teve seus valores de proteção atribuídos na ordem de 0,75. A composição destas variáveis permitiu elaborar o mapa final do subfator (*Fs*), (Figura 9).

Declividade e Vegetação (sv)

As dolinas e os sumidouros localizados nas zonas de recarga do aquífero cárstico são importantes feições de absorção direta, normalmente estarão associadas à evolução das proprias dolinas (Tayer & Velásques, 2017; Aragão et al., 2020). A declividade do terreno é um fator condicionante do escoamento superficial e controladora do gradiente hidráulico, deste modo, área

incidente em declividades maiores conduzirá a um escoamento superficial maior, por outro lado, será praticamente nula a possibilidade de recarga difusa do aquífero. O escoamento superficial elevado é um problema para os ambientes cársticos, tendo em vista que a água escoada irá contribuir para o aceleramento do processo de recarga do aquífero através dos sumidouros.

Portanto, quanto maior for o gradiente de escoamento superficial, mais rápido será a recarga direta do aquífero, este por sua vez irá contribuir diretamente para aumentar a vulnerabilidade destes ambientes. Em que pese à recarga difusa, havendo o aumento do escoamento superficial, este irá contribuir diretamente para a diminuição da vulnerabilidade.

A vegetação exerce papel preponderante frente ao escoamento superficial. O seu comportamento é ao contrário ao da declividade em relação à recarga nos cenários 1 e 2. No cenário 1 que trata da recarga direta do aquífero, a proteção que a vegetação oferece diminui a medida que declividade aumenta e a vegetação se torna escassa (Tayer & Velásques, 2017). Por outro lado, no cenário 2 que trata da recarga difusa do aquífero, a proteção oferecida tende a aumentar, mesmo em locais onde ocorre a diminuição da vegetação e o aumento da declividadde (VÍAS et al., 2002).

Os valores atribuidos ao subfator *sv* são baseados no cruzamento da vegetação com a declividade. Estes valores irão influenciar diretamenta no modo de escoamento superficial. A declividade se correlaciona diretamente com o escoamento superficial, ao passo que a vegetação se correlaciona de forma negativa com o escoamento superficial (Leyland, 2008; Tayer & Velásques, 2017). Em áreas em que a declividade seja igual ou inferior a 8% ou maior que 76%, os efeitos da vegetação no condicionamento do escoamento superfícial é considerado nulo. Neste sentido, os valores atribuídos a proteção oferecida ao aquífero se comporta de forma inversa (Tabela 5) na avaliação dos cenários 1 e 2, ou seja, recarga direta feito por sumidouros e ausência de recargas em sumidouros que é a recarga difusa.

Tabela 5: Valores dos parâmetros declividade e vegetação para os cenários 1 e 2 sugeridos por Vías et al., (2002).

Cenário 1 – Recarga Direta			**Cenário 2 – Recarga Difusa**		
Declividade (%)	**Vegetação**	**Valor de Proteção**	**Declividade (%)**	**Vegetação**	**Valor de Proteção**
≤ 8	Indiferente	1	≤ 8%	Indiferente	0,75
(8 – 31)	Sim	0,95	(8 – 31)	Sim	0,80
	Não	0,90		Não	0,85
(31 – 76)	Sim	0,85	(31 – 76)	Sim	0,90
	Não	0,80		Não	0,95
>76	Indiferente	0,75	>76%	Indiferente	1

Fonte: Adaptado de Vías et al., (2002).

Em relação ao cenário 1, os valores de proteção tendem a diminuir com o aumento da declividade, tendo em vista que a vegetação fica severamente comprometida nestas zonas de altas declividade, ou seja, a medida em que a declividade aumenta a vegetação tende a diminuir. Este fator também é um condicionante do escoamento superficial, visto que o aumento da taxa de escoamento superficial conduz em um tempo menor para que os contaminates sejam transportados pela água até os sumidouros. Por outro lado, em se tratando do cenário 2, zonas em que não há recargas por sumidouros ou dolinas, a medida em que a declividade aumenta e, consequentemente a vegetação fica restringida dentro da classe de declividade, os valores relacionados a proteção tendem a aumentar, haja visto ocorrer uma diminuição do petencial de infiltração difusa que será condicionado ao aumento do escoamento superficial.

Para que seja feita a análise da variável vegetação, segundo sugerido por Vías et al., (2002) é necessário uma divisão em duas classes, representadas por, ausência ou presença de vegetação. Destaca-se que estas classes estão diretamente associadas aos cenários de recarga direta em que o aquífero que esta sob influência dos sumidouros, dolinas e da recarga difusa que ocorre nas demais áreas do aquífero. Importante destacar também que a subdivisão em ausência ou presença de vegetação é um critério impreciso, cabendo ao usuário interpretar e fornecer os paramêtros adequados para o nível de proteção que cada faixa irá ofertar ao ambiente cárstico em geral (TAYER & VELÁSQUES, 2017).

Na área estudada a partir do mapa de cobertura do solo (Figura 5 C), foram destacadas duas classes (Tabela 6) compostas por vegetação nativa e as áreas sem a vegetação nativa, ou seja, coberta por outro tipo de feição ou por solo exposto (Figura 10 A).

Tabela 6: Área coberta por vegetação nativa e sem vegetação nativa

Cobertura	Área	(%)
Vegetação Nativa	1.855,01km²	49,63
Área sem Cobertura	1.882,82km²	50,37
Total	3.737,83km²	100

Fonte: Adaptado de Vías et al., (2002).

Como demonstrado no mapa de cobertura do solo (Figura 10 A), mais da metade da área encontra-se com sua cobertura original retirada, ou seja, 50,37% das áreas de vegetação nativa já foram suprimidas e substituídas por pastagens, lavouras, espaços urbanos entre outros. De um total de 3.737,83km² de vegetação nativa, remanescem ainda 1.855,01km² de área com cobertura originária, ou seja, 49,63% da área total.

O parâmetro declividade da poligonal estudada foi extraído a partir da imagem do MDE Alos Palsar com resolução de 12,5 metros. Para o procedimento, utilizou-se a ferramenta *Slope* do ArcGIS 10.5. As faixas de declividade (Figura 10 B) foram estabelecidas conforme a metodologia apresentado no método COP proposto por Vías et al., (2002). As classes de vulnerabilidade foram divididas em quatro faixas distintas < 8%, 8 – 31%, 31 – 76% e > 76% (Tabela 7).

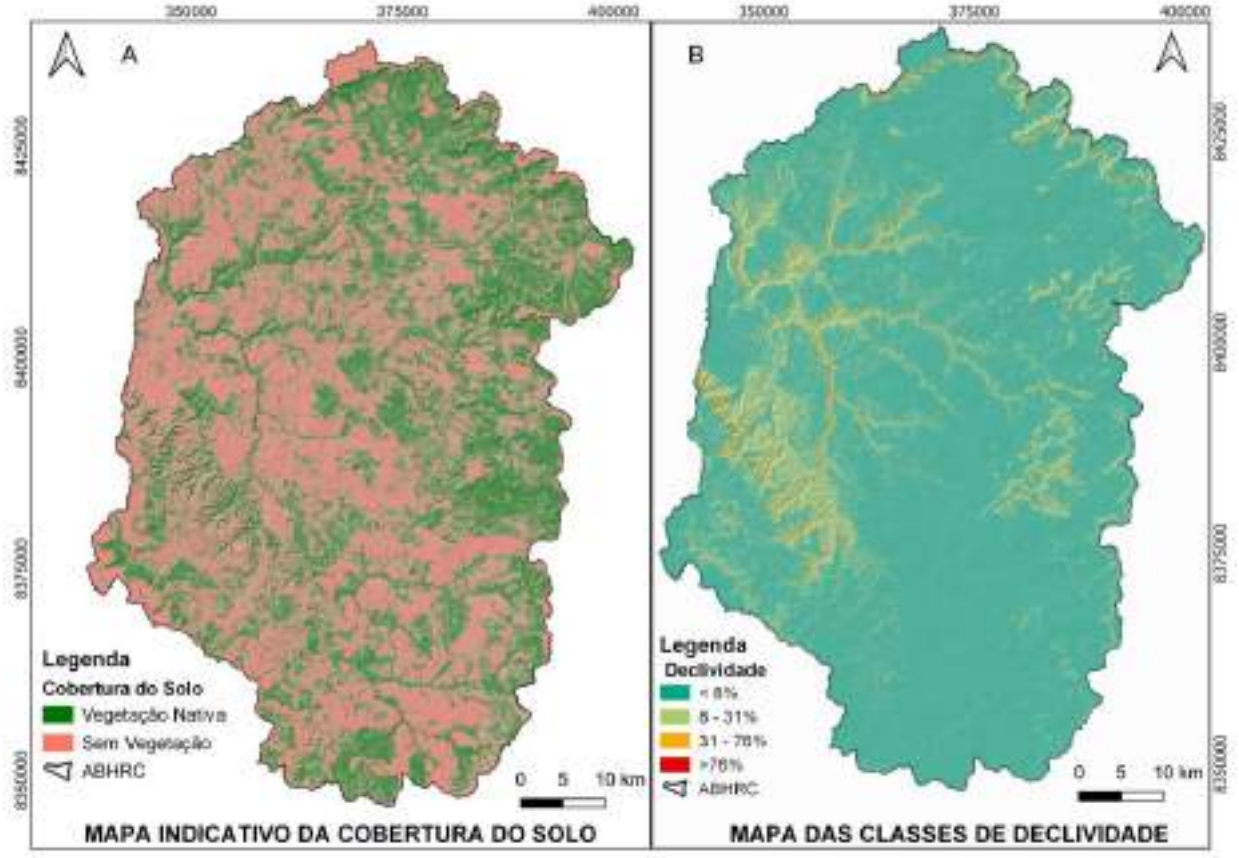


Figura 10: (A) Mapa de cobertura do Solo. (B) Mapa de Declividade

A maior parte da ABHRC apresenta declividade baixa, com total de 3.117,77 km² de estensão superficial, ou seja, 83,44% da área se concentram na classe de declividade ≤ 8%. Como representado no mapa de declividade (Figura 10 B) pode-se observar que a maior parte da área estudade é constituida de terrenos planos (Tabela 7). Outra classe que se destaca na área estuda é a faixa incidente entre 8 – 31% de declividade (Tabela 7). Esta classe de declividade está distribuida em 580,84km² de área física, ou seja, 15,53% da área estudada estão sob o dominio deste tipo de declividade. Esta faixa de declividade é constituida por relevo ondulado (movimentado), representado por morros ou colinas e depressões.

A faixa comprendida entre 31 – 76% de declividade da área de estudo (Tabela 7), ocupam 1,02% da área total, ou seja, 38,22km² de superficie. Nesta faixa de declividade situa o relevo

fortemente ondulado, compreendido por afloramentos rochosos e paredões escarpados, tanto do Rio Corrente e seus afluentes quanto do *Front* da Serra Geral de Goiás. Por ultimo, a faixa de área compreendida por declividade > 76% da área de estudo é praticamente desprezivel, tendo em vista o quantitativo de área mapeada para este tipo de declividade. Na área estudada, mapeou-se uma porção de 0,000435km², ou seja, 0,01% da área. É nesta faixa de declividade que situa o relevo escarpado, constituido por paredões verticalizados. Na poligonal estudada, este tipo de declividade foi encontrado junto ao *Cânion* do Rio Corrente.

Tabela 7: Área representativa das classes de declividade

Classe	Área	(%)
≤ 8%	3.118,77km²	83,44
8 - 31%	580,84km²	15,53
31 - 76%	38,22km²	1,02
>76%	0,000435km²	0,01
Total	3.737,83km²	100

Fonte: Adaptado de Vías et al., (2002).

Cálculo Fator – C

O parâmetro Fator "*C*" é calculado a partir do cruzamento dos mapas de recarga direta e recarga difusa. Estes dois mapas são representados por dois cenários; i – cenário 1 (recarga direta) e ii – cenário 2 (recarga difusa). Para o cálculo de cada cenário é utilizado como parametro de entrada os mapas que representão as distacias até as feições de recarga, mapas de feições superficiais e os mapas de declividade e vegetação. Apos a confecção dos mapas dos cenários 1 e 2, os mesmos serão utilizados como parâmetros de entrada para elaboração do mapa final da concentração de fluxo (Fator *C*).

Recarga Direta - Cenário 1

Para elaboração do mapa do cenário 1, efetuou-se o cruzamento (multiplicação) do mapa final do parâmetro (*ds*) que corresponde a distância dos cursos d'água conectados com o meio subterrâneo (Figura 6); mapa final do parâmetro (*dh*) que representa a distância dos cursos d'água até os sumidouros (Figura 8); mapa de cobertura do Solo e mapa de declividade que juntos representam o parâmetro (*sv*) declividade e vegetação (Figura 10 A e B).

Deste modo, seguindo a fórmula da equação apresentada no método COP, multiplicou se o mapa de declividade e vegetação (*sv*) pelo mapa das distâncias dos cursos d´água conectado ao meio subterrâneo (*dh*), resultando no mapa dos valores (*sv*) e (*dh*) cenário 1 (Figura 11 A). Da mesma forma, multiplicou se o mapa de declividade e vegetação (*sv*) pelo mapa final do parâmetro (*dh*) que

representa a distância dos cursos d'água até os sumidouros, resultando no mapa dos valores (*sv*) e (*ds*) cenário 1 (Figura 11 B).

Posterior a confecção dos mapas representados nas figuras 11 A e B, efetuou-se o cruzamento dos dados que estão representados nas Figuras 11 A e B, obtendo o mapa final do cenário 1 (Figura 11 C), que trata da redução da proteção oferecida ao sistema hidrogeológico local, através da recarga direta efetuada por meio dos sumidouros.

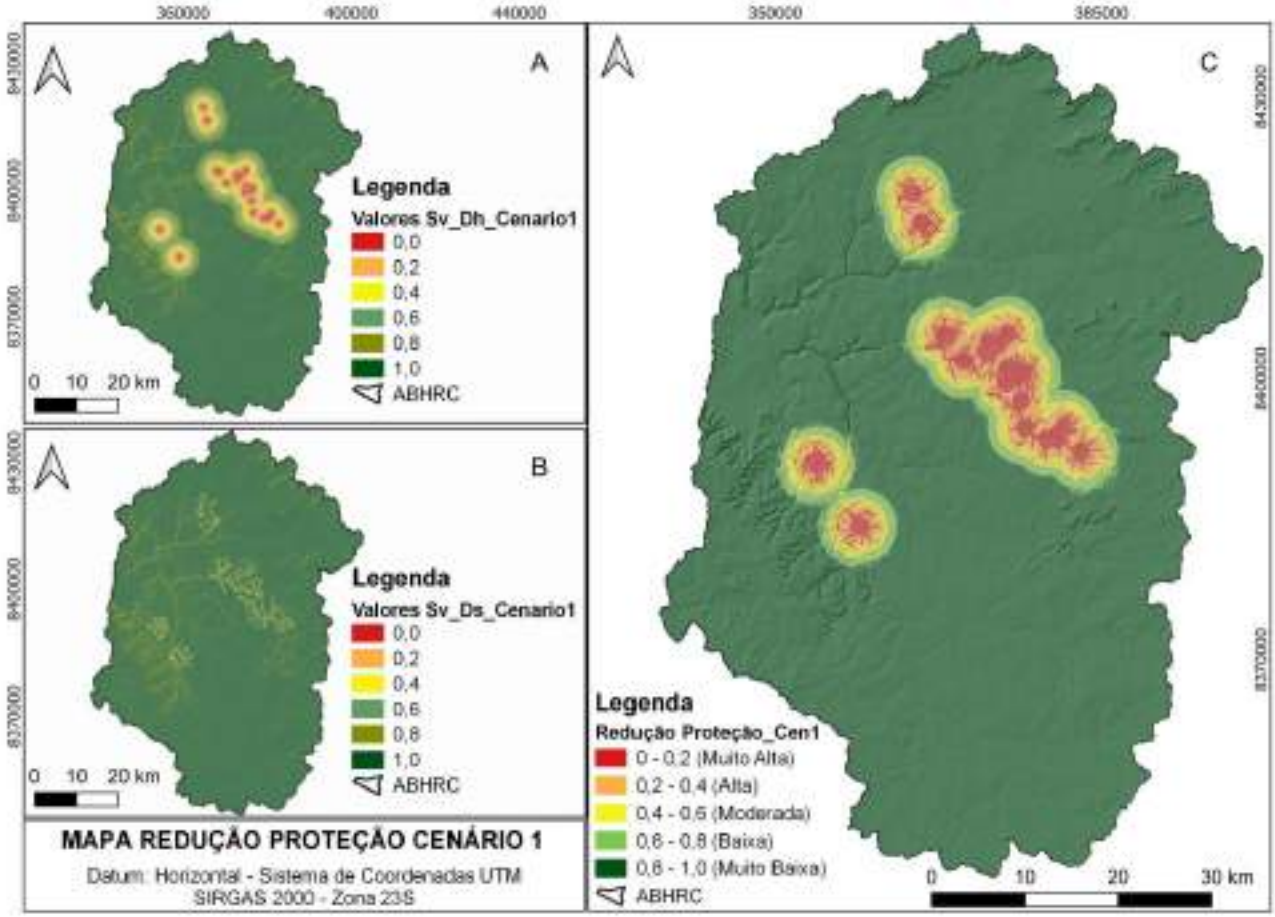


Figura 11: (A) Mapa dos valores (*sv*) (*dh*) cenário 1. (B) Mapa dos valores (*sv*) (*ds*) cenário 1. (C) Mapa de redução da proteção relacionado ao cenário 1 – Recarga direta.

A redução da proteção oferecida ao sistema aquífero cárstico varia de muito alta a muito baixa. Significa dizer que a proteção do sistema hidrogeológico fica drasticamente reduzida, à medida que as fontes de recargas estão próximas dos sumidouros. Por outro lado, quando as fontes de recargas estão mais distantes dos sumidouros, ou seja, onde os cursos d´águas são capturados, a proteção do sistema hidrogeológico vai aumentando à medida que as fontes de recargas se distanciam dos sumidouros, deste modo, um possível contaminante percorrerá um caminho mais longo até chegar ao aquífero. No percurso, ou caminho em que faz um possível contaminante que esteja distante do

sumidouro, tende a sofrer diversos processos de atenuação natural antes de chegar ao aquífero cárstico.

Recarga Difusa - Cenário 2

Para elaboração do mapa do cenário 2, utilizou-se como dados de entrada os valores representados no Subfator sv (declividade e vegetação) e os valores do Subfator *sf* (feições superficiais). Portanto, da multiplicação dos dados representados na figura 12 A com os dados representados na figura 12 B originou-se o mapa que representa a redução da proteção da recarga difusa, indicada como cenário 2 (Figura 12 C).

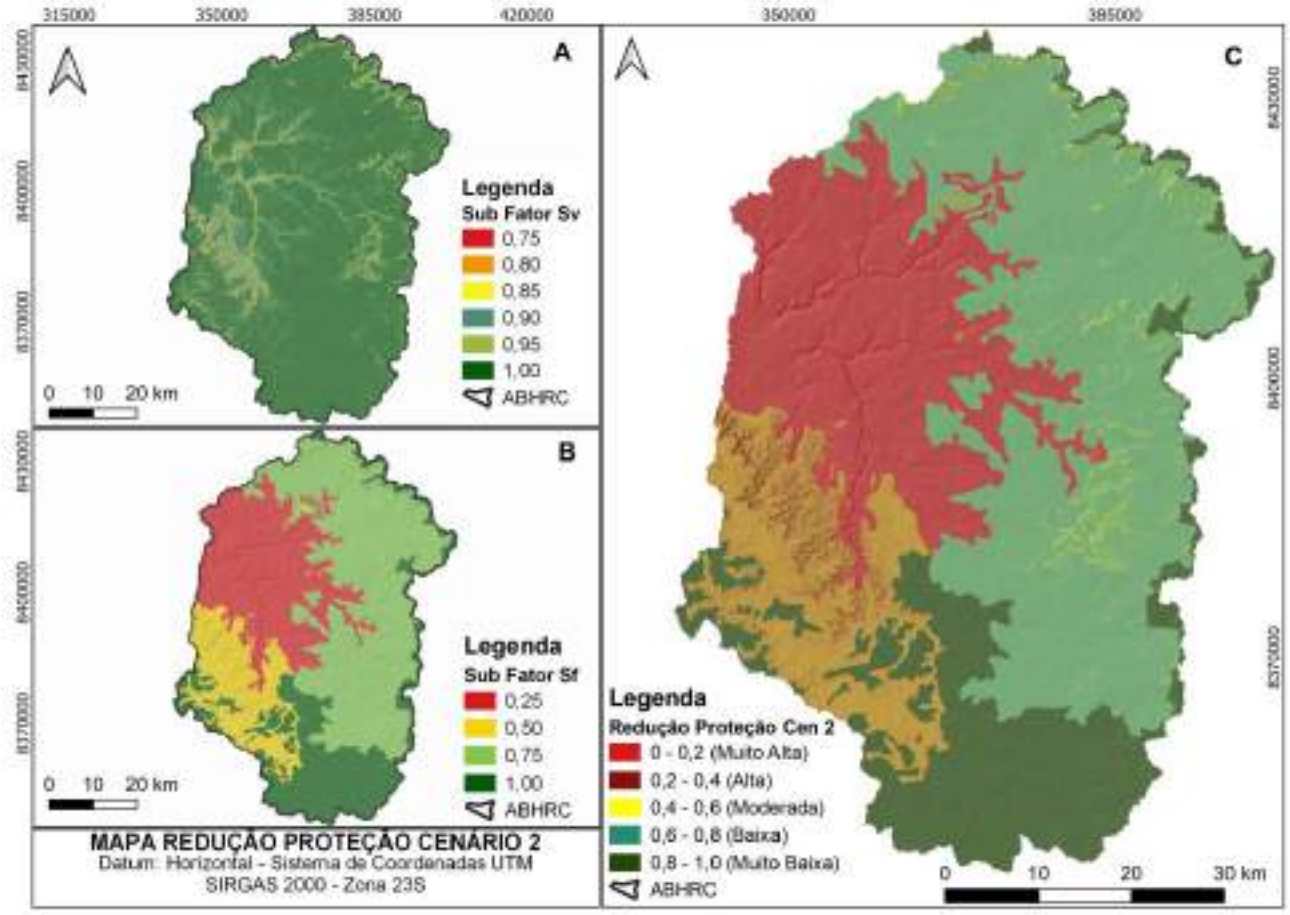


Figura 12: (A) Mapa dos valores (*sv*). (B) Mapa dos valores (*sf*). (C) Mapa de redução da proteção relacionado ao cenário 1 - Recarga difusa.

Assim como no cenário 1 que representa a recarga direta, no cenário 2, a redução da proteção que é oferecida ao sistema hidrogeológico também varia de muito alta a muito baixa. De modo que a declividade e a vegetação interferem diretamente no modo de infiltração difusa que ocorre no sistema cárstico. Este parâmetro associado à camada de feições superficiais irá determinar quais são as regiões e o quanto a proteção do aquífero é reduzida.

MAPA FINAL DA CONCENTRAÇÃO DE FLUXO - FATOR C

O mapa final que representa a redução da proteção oferecida ao sistema hidrogeológico do alto curso da bacia do Rio Corrente (fator – C), ou seja, o mapa final da concentração de fluxo, foi elaborado com base nos parâmetros dos dados obtidos no cenário 1 (Figura 11 C) e no cenário 2, (Figura 12 C). De tal modo que a composição dos mapas dos dois cenários considerados, resultaram na elaboração do mapa final do fator C (Figura 13 C).

O mapa final do fator *C* representa os locais em que a concentração de fluxo da poligonal estudada encontra mais suceptivel, tendo em vista a redução da proteção natural frente aos contaminantes. Significa dizer que onde há a redução da proteção, o sistema hidrogeológico encontra-se vulneravel a propagação de contaminates, atraves da infiltração difusa da água pelo solo, ou pela captura dos corrégos que recarregam diretamente o aquífero.

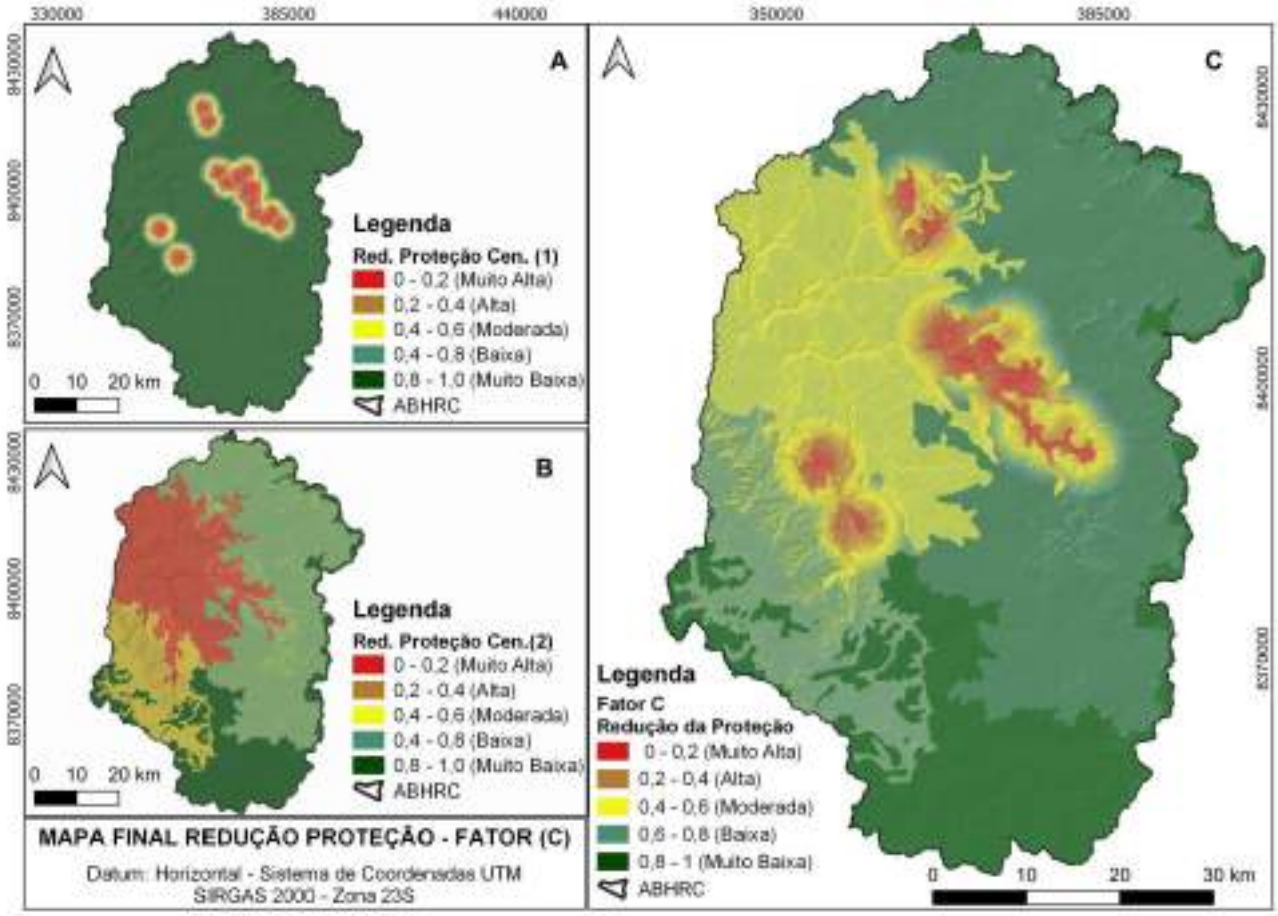


Figura 13: (A) Mapa do Cenário 1. (B) Mapa do Cenário 2. (C) Mapa Final do Fator C.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O mapa final da concentração de fluxo (Fator C), conforme proposto no método COP, se subdivide em 5 classes de redução da proteção oferecida ao ambiente cárstico, indicando os locais

onde a redução da proteção do aquifero se comporta de forma diferente. Conforme observado na figura 13 C, na parte central da bacia, onde o carste é mais desenvolvido, com insidência de diversas cavernas, a redução da proteção foi classificada em 03 niveis de classes, (muito alta, alta e moderada). Portanto, esta região é a mais suceptivel a contaminação, isto que na medida que a redução da proteção diminui, o nível da vulnerabilidade aumenta, agindo de forma inversamente proporcional para a região onde a redução da proteção aumenta, a tendência é que o nível de vulnerabilidade diminua.

Para o restante da bacia predominam as classes (baixa e muito baixa) de redução da proteção oferecida ao ambiente cárstico, ou seja, nas regiões onde o carste é menos desenvolvido, as camadas de proteção natural tendem a oferecer um equlibrio maior, reduzido a proteção do aquífero de forma baixa ou muito baixa, com isso, diminui a vulnerabilidade e aumenta a proteção para esta região do ambiente cárstico.

Esta pesquisa é parte do estudo que está sendo desenvolvido no alto curso da bacia do Rio Corrente, deste modo, os mapas aqui apresentados, juntamente com os mapa das camadas sobrepostas (Fator O) e mapa da precipitação (Fator P) servirão de parâmetros de entrada para a conclusão do restante do estudo da vulnerabilidade intrínsica pelo método COP na alta bacia do Rio Corrente.

REFERÊNCIAS

AB'SABER, A.N. 1977. Os domínios morfoclimáticos da América do Sul. Primeira Aproximação. São Paulo: **Instituto de Geografia – USP**.

ARAGÃO, F., VELÁSQUEZ, L. N. M., GALVÃO, P., DE CASTRO TAYER, T., LUCON, T. N., & DE AZEVEDO, Ú. R. (2020). *Natural background levels and validation of the assessment of intrinsic vulnerability to the contamination in the Carste Lagoa Santa Protection Unit, Minas Gerais, Brazil*. ***Environmental Earth Sciences***, 79(1), 1-14. https://doi.org/10.1007/s12665-019-8771-5

CAMPOS, J.E.G., DARDENNE, M.A. 1997. Estratigrafia e sedimentação da Bacia Sanfranciscana: uma revisão. **Revista Brasileira de Geociências**, 27(3), 269-282.

DALY, D., DASSARGUES, A., DREW, D., DUNNE, S., GOLDSCHEIDER, N., NEALE, S., & ZWAHLEN, F. (2002). *Main concepts of the" European approach" to karst-groundwater-vulnerability assessment and mapping*. ***Hydrogeology Journal***, 10(2), 340-345. https://doi.org/10.1007/s10040-001-0185-1.

DARDENNE, M.A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. 30◦ **Cong. Bras. Geol., Sao Paulo, SP**, 2, 568-610.

EMBRAPA. S.B.C.S. 2013. Sistema brasileiro de classificação de solos. **Centro Nacional de Pesquisa de Solos**: Rio de Janeiro.

GOYAL, D., HARITASH, A. K., & SINGH, S. K. (2021). *A comprehensive review of groundwater vulnerability assessment using index-based, modelling, and coupling methods.* ***Journal of Environmental Management***, 296, 113161. https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2021.113161.

HUSSAIN, Y., & UAGODA, R. (2021). *GIS-based relief compartment mapping of fluvio-karst landscape in central Brazilian highlands.* ***International Journal of Economic and Environmental Geology***, *10*. https://doi.org/10.46660/ijeeg.Vol11.Iss4.2020.518.

HUSSAIN, Y., UAGODA, R., BORGES, W., NUNES, J., HAMZA, O., CONDORI, C., & CÁRDENAS-SOTO, M. (2020). *The potential use of geophysical methods to identify cavities, sinkholes and pathways for water infiltration*. ***Water***, *12* (8), 2289. https://doi.org/10.3390/w12082289.

KHAZAA'LAH., M., TALOZI, S., & HAMDAN, I. (2022). *Assessment of groundwater vulnerability using GIS-based COP model in the northern governorates of Jordan.* ***Modeling Earth Systems and Environment****,* 1-22. https://doi.org/10.1007/s40808-022-01486-4.

LATRUBESSE, E. M., CARVALHO, T. M., & STEVAUX, J. C. (2005). Mapa geomorfológico do Estado de Goiás: Relatório final. Goiânia: GOIÁS (Estado)-**Secretaria de Indústria e Comércio/Superintendência de Geologia e Mineração**.

LEPSCH, I. F. (2021). 19 lições de pedologia. **Oficina de textos**.

LEYLAND, R. C. (2008). *Vulnerability mapping in karst terrains, exemplified in the wider Cradle of Humankind World Heritage Site* (***Doctoral dissertation, University of Pretoria***).

MARÍN, A.I., RODRÍGUEZ, J.F. M., BARBERÁ, J.A., FERNÁNDEZ-ORTEGA, J., MUDARRA, M., SÁNCHEZ, D., & ANDREO, B. (2021). *Groundwater vulnerability to pollution in karst aquifers, considering key challenges and considerations: application to the Ubrique springs in southern Spain*. ***Hydrogeology Journal***, *29*(1), 379-396. DOI: 10.1007/s10040-020-02279-8

MOGES, S. S., & DINKA, M. O. (2022). *Assessment of groundwater vulnerability mapping methods for sustainable water resource management: An overview.* ***Journal of Water and Land Development***. DOI: *https://doi.org/*10.24425/jwld.2022.140389.

OLIVEIRA, O. A., RODRIGUES, D.S., CAMPOS, J.E.G., & UAGODA, R. E. S. (2022). Metodologia para Confecção de Mapas Potenciométricos em Aquíferos Cársticos e Físsuro-Cársticos: Estudo de Caso na Alta Bacia do Rio Corrente, Mambaí, GO. **Revista Brasileira de Geografia Física**, 15(05), 2327-2339. DOI: 10.26848/rbgf.v15.5.p2327-2339.

OLIVEIRA, O. A., SOUZA BIAS, E., STEINKE, V.A., SOUSA, R.B., PASSO, D.P., BAPTISTA, G.M.M., PEREIRA FILHO, W. (2020). Análise de técnicas de segmentação para melhoria na obtenção de dados geomorfométricos com base em ferramentas Open Source. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 21(4). DOI: https://doi.org/10.20502/rbg.v21i4.1658

RAVBAR, N., GOLDSCHEIDER, N. (2007) *Proposed methodology of vulnerability and contamination risk mapping for the protection of karst aquifers in Slovenia.* ***Acta Carsol*** *36:397-411.*

RIBEIRO, J.F., WALTER, B.M.T. 2008. As principais fitofisionomias do bioma Cerrado. In: **Cerrado, ecologia e flora**, 1, 151-212.

SIEG. Sistema Estadual de Geoinformação de Goiás. 2021. Disponível em: http://www.sieg.go.gov.br/. Acesso em: 15 de dezembro de 2021.

SOUZA, R. T. (2020). Vulnerabilidade de aquíferos cársticos com cobertura espessa de solo: metodologia COP-Solo em ambiente tropical úmido. **Tese de Doutoramento**.

TAYER, T. C., & RODRIGUES, P. C. H. (2021). *Assessment of a semi-automatic spatial analysis method to identify and map sinkholes in the Carste Lagoa Santa environmental protection unit, Brazil*. ***Environmental Earth Sciences***, *80*(3), 1-15. https://doi.org/10.1007/s12665-020-09354-z.

TAYER, T. C., VELÁSQUES, L. N. M. (2017). *Assessment of intrinsic vulnerability to the contamination of karst aquifer using the COP method in the Carste Lagoa Santa Environmental Protection Unit, Brazil.* ***Environmental earth sciences***, 76(13), 445. DOI: https://doi.org/10.1007/s12665-017-6760-0.

UHLEIN, A. 1991. Transição cráton-faixa dobrada: exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (ciclo brasiliano) no estado de Minas Gerais: aspectos estratigráficos e estruturais (**Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo**).

UHLEIN, G. J., UHLEIN, A., HALVERSON, G.P., STEVENSON, R., CAXITO, F.A., COX, G.M., CARVALHO, J.F. 2016. *The Carrancas Formation Bambuí Group: a record of pre-Marinoan sedimentation on the southern São Francisco craton, Brazil.* ***Journal of South American Earth Sciences***, 71:1-16. https://doi.org/doi:10.1016/j.jsames.2016.06.009.

VIAS, J. M., ANDREO, B., PERLES, M. J., CARRASCO, F., VADILLO, I., JIMÉNEZ, P. (2002, October). *Preliminary proposal of a method for vulnerability mapping in carbonate aquifers.* ***In Second Nerja Cave Geol Symp Karst and Environmen****t* (pp. 20-23).

VÍAS, J. M.; ANDREO, B., PERLES, M. J., CARRASCO, F., VADILLO, I., & JIMÉNEZ, P. (2006). *Proposed method for groundwater vulnerability mapping in carbonate (karstic) aquifers: the COP method*. ***Hydrogeology Journal***, *14*(6), 912-925. DOI https://doi.org/10.1007/s10040-006-0023-6.

ŽIVANOVIĆ, V., ATANACKOVIĆ, N., & STOJADINOVIĆ, S. (2021). *Vulnerability Assessment as a Basis for Sanitary Zone Delineation of Karst Groundwater Sources—Blederija Spring Case Study*. ***Wate****r*, 13(19), 2775. https://doi.org/10.3390/w13192775.

ZWAHLEN F (2004) *Vulnerability and risk mapping for the protection of carbonate (karst) aquifers. EUR 20912.European Commission, Directorate-General XII Science, Research and Development, Brussels* ***Hydrogeology Journal*** 14:912-925.

ZWAHLEN, F. (Ed.). (2003). *Vulnerability and risk mapping for the protection of carbonate (karst) aquifers*. ***Office for Official Publications of the European Communities***.

5 DETERMINAÇÃO E REPRESENTAÇÃO CARTOGRÁFICA DAS CAMADAS DE PROTEÇÃO (FATOR O) PELO MÉTODO COP NO ALTO CURSO DA BACIA DO RIO CORRENTE NO NORDESTE GOIANO

ARTIGO 3

DETERMINAÇÃO E REPRESENTAÇÃO CARTOGRÁFICA DAS CAMADAS DE PROTEÇÃO (FATOR O) PELO MÉTODO COP NO ALTO CURSO DA BACIA DO RIO CORRENTE NO NORDESTE GOIANO

Olavo Amancio de Oliveira[1], Rogério Elias Soares Uagoda[2]

1. Doutorando no Programa de Pós-Graduação em Geografia. Instituto de Ciências Humanas. Departamento de Geografia, Universidade de Brasília. e-mail: olavotop@gmail.com. ORCID 0000-0003-0304-2700. **2**. Professor Doutor no Instituto de Ciências Humanas. Departamento de Geografia. Universidade de Brasília. e-mail: rogeriouagoda@unb.br. ORCID 0000-0002-9448-1313. *O artigo fará parte da tese de Doutorado do primeiro autor.

RESUMO

A área estudada é abarcada pelo ambiente cárstico conhecido como Sistema Aquífero Bambuí (SAB), localizado na região nordeste do estado de Goiás, compreendido pelos munícipios goiano de Alvorada do Norte, Buritinópolis, Damianópolis, Mambaí, Posse, Simolândia e Sítio D´Abadia, limitando a leste com a bacia hidrogeológica do Sistema Aquífero Urucuia (SAU) que se localiza na região oeste da Bahia. Trata-se de duas unidades aquíferas muito importantes para a região. O Aquífero Urucuia tem sido muito explorado como fonte de irrigação para produção de grãos no oeste baiano. O Aquífero Bambuí da poligonal estudada drena para a região geomorfológica conhecida por Vão do Paranã, é a principal fonte de manutenção hídrica de rios, ribeirões e córregos da região, como o Rio Corrente, Rio Vermelho, Ribeirão São Vidal, Ribeirão Extrema, Córrego Buritis, Córrego Piracanjuba, Córrego Ventura etc. O ambiente cárstico da área estudada possuiu natureza peculiar, intrínseca ao carste como um todo, seu ambiente físico é altamente anisotrópico, composto por zonas de extensos afloramentos rochosas, diversos sumidouros, vales cegos, dolinas, cavernas, tornando este ambiente bastante carstificado. Dadas as caraterísticas físicas do ambiente, faz com que o estudo da sua vulnerabilidade seja complexo, necessitando de ferramentas altamente especializadas para este tipo de estudo. Neste sentido, diversas metodologias foram propostas para determinar a vulnerabilidade deste tipo de ambiente, como é o caso do método COP. Com o passar dos anos as metodologias originais foram sendo adaptadas para atender a demanda de cada ambiente, visto que a aplicação direta da metodologia pode apresentar alguma deficiência por causa dos aspectos físicos e químicos de cada ambiente. Esta pesquisa propôs uma adaptação para o método COP, visto que os solos tropicais brasileiros além de possuir espessuras diferentes dos solos europeus, ainda possuem características de solos estruturados, constituindo em parâmetro importantíssimo para determinar o grau de proteção que as camadas sobrepostas oferecem ao ambiente cárstico.
Palavras-chave: Método COP, Camadas sobrepostas, Estrutura do solo, Ambiente cárstico.

DETERMINATION AND CARTOGRAPHIC REPRESENTATION OF THE PROTECTION LAYERS (O-FACTOR) BY THE COP METHOD IN THE UPPER COURSE OF THE CORRENTE RIVER BASIN IN NORTHEAST GOIANO

ABSTRACT

The studied area is encompassed by the karstic environment known as the Bambuí Aquifer System (SAB), located in the northeastern region of the state of Goiás, comprising the Goiás municipalities of Alvorada do Norte, Buritinópolis, Damianópolis, Mambaí, Posse, Simolândia and Sítio D'Abadia, bordering to the east with the hydrogeological basin of the Urucuia Aquifer System (SAU), which is located in the western region of Bahia. These are two very important aquifer units for the region. The Urucuia Aquifer has been widely exploited as a source of irrigation for grain production in western Bahia. The Bambuí Aquifer in the polygon studied drains into the geomorphological region known as the Vão do Paranã, and is the main source of water maintenance for rivers, streams and creeks in the region, such as Rio Corrente, Rio Vermelho, Ribeirão São Vidal, Ribeirão Extrema, Córrego Buritis, Córrego Piracanjuba, Córrego Ventura etc. The karstic environment of the studied area has a peculiar nature, intrinsic to karst as a whole, its physical environment is highly anisotropic, composed of areas of extensive rocky outcrops, several sinkholes, blind valleys, dolines, caves, making this a very karstified environment. Given the physical characteristics of the environment, the study of its vulnerability is much more difficult, requiring highly specialized tools for this type of study. In this sense, several methodologies have been proposed to determine the vulnerability of this type of environment, such as the COP method. Over the years, the original methodologies have been adapted to meet the demands of each environment, since the direct application of the methodology may present some deficiency because of the physical and chemical aspects of each environment. In this research, an adaptation for the COP method was proposed, since the Brazilian tropical soils, besides having different thicknesses from the European soils, some of them have characteristics of structured soils, constituting a very important parameter to determine the degree of protection that the overlapping layers offer to the karstic environment.
Keywords: COP method, Overlapping layers, Soil structure, Karstic environment.

INTRODUÇÃO

A paisagem cárstica de acordo com Ford e Williams (2007) é conhecida por causa do seu estilo especial e peculiar, onde são encontradas cavernas e um sistema único de água subterrânea que se desenvolvem em rochas solúveis. O sistema cárstico é caracterizado, sobretudo, pelos processos de dissolução das rochas carbonáticas, como calcários, dolomitos e mármores, quando entram em contato com a água (FORD & WILLIAMS, 2007).

Mundialmente as áreas cársticas exercem papel importante, haja vista as mesmas estarem associadas a terras férteis e de boa qualidade, além de manter grande relevância para o abastecimento de água potável. Segundo Goldscheider et al., (2020), 16,5% da população mundial estão assentadas sobre áreas cársticas e cerca de dois bilhões de pessoas no mundo são abastecidas por água de aquíferos cársticos (Machiwal et al., 2018; Goldscheider et al., 2020). No Brasil, aquíferos cársticos do Grupo Bambuí podem fornecer vazões por poço de até 200 m³/h e na região de Sete Lagoas/Lagoa Santa são encontradas vazões superiores a 150 m³/h (MME, 2009; OLIVEIRA et al., 2022).

Os ambientes cársticos que intrinsicamente estão ligados ao aquífero cárstico são muito sensíveis, anisotrópicos, além muito vulneráveis à contaminação devido à sua heterogeneidade, tanto por processos do próprio meio quanto por atividades relacionadas ao ser humano, permitindo grandes variações na permeabilidade, ocasionando a filtragem deficiente e recarga concentrada (ZWAHLEN, 2004). Os contaminantes podem naturalmente atingir o aquífero, contornando a filtração que o ambiente natural tende a oferecer, assim, é importante saber onde tais eventos podem ocorrer (MARÍN et al., 2021).

Embora a água não possua um caminho de vazão especifica, é possível prever o caminho provável destes poluentes, além de verificar a relação da atenuação da vulnerabilidade exercida pelas camadas de solos, até mesmo da rocha que oferecem proteção natural ao ambiente cárstico.

Os solos exercem papel importante na proteção da água subterrânea, principalmente das águas derivadas de aquíferos cársticos (Goldscheider et al., 2020). As propriedades químicas do solo, além da espessura, textura e estrutura atuam como filtros responsáveis em manter o ambiente em equilíbrio. A alteração na paisagem do ambiente cárstico, principalmente a retirada da vegetação nativa, provoca assoreamento dos leitos dos cursos hídricos, erosão do solo, escorregamento de massa etc. Estes fatores contribuem para desiquilibrar o sistema e aumentar a vulnerabilidade que este tipo de ambiente constantemente está submetido (SOUZA, 2020).

Deste modo, mapear e conhecer as áreas que estão propensas a este tipo de vulnerabilidade, tanto natural como a vulnerabilidade a um determinado tipo de poluente é muito importante. Entretanto, este tipo de estudo não é simples, pois, devido à caraterísticas intrínseca dos ambientes cársticos, sua aplicação carece de metodologia específica, como é o caso do método COP (MOGES & DINKA 2022).

O método COP foi desenvolvido pelo Grupo de Hidrogeologia da Universidade Malaga (Vıas et al., 2002) em conjunto com o grupo de pesquisa Geológica da Espanha. Os fatores C, O e P foram testados em dois aquíferos carbonatados nas regiões de Líbar, clima semiárido, e Torremolinos, clima subtropical mediterrâneo, localizados no sul da Espanha. O método COP vem sendo aplicado em países como Cuba, China, Eslovênia, Alemanha, França, Itália, Brasil, Portugal e países da África (ZWAHLEN, 2003; LEYLAND, 2008).

O método COP se distingue em três fatores: i - concentração do fluxo (Fator *C*), ii - camadas sobrepostas (Fator *O*) e iii - precipitação (Fator *P*). Os fatores que representaram a vulnerabilidade estão divididos em outros subfatores. Estes subfatores por sua vez, serão bases primordiais para a geração dos fatores principais (Vıas et al., 2002; Goyal et al., 2021). A multiplicação dos fatores principais (C, O e P) será utilizada para o calculo do índice de vulnerabilidade final (Khazaa'lah et

al., 2022). As variáveis utilizadas como parâmetros de entrada nos mapas de subfatores não representam valores físicos reais, mas uma pontuação derivada dessas variáveis (SOUZA, 2020).

Como apontado no título do trabalho, o artigo versará apenas sobre as camadas de proteção do ambiente cárstico, designado pelo fator (*O*), deste modo, o objetivo do trabalho é à aplicação dos parâmetros referentes ao fator (*O*), apontados no método COP. Uma importante adaptação será introduzida na metodologia original, tendo em vista que os solos tropicais se comportam diferente dos solos clima subtropical mediterrâneo, onde o método foi desenvolvido. A área de aplicação será o alto curso da bacia hidrográfica do Rio Corrente no nordeste do Estado de Goiás.

Camadas de Proteção ou Camadas Sobrepostas – Fator (*O*)

Na localidade onde o método COP foi desenvolvido, tem se as camadas litológicas como fator mais importante para a proteção do ambiente cárstico. No contexto dos solos brasileiros, esta afirmação não se traduz em efetividade, ou seja, não pode ser confirmada, pois, devido às características químicas, físicas e mineralógicas dos solos tropicais, estes devem ser vistos como atributos mais importantes para a proteção e avaliação da vulnerabilidade das águas subterrâneas (LEYLAND, 2008; SOUZA, 2020).

O fator (*O*) considera a proteção fornecida para o aquífero em função de propriedades físicas, como textura, litologia e espessura das camadas acima da zona saturada. As variáveis levadas em conta são: solo (*Os*) e litologia (*Ol*) da zona saturada (Quadro 1). Para solos (*Os*), parâmetros como textura (tamanho do grão) e espessura são considerados. A variável litologia (*Ol*) reflete a capacidade de atenuação de cada camada da zona não saturada, é quantificada pela classificação da litologia e pelo grau de fraturação (*ly*), que determinará às características hidrogeológicas, a espessura de cada camada (m) e as condições de confinamento (*cn*) do aquífero (Zwahlen, 2003). O somatório do produto dos subfatores origina um índice que é associado com a proteção do aquífero: $\sum (ly.\ M)$, (IVÁN & MÁDL-SZŐNYI, 2017; CITRINI et al,.2021).

O parâmetro (*cn*) equivale às condições de confinamento às quais estão submetidas o aquífero. Assim, para aquíferos não confinados ($cn= 1$). A capacidade de atenuação de contaminantes aumenta proporcionalmente com o aumento das camadas de proteção. O fator (*O*) é obtido pelo somatório dos subfatores solo (*Os*) e litologia (*Ol*), (TAYER et al., 2017; RIBEIRO & ZORN, 2021).

Neste sentido, conforme equações 1 e 2 a fórmula aplicada para determinação do fator (*O*) é:

$$\text{Fator } O = (OS) + (OL) \qquad (1) \qquad OL = \sum (ly.m).\ cn \qquad (2)$$

Valores baixos do fator (*O*) denotam em uma elevada vulnerabilidade intrínseca e corresponde a áreas em que o solo é pobremente desenvolvido ou ausente (ZWAHLEN, 2003).

Quadro 1 - Representação do método COP, traduzido de VÍAS et al., (2002; 2006), representando as características dos fatores C, O e P; forma de obtenção dos valores numéricos e os intervalos considerados.

Fator	Subfator	Variável		Valor
O	Solo [OS]	Textura e Espessura	Argiloso, > 1 m	5,0
			Argiloso, 0,5 - 1 m	4,0
			Argiloso, < 0,5 m	3,0
			Siltoso, > 1 m	4,0
			Siltoso, 0,5 - 1 m	3,0
			Siltoso, < 0,5 m	2,0
			Argilo-arenoso, > 1 m	3,0
			Argilo-arenoso, 0,5 – 1,0 m	2,0
			Argilo-arenoso, < 0,5 m	1,0
			Arenoso, > 1 m	2,0
			Arenoso, 0,5 - 1 m	1,0
			Arenoso, < 0,5 m (ausência de solo)	0
O	Litologia [OL]	Litologia e Fraturamento (ly)	Argila;	1500
			Silte;	1200
			Metapelitos e rochas ígneas não fraturadas	1000
			Calcários com margas	500
			Metapelitos e rochas ígneas fraturadas	400
			Conglomerados e brechas cimentados ou não fraturados	100
			Arenitos	60
			Conglomerados e brechas pouco fraturados ou cimentados	40
			Areia e cascalho	10
			Basaltos fraturados	5
			Rochas cársticas fraturadas	3
			Rochas cársticas não fraturadas	1
		Condições de Confinamento (cn)	Confinado	2,0
			Semi-confinado	1,5
			Não confinado	1,0
		Espessura da litologia considerada (m)	< 250 m	1
			250 – 1.000 m	2
			1.000 – 2.500 m	3
			> 2.500 – 10.000 m	4
			> 10.000 m	5

MATERIAL E MÉTODOS

Localização da área de estudo

A área utilizada para determinação das camadas de proteção referente ao fator (*O*), indicado pelo método COP, está vinculada ao aquífero cárstico situado no alto curso da Bacia Hidrográfica do Rio Corrente que ocupa mais de 3.700km² de extensão superficial, pertencente à unidade geomorfológica conhecida como Vão do Paranã (Figura 1). Territorialmente a poligonal estudada limita-se com o estado da Bahia e Minas Gerais (Figura 2). Trata-se de uma sub-bacia da bacia

hidrográfica Tocantins/Araguaia, distante 500 km da capital do estado (Goiânia) e 307 km de Brasília, situada entre as coordenadas UTM N-8437036.72 e E-337995.14 e UTM N-8348008.44 e E-402031.23, meridiano central (-45º), fuso (23), localizada no nordeste de Goiás. Inclui parcialmente sete municípios goianos: Alvorada do Norte, Buritinópolis, Damianópolis, Mambaí, Posse, Simolândia e Sítio D´Abadia.



Figura 1: Imagem geral da área de estudo demonstrando os diferentes níveis geomorfológico. Ao fundo as escarpas da Serra Geral.
Fonte. Rogerio Uagoda

A área estudada (Figura 2) é configurada por afloramentos rochosos de calcários, cavidades de diversas proporções, sumidouros, dolinas e um relevo bastante movimentado, fatores que serão mapeados a fim de correlacionar estes elementos com a proteção oferecida ao ambiente cárstico através do fator (*O*). No contexto da região geomorfológica da área de estudo, encontra-se a unidade de conservação Área de Proteção Ambiental Nascente do Rio Vermelho com 176.324,33 hectares, cuja finalidade da sua criação, foi fornecer proteção integral aos recursos hídricos, a paisagem local e ao patrimônio espeleológico, além da produção de informações relevantes ao meio físico

direcionada a uma região carente de estudos científicos que envolvem os diversos ramos da ciência e as mais variadas linhas de pesquisas (OLIVEIRA et al., 2022).

A geologia da área de estudo corresponde à faixa de contato entre o Cráton de São Francisco e a Faixa Brasília, parcialmente recobertos pela Bacia Sedimentar Sanfranciscana (UHLEIN, 1991; UHLEIN, et al., 2016). A unidade geológica mais representativa da área de estudo em sua porção centro-oeste são as feições cársticas relativas ao Grupo Bambuí com cotas entre 480-780m (DARDENNE et al., 1978). Na área de estudo são observadas as exposições de litofácies dos grupos Bambuí, Areado e Urucuia, além de coberturas detrito-lateríticas com concreções ferruginosas e depósitos colúvio-eluviais (SIEG, 2021; OLIVEIRA et al; 2022), (Figura 3 A).

O Grupo Bambuí (Figura 3 A), é composto pelas formações Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade, e Três Marias. A Formação Lagoa do Jacaré é encontrada na área de estudo na porção oeste e a área central da bacia, formada por calcarenitos, siltitos e margas (Dardenne, 1978). Na parte do médio e do baixo curso da bacia encontra-se a Formação Serra da Saudade, representadas por siltitos, argilitos, arenitos finos e raras camadas delgadas de calcários (Campos & Dardenne, 1997). A Formação Três Marias ocupa a faixa sul e oeste da bacia, constituídos por arcóseos, siltitos e folhelhos (OLIVEIRA et al; 2022).

O Grupo Areado (Figura 3 A) está espacializado pela faixa central e no norte da bacia, depositado no Eocretáceo, constituído por rochas pelíticas, psamíticas e conglomerados (CAMPOS & DARDENNE, 1997). O Grupo Urucuia foi depositado no período Neocretáceo, constituído por arenitos eólicos, arenitos fluviais e raras camadas de conglomerado e pelito. Na bacia pode ser encontrado na região leste, posicionado nas divisas dos estados de Goiás, Bahia e Minas Gerais. Os depósitos coluvionares ocupam a faixa leste, faixa central até o extremo norte da bacia. São sedimentos provenientes das partes mais elevada do relevo, localizado no oeste da Bahia, onde os arenitos do Grupo Urucuia ocorrem *in situ* (Figura 3 A).

Os divisores topográficos que constituem limites naturais, físico e politico entre os estados de Goiás, Bahia e Minas Gerais, são formados por depósitos de areia, cascalho e argilas (Campos & Dardenne, 1997). As áreas com coberturas detrito-lateríticas ferruginosas situam-se na região sul da bacia e na faixa central. São formadas por sedimentos aluviais e se apresentam sob a forma de conglomerados, areias, argilas e lateritas pouco consolidadas ou inconsolidadas (LATRUBESSE et al., 2005).

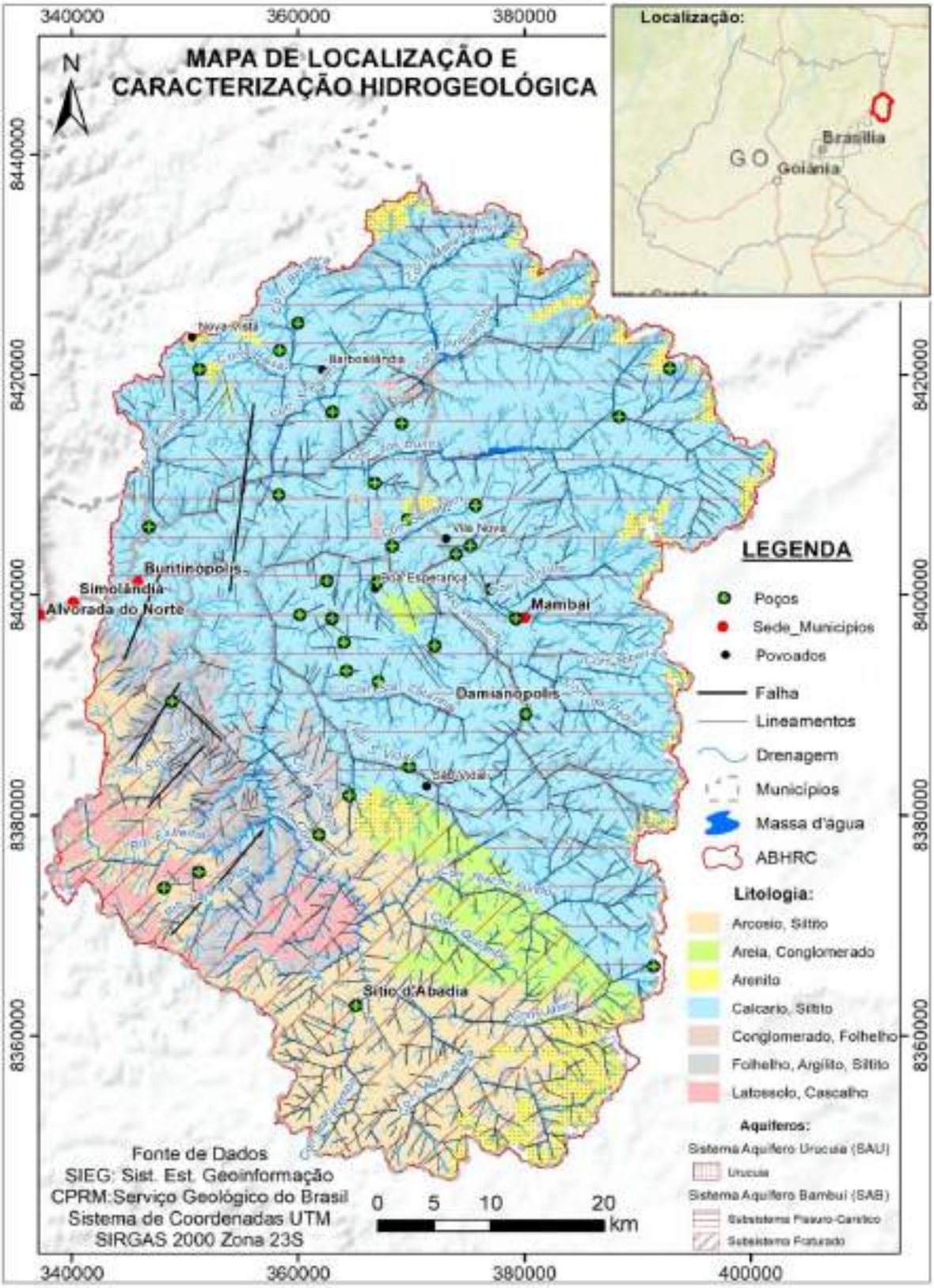


Figura 2: Mapa de localização e caracterização hidrogeológica da área de estudo. A direita observa-se a simplificação hidrogeológica, litológicos e aquíferos da poligonal estudada, baseada em dados do SIEG e CPRM.

Dentro da poligonal estudada são encontrados cinco classes de solos: Argissolo, Cambissolo, Gleissolo, Latossolo e Neossolo (Figura 3 B). Os Argissolos são formados por material mineral, caracterizados pelo horizonte B textural (Bt), composto por argila de atividade baixa, ou atividade alta combinada com saturação de bases ou com caráter alumínico, são encontrados no centro da bacia (Embrapa, 2013). Os Cambissolos são compostos por minerais, bem drenados, álicos, pouco profundos, caracterizam pelo horizonte diagnóstico B incipiente (Bi), são encontrados em pequenas porções na parte norte, leste e oeste da bacia (OLIVEIRA et al., 2022).

Os Gleissolos são encontrados na parte norte e leste da bacia, são solos hidromórficos que eventualmente são saturados por água, apresentam horizonte glei, com profundidades maiores que 0,50 cm e inferiores a 1,50 m (Embrapa, 2013). Os Neossolos são encontrados no centro da bacia. São constituídos por material mineral ou orgânico, pouco espesso, não apresentam alterações consideráveis em relação ao material originário devido à baixa atuação dos processos pedogenéticos (Lepsch, 2021). Os Latossolos são constituídos por material mineral, apresentam horizonte B latossólico (Bw) imediatamente abaixo de qualquer horizonte A. São solos com profundidades maiores que 2 m, com aspecto maciço, sendo macios quando secos e muito friáveis quando úmidos. Devido a suas características são susceptíveis a erosão, principalmente quando ocorrem junto a curso de água e nas bordas das chapadas, são encontrados em maior quantidade na parte sul e oeste da bacia e em pequenas porções na parte norte e leste da bacia. (LEPSCH, 2021).

O clima da área é característico de regiões savânicas, representado por inverno seco, que ocorre entre os meses de junho a setembro; e, verão úmido, com período chuvoso entre outubro a maio. A precipitação varia de 884 mm/ano a 1.069,30 mm/ano, ocorrendo com maior intensidade no sul da bacia e na faixa central. As taxas de precipitações menores ocorrem no leste da bacia, limitado com o oeste do estado da Bahia (OLIVEIRA et al., 2022).

O uso e ocupação do solo (Figura 3 C) da alta bacia predominam-se as grandes áreas cobertas por pastagens e lavouras, além de adensamentos urbanos, solos expostos e exploração mineral (Oliveira et al., 2022). O alto curso da bacia situa-se na região de domínio morfoclimático do cerrado, apresenta flora diversificada em fitofisionomias, controlada pelo relevo, clima, aspectos químicos e físicos do solo (Ab´Saber, 1977). Na área, encontram-se formações savânicas, cerrado ralo, formações campestres, extensas áreas de mata seca e resquícios de campo rupestre (Ribeiro e Walter, 2008).

A área de estudo integra várias feições geomorfológicas (Figura 3 D) se caracteriza por patamares inferiores ou terras baixas, representadas por planícies e vales fluviais que se abrem em encostas convexo-côncavas sob cobertura argilosa, terraços e faixas aluviais, onde situam os

carbonatos controlados pelo nível de base do rio principal, com cotas topográficas variando entre 487 a 701 metros em relação ao nível do mar. Incide também nesta faixa de terra as áreas cársticas, formadas em compartimentos suspensos de carbonatos com presença de cavernas, dolinas e sumidouros (Hussain & Uagoda, 2021). Acima desta compartimentalização, encontra-se o patamar intermediário (Figura 3 D), onde situam os depósitos de Colúviu-eluviais arenosos, com cotas topográficas a partir de 701 a 915 metros, compartimento de cânions formado como resultado do colapso de caverna, organizados a partir da sedimentação das escarpas e do Front da Serra Geral (Hussain et al., 2020; Ferreira et al., 2022). A parte mais elevada compõe as terras altas de patamares superiores (Figura 3 D), situam entre as cotas topográficas 915 a 1.022 metros, formados pelas Coberturas Detriticas com Concreções Ferruginosas e pela Formação Urucuia, posição topográfica onde situam a nascente dos diversos rios e riachos que drenam a bacia, tais como Corrente, Vermelho e Buritis, Bezerra, Piracanjuba, Rizada, Chumbada e Ventura (HUSSAIN & UAGODA, 2021; CALDEIRA et al., 2021).

A hipsometria da área apresenta características irregulares, com variações altimétricas abruptas e significativa (Figura 3 E). Circundada pelo divisor topográfico da Serra Geral, limite territorial entre os estados de Goiás, Bahia e Minas Gerais, onde se localiza a nascente do Rio Corrente. As áreas com superfície entalhada, visualizadas através do mapa de declividade (Figura 3 F), ocorrem em função da densidade hidrográfica, densidade de drenagem e pela organização das vertentes do Rio Corrente e seus tributários. O relevo movimentado pode ser observado através de elevações abruptas, demonstrando os morros, chapadas, vales cegos e colinas (Figura 1). A amplitude altimétrica é de 535 m de variação, observado nas partes mais baixas com 487 m e nas partes mais elevadas, com 1022m, locais onde situam os divisores de água, na Serra Geral de Goiás. Mesmo apresentando relevo movimentado, a maior parte da área estudada está caracterizada por declividade plana e suave ondulada (OLIVEIRA et al., 2022).

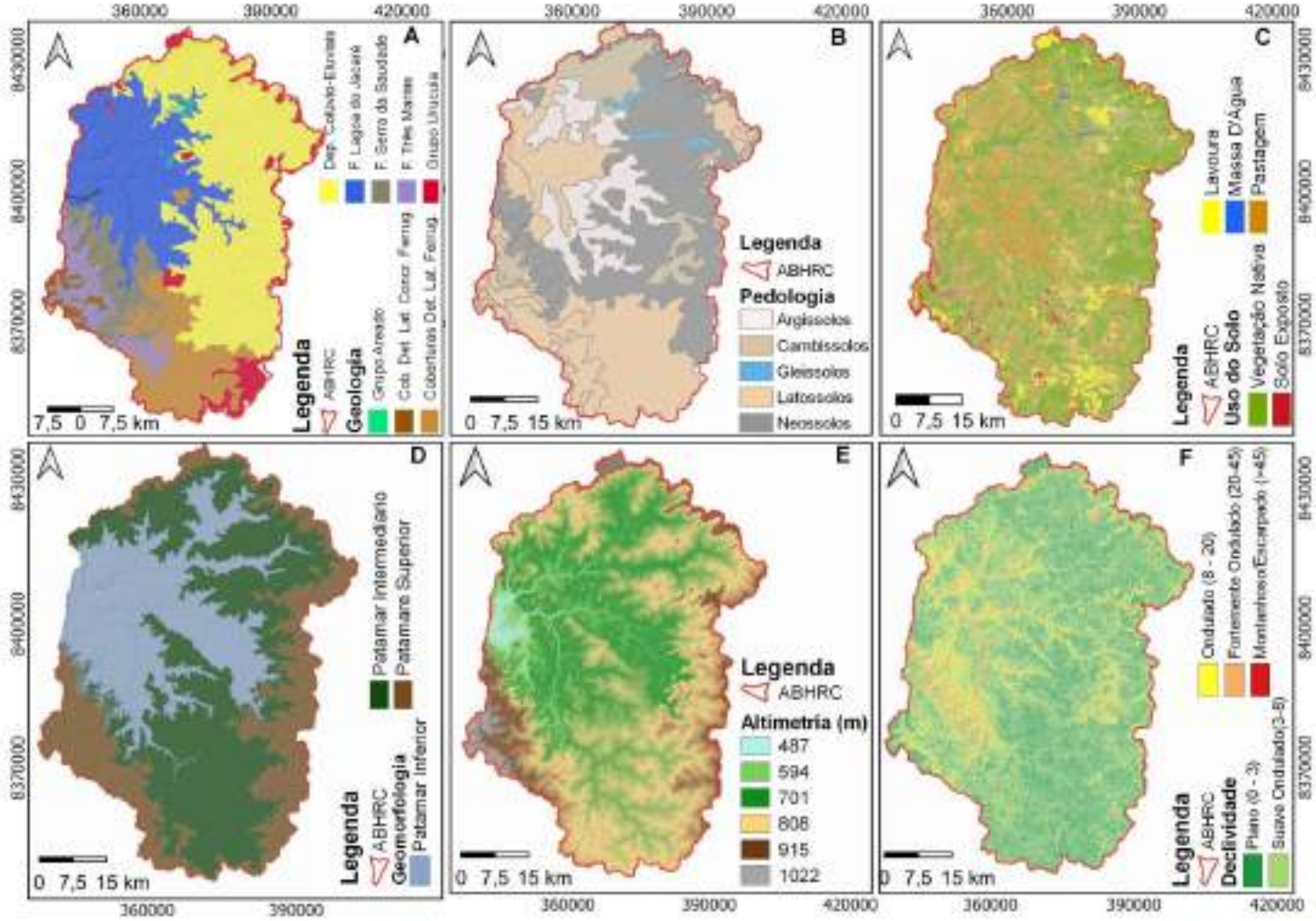


Figura 3: (**A**) Mapa geológico. (**B**) Mapa pedológico. (**C**) Mapa de uso e ocupação do Solo. (**D**) Mapa Geomorfológico; (**E**) Mapa hipsométrico e (**F**) Mapa de declividade.

Procedimentos Metodológicos

O processamento dos dados e elaboração dos layouts finais, foram confeccionados a partir dos softwares QGis 3.16.5 e ArcGis 10.5. A delimitação da bacia e extração da rede de drenagem ocorreu através do algoritmo ODR_HIDRO, proposto por Oliveira et al., (2020), acessado via plataforma Python do QGIS 2.18.19 que processou os dados do satélite ALOS PALSAR com resolução de 12,5 metros para delimitação da bacia e extração da rede de drenagem e elementos geomorfométricos.

Os mapas do meio físico (geologia, pedologia e sistemas de aquíferos) foram compilados a partir dos dados baixados do Sistema Estadual de Geoinformação do estado de Goiás (SIEG) e do Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Os dados referentes aos poços tubulares também foram adquiridos junto a estes órgãos. Referente à elaboração do mapa de uso e ocupação do solo, utilizaram-se imagens de satélites do sensor CBERS 4A, cenas 131 e 132 da Câmera Multiespectral e Pancromática de Ampla Varredura (WPM), adquiridas gratuitamente pelo catálogo do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), e correspondem ao dia 24 de agosto de 2020.

As imagens da câmera WPM possuem cinco bandas, quatro das quais são multiespectrais, com resolução espacial de oito metros, e uma banda Pancromática de dois metros de resolução. As imagens foram agrupadas e fusionadas para extrair ao máximo da sua representação espacial, chegando a 2 m de resolução. Após a fusão das duas cenas, aplicou-se a classificação supervisionada com o classificador MAXVER (*Maximum Likelihood Classification*) e a partir desta classificação foram obtidas seis classes de uso e ocupação, representadas por: vegetação nativa, solo exposto, lavoura, pastagem e massa de água.

Os mapas referentes à espessura, textura, estrutura do solo que compõem a base do mapa do subfator (*Os*), assim como os mapas das espessuras das camadas litológicas, mapa representativo do índice de fraturamento das camadas litológicas que compõem o subfator (*Ol*), o mapa final do fator (*O*), bem como os demais procedimentos metodológicos, foram executados de acordo com a metodologia COP, proposta por VÍAS et al., (2002).

RESULTADOS E DISCUSSÃO

A análise do fator (*O*) camadas sobrepostas, demonstra a proteção dada pelas camadas que sobrepõem o aquífero, seja solo, rocha não cárstica ou mesmo a rocha cárstica não saturada. Esta proteção fornecida ao aquífero ocorre em função das propriedades físicas. São consideradas as propriedades de textura e espessura do solo, além da granulometria/composição e fraturamento das rochas (*ly*) bem como a espessura (m) dessas camadas. A análise deste fator requer também as

características de confinamento do aquífero (*cn*). A composição de todos os dados acima elencados resulta na elaboração do mapa final do fator *O* (ZWAHLEN, 2004; VÍAS et al., 2010; RIBEIRO & ZORN, 2021).

Para caracterização do Fator (*O*) dois subfatores são considerados; o subfator solo (*Os*) e o subfator litologia (*Ol*) da zona não saturada. Deste modo, para avaliação do subfator (*Os*) parâmetros como textura e espessura são utilizados (NOSSA et al., 2012; SOUZA et al., 2020; RIBEIRO & ZORN, 2021).

Subfator Solos (Os)

Diferentemente dos solos europeus onde o método foi proposto, os solos tropicais brasileiros apresentam propriedades diferentes, ou seja, as características morfológicas dos solos tropicais podem apresentar solos estruturados ou não estruturados. Nos solos, as partículas individuais constituídas por areia, silte e argila estão ligadas umas às outras pela ação de agentes cimentantes e por forças de coesão e adesão (Lepsch, 2021). Este arranjo se estabelece pela ligação das partículas primárias do solo entre si, por substâncias encontradas no solo, como matéria orgânica, óxidos de ferro e alumínio, carbonatos e sílica etc. (CASTRO et al., 2019).

A estrutura do solo que é uma característica preponderante para a atenuação natural do aquífero, desenvolve função importante para determinar a susceptibilidade ao movimento da água, tendo em vista a dimensão do espaço ou os interstícios existentes entre os grãos, suprimento de nutrientes, taxa de infiltração, retenção de água no solo, grau de aeração, resistência à erosão, bem como o equilíbrio favorável para o desenvolvimento radicular das plantas (LEPSCH, 2021).

Vías et al., (2002) na implementação do método COP propõem que o subfator (*Os*) seja encontrado pelo cruzamento das informações referentes a classe textural e a espessura do solo (Tabelas 1 e 2), porém nesta pesquisa, introduziu-se uma caraterística a mais na análise do solo (Quadro 2), visto a diferenciação dos aspectos morfológicos dos solos (Figura 4) em ambiente tropical, local onde situa a área de estudo, pois os solos tropicais podem apresentar estrutura ou não, refletindo diretamente no resultado final.

Tabela 1: Textura do Solo

Percentual	Classe
> 30% de argila	Argiloso
> 70% de silte	Siltoso
> 70% de areia e ≤ 15% de argila	Arenoso
Outros Valores	Argilo-Arenoso

Fonte: Adaptado de Vías et al., (2002).

Tabela 2: Espessura do Solo

Espessura	Argiloso	Siltoso	Argilo-arenoso	Arenoso
	Peso			
> 1,0m	5	4	3	2
0,5 – 1m	4	3	2	1
< 0,5m	3	2	1	0*

*: também onde há ausência de solo.
Fonte: Adaptado de Vías et al., (2002).



Figura 4: Diferentes classes de solos encontrados na área de estudo.
Fonte. Rogerio Uagoda

Os solos (Figura 4 e 5) da área de estudo foram compilados a partir dos dados obtidos junto ao Sistema Estadual de Geoinformação de Goiás (SIEG). O refinamento e a melhor redistribuição das classes de solos foram produzidos com base nas camadas geológicas da área estudada. O peso para camada estrutura foi efetuado observando o material de origem da formação de cada classe de solo (Quadro 2).

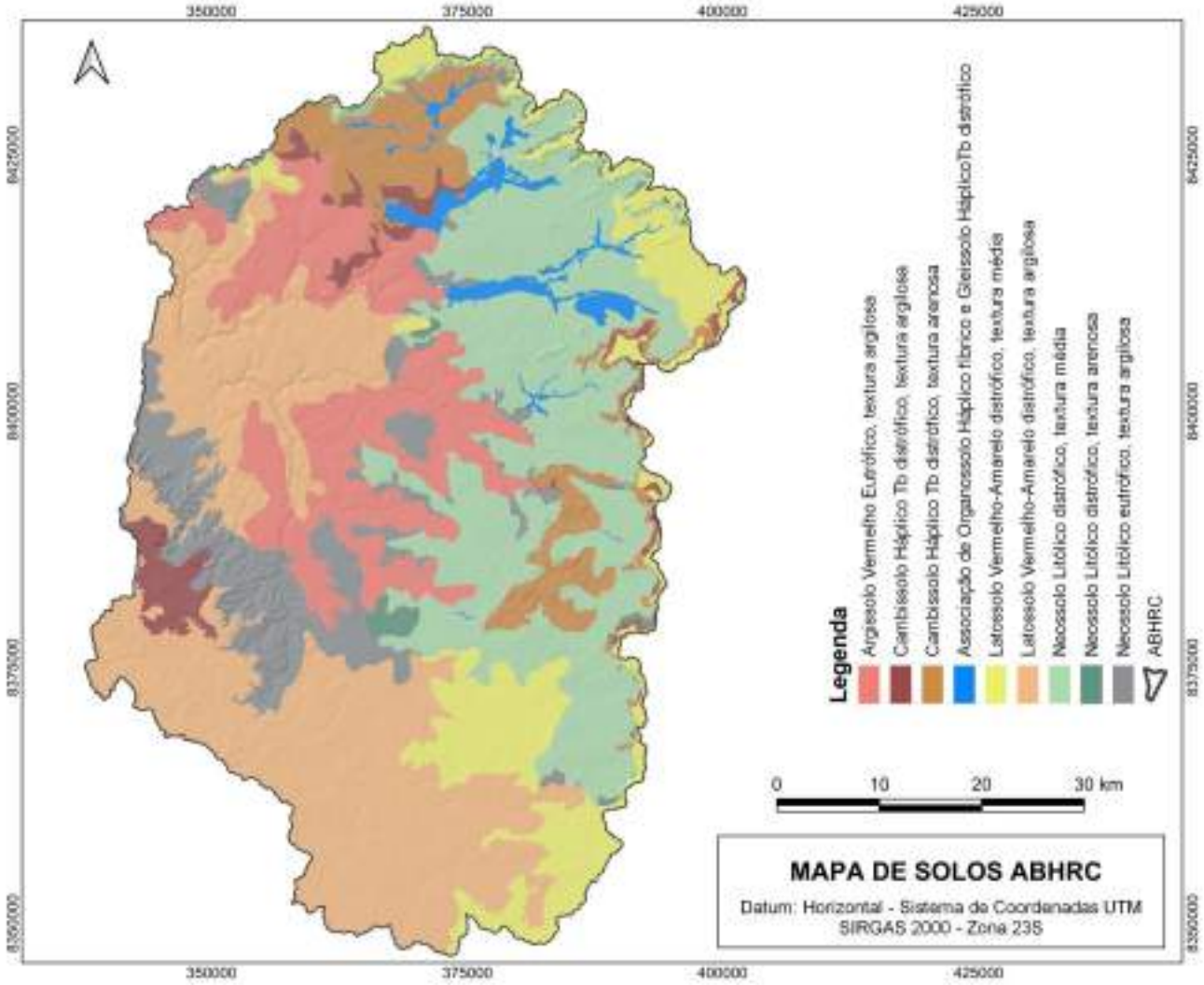


Figura 5: Mapa de Solos da ABHRC com refinamento baseado na camada geológica.

Quadro 2 - Classes de Solos encontrados na ABHRC com respectivo peso para a estrutura de cada classe

Tipo de Solo	Formação Geológica	Material de Origem	Textura				Espessura (m)	Peso	Observações
			Argiloso	Siltoso	Argilo-arenoso	Arenoso			
Argissolo	Grupo Bambuí – Fm. Lagoa do Jacaré	Calcarenito, Siltito (marga)	X				> 1	3,5	Apesar de muito estruturado nos horizontes A e B, o perfil tem um horizonte C argiloso espesso.
Associação de Organossolo Háplico fíbrico e Gleissolo HáplicoTb distrófico	Depósitos colúvio-eluviais	Depósitos de areia, Depósitos de cascalho, Depósitos de argila	X				> 0,5 < 1	4	Neste caso a ampla presença de matéria orgânica sobressai sobre os aspectos texturais e estruturais.
Cambissolo Háplico Tb distrófico, textura arenosa	Depósitos colúvio-eluviais	Depósitos de areia, cascalho, e argila				X	> 1	2,5	Estes Cambissolos sempre têm horizontes argilosos, mesmo que no saprófito e isso amplia um pouco sua capacidade de proteção.
Cambissolo Háplico Tb distrófico, textura argilosa	Grupo Bambuí – Fm. Três Marias	Arcóseo (argilito, Siltito)	X				> 1	3,5	O Horizonte C destes perfis de Cambissolo é espesso e de textura argilo-siltosa. Isso amplia sua capacidade de atenuação de cargas contaminantes.
Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico, textura média	Grupo Urucuia	Conglomerado, arenito conglomerático, pelito, arenito		X			> 1	3,5	Apesar de ser Latossolos, não tem muita estrutura, pois o conteúdo de finos é da ordem de 20%.
Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico, textura argilosa	Grupo Bambuí – Fm. Três Marias	Laterita, depósitos de areia (arcóseo, argilito, siltito)	X				> 1	4,5	Latossolos da região sempre estrutura grumosa que tem grande microporosidade, responsável pelo aumento da capacidade de atenuação.
Neossolo Litólico distrófico, textura média	Urucuia	Arenito		X			< 0,5	2	Só grãos simples sem argila ou estruturação.
Neossolo Litólico eutrófico, textura argilosa	Grupo Bambuí - Fm. Serra da Saudade	Calcarenito, Siltito e Marga	X				< 0,5	3	Presença de horizonte C espesso e argiloso (O C pode chegar a vários metros, como observado nos perfis de poços).
Neossolo Litólico distrófico, textura arenosa	Grupo Urucuia	Conglomerado, Arenito conglomerático, Pelito, Arenito			X		> 1	2	Só grãos simples sem argila ou estruturação.

A textura e espessura do solo da área estudada foram atribuídas conforme observado nas Tabelas 1 e 2. Para determinar a espessura de cada classe de solo, considerou-se o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos – SiBCS - 5º edição que caracteriza a estrutura dos solos em três principais: Tipo: laminar, prismática, colunar, blocos angulares, blocos subangulares, granular; Tamanho: muito pequena, pequena, média, grande muito grande; Grau de desenvolvimento: solta, fraca, moderada e forte (EMBRAPA, 2018). O cruzamento das três informações; textura e espessura (Figura 6 A) e estrutura (Figura 6 B), originou-se o mapa do subfator *Os* (Figura 6 C).

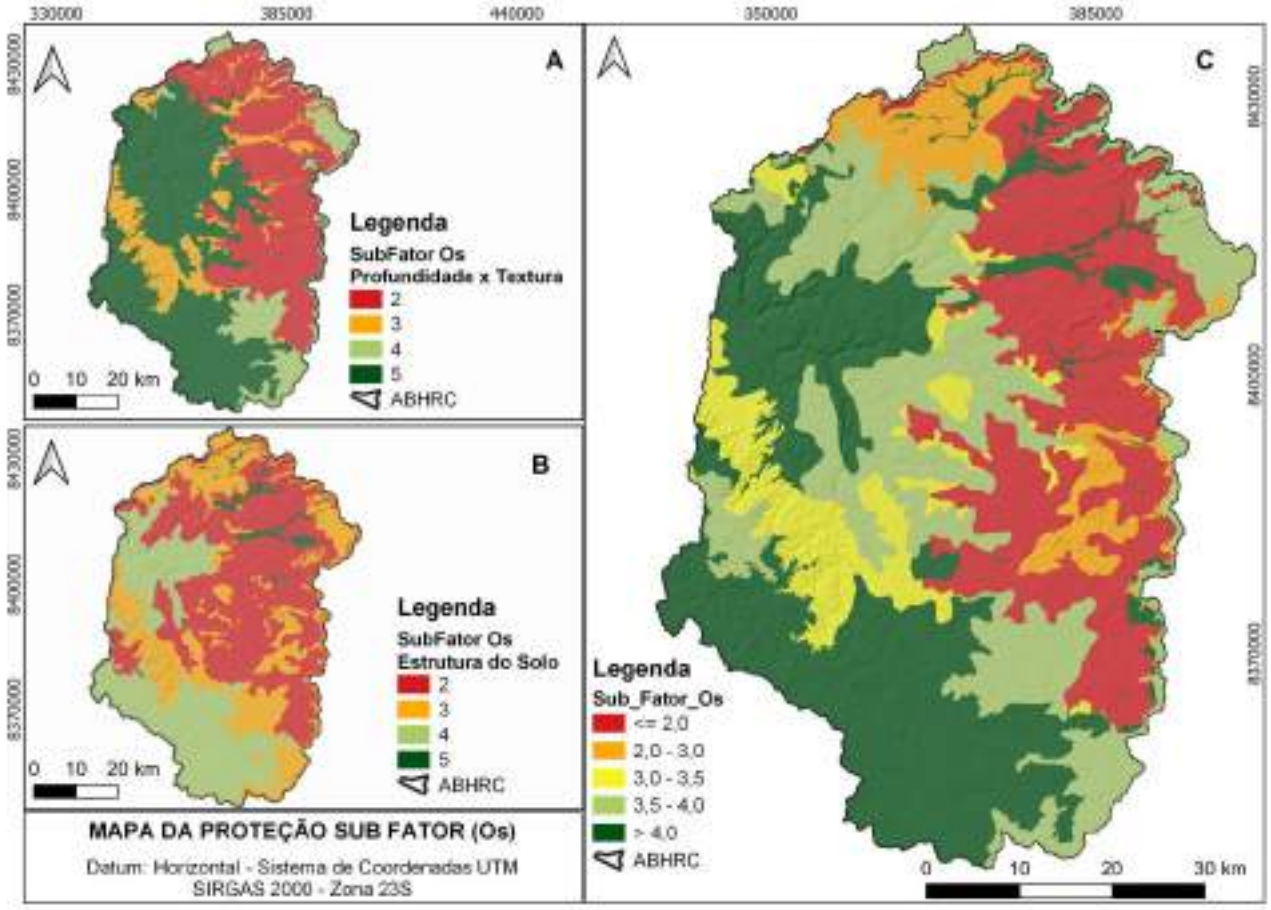


Figura 6: (A) Mapa da textura e espessura do solo. (B) Mapa da estrutura do solo. (C) Mapa Final do Subfator *Os*.

Subfator Litologia (Ol)

O subfator (*Ol*) reflete a capacidade de atenuação oferecida por cada camada da zona não saturada. Em localidades de solos rasos ou com ausência de solos, esta camada é a principal proteção da água subterrânea. A determinação do subfator (*Ol*) requer inicialmente que seja determinada a espessura (profundidade) das camadas litológicas e o fraturamento (*ly*) destas camadas litológicas ao nível freático (Leyland, 2008).

Para determinar a espessura das camadas litológicas na poligonal estudada, utilizou-se como fonte de dados os poços tubulares profundos, espacializados dentro da área de estudo. Os arquivos *shapefile* destes poços foram encontrados nas bases governamentais (Secretaria de Meio Ambiente, SIEG, CPRM). De posse das coordenadas geográfica e a profundidade de cada um, interpolou-se a profundida do nível freático da área de interesse.

Da mesma forma, a superficie topográfica altimétrica real, foi estabelecida tendo por base o MDE Alos Palsar com resolução de 12,5m. Deste modo, a diferença encontrada pela sobreposição dos dois raster estabelecidos para poligonal de estudo, permitiu a geração de um raster (MDE) intermediario (Figura 7 A) com a espessura em metros das camadas em qualquer parte da ABHRC.

Os enquadramentos das camadas litológicas foram feitos de acordo com a geologia da área estudada. O material de origem da rocha permitiu enquadrar e correlacionar as camadas litológicas da área de estudo com a metodologia proposto no método COP (Tabela 3), bem como a distribuição do índice para cada camada (Tabela 4) proposto por Vías et al., (2002.

Tabela 3: Representação do enquadramento litológico e peso de cada camada indicado no método COP

Litologia e Fraturamento	Valor
Argilas	1500
Siltes	1200
Margas e metapelitos não fissurados e rochas ígneas	1000
Calcários de marga	500
Metapelitos e rochas ígneas	400
Conglomerados cimentados ou não fissurados e brechas	100
Arenitos	60
Conglomerados e brechas pouco cimentadas ou fissuradas	40
Areias e cascalhos	10
Basaltos permeáveis	5
Rochas carbonatadas fissuradas	3
Rochas cársticas	1

Fonte: Vías et al., (2002).

Tabela 4: Representação dos índices e pesos das camadas indicado no método COP

Índice da camada	Valor
0 – 250	1
250 - 1000	2
1000 - 2500	3
2500 - 10000	4
> 10000	5

Fonte: Vías et al., (2002).

Para área estudada, o enquadramento litológico com os respectivos pesos (Quadro 3), foram atribuídos e correlacionados conforme proposto por Vías et al., (2002). Os valores representativos da espessura das camadas litológica (Figura 7 A) foram obtidos através da média de três pontos aleatórios espacializados dentro de cada camada. Os valores encontrados foram correlacionados de acordo com índice indicado a cada camada (Figura 7 B) e multiplicado pela situação de confinamento (*cn*) em que o aquífero se encontra (Quadro 3). O resultado final desta junção de dados foi materializado através da álgebra de mapas, finalizado com a representação do mapa final da proteção oferecida ao aquífero pelo subfator *Ol* (Figura 7 C).

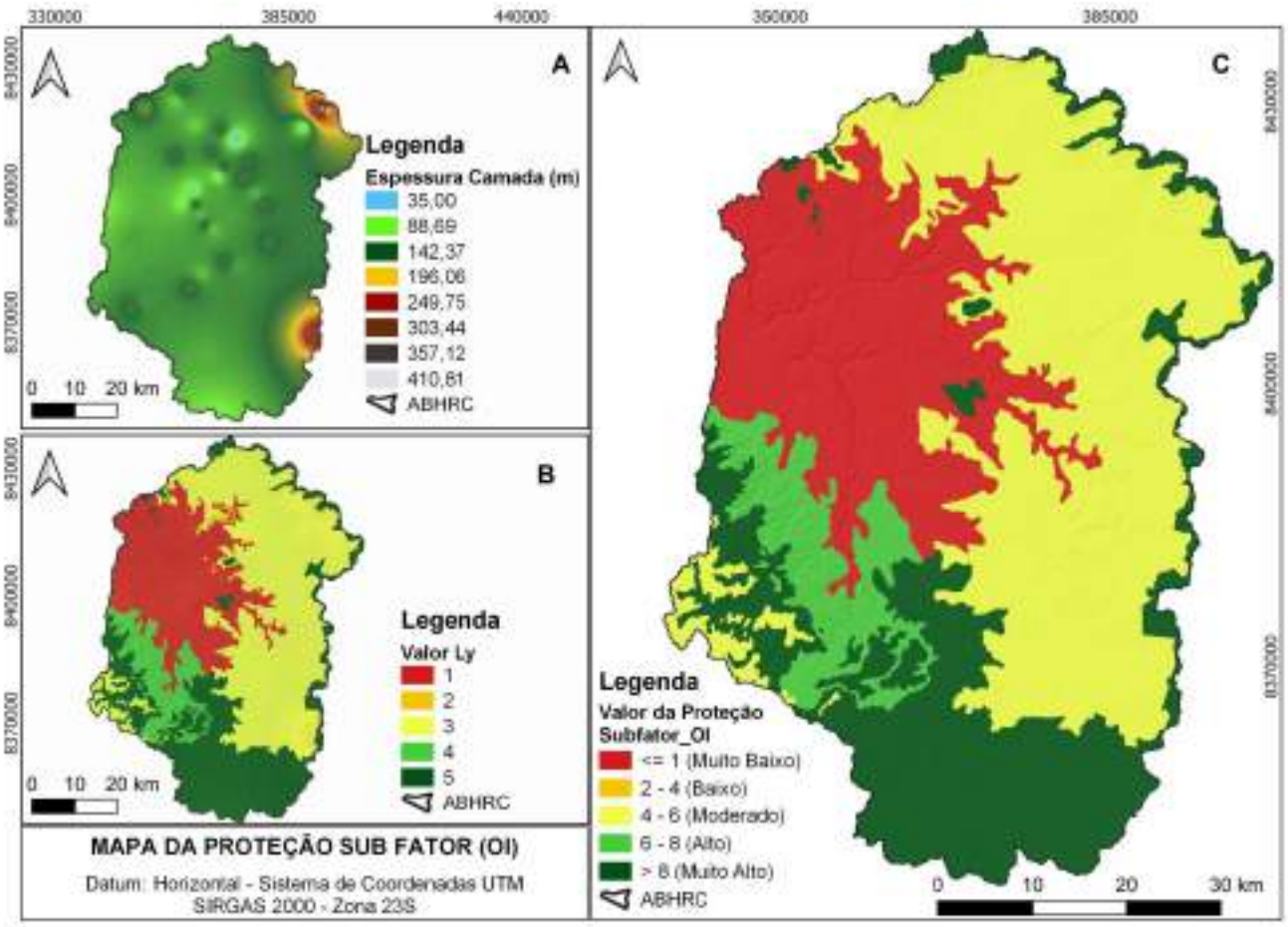


Figura 7: (A) Mapa representativo da espessura das camadas litológicas. (B) Mapa representativo do índice de fraturação das camadas litológicas. (C) Mapa Final da proteção oferecida a ABHRC pelo Subfator *Ol*.

Quadro 3 - Litologia, Enquadramento Litológico, Profundidade e Espessura da Camada com os com respectivos pesos para as estruturas de cada classes no estudo da ABHRC

Litologia	Descrição Litológica	Enquadramento Litológico (COP)	Peso (*Ly*)	Profundidade Espessura Camada (m)	Índice Camada	Valor (*Ly*)	Confina Mento (*Cn*)	Sub fator (*Ol*)
Coberturas detrito-lateríticas com concreções ferruginosas	Laterita, Depósitos de areia e Depósitos de cascalho	Areia e cascalho	10	(125+147+142) / 3= 138m	1.380 1000 - 2500	3	2	6
Coberturas detrito-lateríticas ferruginosas	Depósitos de silte e Depósitos de argila	Argilas	1500	(170+145+90) / 3= 135m	202.500 >10000	5	2	10
Depósitos colúvio-eluviais	Depósitos de areia e Depósitos de cascalho	Areia e cascalho	10	(350+130+80) / 3= 186m	1.860 1000 - 2500	3	2	6
Grupo Urucuia	Conglomerado, Arenito conglomerático, Pelítico e Arenito	Arenito	60	(390+160+205) / 3= 203m	12.180 >10000	5	2	10
Grupo Areado	Folhelho, Arenito, Conglomerado e Siltito	Rochas Carbonáticas e Fissuradas	3	(125+91+130) / 3= 115m	345 250 - 1000	2	1	2
Grupo Bambuí - Formação Três Marias	Argilito e Siltito	Silte	1200	(150+130+115) / 3= 131m	157.200 >10000	5	2	10
Grupo Bambuí - Subgrupo Paraopebá - Formação Serra da Saudade	Pelítico e Arenito	Brechas e Conglomerados pouco fissurados	40	(130+90+145) / 3= 122m	4.880 2500 - 10000	4	2	8
Grupo Bambuí - Formação Lagoa do Jacaré	Calcarenito, Siltito e Marga	Rocha Cárstica	1	(160+40+100) / 3= 100m	100 0 - 250	1	1	1

Fonte: Adaptado de Vías et al., (2002).

Cálculo final do Fator O (Camadas Sobrepostas)

Para determinar o valor final do fator (*O*) fundamentalmente é preciso conhecer o tipo do solo, textura, espessura e estrutura dos solos da área de estudo, como demonstrado no (Quadro 2) e na (Figura 3). Requer também que seja conhecido o tipo de rocha das camadas litológicas, o grau de fraturamento (*ly*), a espessuara de cada camada (m) e as condições de confinamento (*cn*) em que o aquifero se encontra (Quadro 3).

O conhecimento prévio destas informações permite efetuar o cálculo e a representação cartográfica dos subftores (*Os*) referente ao solo e (*Ol*) referente à litólogia, representada pelas figuras 3 (C) e 4 (C) respectivamente. A soma entre estes dois subfatores, conforme demonstrado através das figuras 8 (A) e 8 (B) possibilita calcular e representar espacialmente o valor da proteção oferecida ao ambiente cárstico, como demosntrado na figura 8 C.

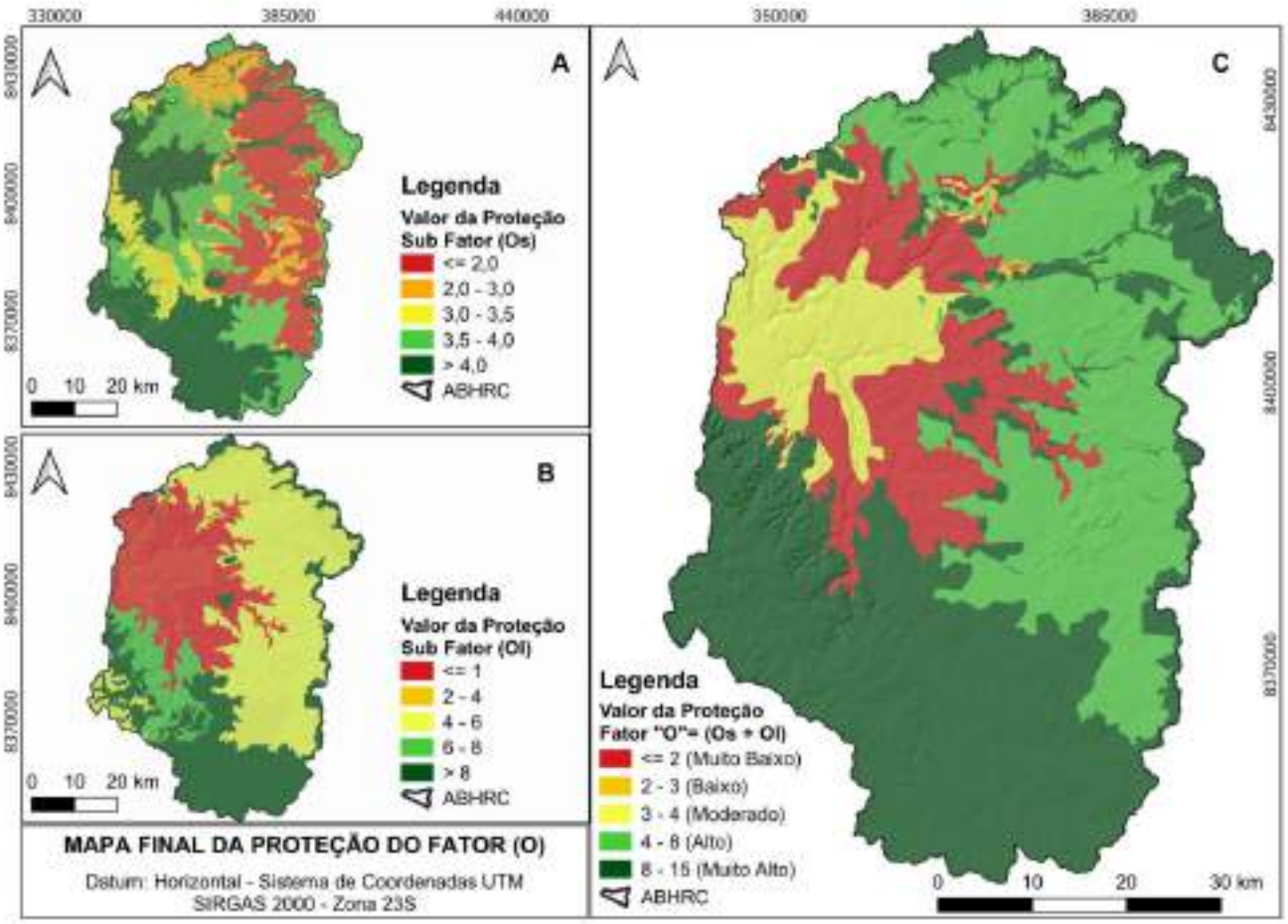


Figura 8: (A) Mapa representativo do subfator *Os*. (B) Mapa representativo do subfator *Ol*. (C) Mapa Final da proteção oferecida a ABHRC pelo Fator *O*.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O mapa final das camadas de proteção (Fator *O*) constitui no parâmetro mais importante para a pesquisa, assim como também constitui o fator solo, como sendo a estrutura mais relevante e que oferece maior proteção para os ambientes cársticos, sobretudo para aqueles localizados em solos tropicais. Conforme proposto no método COP, o mapa final do fator (*O*) se subdivide em 5 classes de proteção oferecida ao ambiente cárstico, cujo objetivo é indicar os locais onde a proteção do ambiente se comporta de forma diferente. Cada índice desta subdivisão de classe demonstra a capacidade de atenuação do ambiente natural, ou seja, indica os locais onde os possíveis contaminantes em seu percurso/caminho, terão que contornar a proteção oferecida ao ambiente até chegar ao alvo (aquifero).

De acordo com as caracteristicas químicas e físicas de cada tipo de solo, o ambiente cárstico recebe uma proteção diferente, onde os solos que apresentam textura granulométrica mais fina, espessuras maiores e estruturados, no caso dos solos tropicais, porporcionam uma melhor proteção ao ambiente. Esta razão é inversamente proporcional, se as características dos solos comportarem de forma diferente, a proteção do aquifero está seriamente comprometida.

De acordo com a espacialização geográfica dos solos, observando o quadro 2 e a figura 5, tem se nos solos argilosos e principlamente aqueles que apresentam estruturados, uma melhor pontuação, consequentemente, são os tipos de solos que mais oferecem proteção ao aquifero, como demonstrado na figura 8 C. Na área de estudo, esta proteção também é observado para a associação dos Organossolos Háplicos com os gleissolos Háplicos

Esta configuração de classe do subfator (*Os*) poderia ser o resultado final para a determinação do fator de proteção (Fator *O*) das camadas sobrepostas do aquifero. Entretanto, como previsto no método COP, o resultado do subfator (*Os*) deve ser somado ao resultado do mapeamento das camadas litológicas que representa o subfator (*Ol*).

A adição dos subfatores (*Os*) mais (*Ol*), como observado nas figuras 8 A e 8 B, resultou no mapa final das camadas sobrepostas, também conhecida como camadas de proteção (Fator *O*) do ambiente cárstico (Figura 8 C) do alto curso da bacia do Rio Corrente. As classes de proteção oferecidas pelos subfatores (*Os*) e (*Ol*) do aquifero, estão distribuídas e espacializadas das seguintes formas.

O indice de proteção muito baixo (< = 2) situa na faixa central da bacia; o índice de proteção baixo (2 – 3) apareceu em pequenas manchas na região centro norte da área; o índice de proteção moderada (3 – 4) foi encontrado desde a faixa central até a faixa oeste da área estudada. Destarte-

se que tanto o índice de proteção muito baixo e o índice moderado, sua espacialização geográfica coincide com a região onde a bacia sofre com processos de carstificações mais intensas. O índice de proteção alta (4 – 8) é a classe mais representativa da bacia, situa na faixa leste da poligonal estudada, onde o carste é fissurado, onde predominam os depositos coluvio eluviais e os neossolos Litólicos de textura média. Por último, o índice de proteção muito alto (8 – 15) é evidenciado em maior quantidade na parte sul da bacia e em pequenas porções em outras regiões da área. Além de situar em região onde o processo de carstificação é controlado pela geologia da área, é nesta região que predomina os Latossolos de textura média e argilosa, solos estes que receberam pesos maiores para a classe de estrutura.

O incremento e adaptação da estrutura dos solos na metodologia COP, foi capaz de identificar com maior precisão os índices de proteção para o ambiente cárstico, onde supostamente à metodologia original não conseguiria determinar índices confiaveis, visto que o método original não leva em consideração a estrutura dos solos tropicais. Deste modo, além de identificar a ineficiência e inconsistência do método COP, quando aplicado de forma automatica no carste de solos tropicais, verifica-se que a adaptaçao sugerida neste estudo demostrou que sua aplicação foi bastante satisfatória na determinação do fator (*O*), principalmente por abordar diferentes faixas de espessura e estrutura do solo, parâmetros crucias para diferenciar o carste mediterrâneo europeu do o carste tropical brasileiro.

REFERÊNCIAS

AB'SABER, A.N. 1977. Os domínios morfoclimáticos da América do Sul. Primeira Aproximação. São Paulo: **Instituto de Geografia – USP**.

CALDEIRA, D., UAGODA, R., NOGUEIRA, A. M., GARNIER, J., SAWAKUCHI, A. O., & HUSSAIN, Y. (2021). *Late Quaternary episodes of clastic sediment deposition in the Tarimba Cave, Central Brazil*. ***Quaternary International***, *580*, 22-37. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.01.012.

CAMPOS, J.E.G., DARDENNE, M.A. 1997. Estratigrafia e sedimentação da Bacia Sanfranciscana: uma revisão. **Revista Brasileira de Geociências**, 27(3), 269-282.

DARDENNE, M.A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. 30◦ **Cong. Bras. Geol., Sao Paulo, SP**, 2, 568-610.

EMBRAPA. S.B.C.S. 2013. Sistema brasileiro de classificação de solos. **Centro Nacional de Pesquisa de Solos**: Rio de Janeiro.

FERREIRA, C. F., HUSSAIN, Y., & UAGODA, R. (2022). *A semi-automatic approach for doline mapping in Brazilian covered karst: the way forward to vulnerability assessment*. ***Acta Carsologica,*** *51*(1), 19-31. https://doi.org/10.3986/ac.v51i1.10011.

FORD, D.C., WILLIAMS, P.W. (2007). Karst Hydrology and Geomorphology. **John Wiley and Sons Ltd**.

GOLDSCHEIDER, N., CHEN, Z., AULER, A. S., BAKALOWICZ, M., BRODA, S., DREW, D., & VENI, G. (2020). *Global distribution of carbonate rocks and karst water resources.* ***Hydrogeology Journal***, 28(5), 1661-1677. https://doi.org/10.1007/s10040-020-02139-5.

GOYAL, D., HARITASH, A. K., & SINGH, S. K. (2021). *A comprehensive review of groundwater vulnerability assessment using index-based, modelling, and coupling methods.* ***Journal of Environmental Management***, 296, 113161. https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2021.113161.

HUSSAIN, Y., & UAGODA, R. (2021). *GIS-based relief compartment mapping of fluvio-karst landscape in central Brazilian highlands.* ***International Journal of Economic and Environmental Geology***, *10*. https://doi.org/10.46660/ijeeg.Vol11.Iss4.2020.518.

HUSSAIN, Y., UAGODA, R., BORGES, W., NUNES, J., HAMZA, O., CONDORI, C., & CÁRDENAS-SOTO, M. (2020). *The potential use of geophysical methods to identify cavities, sinkholes and pathways for water infiltration*. ***Water***, *12* (8), 2289. https://doi.org/10.3390/w12082289.

KHAZAA'LAH., M., TALOZI, S., & HAMDAN, I. (2022). *Assessment of groundwater vulnerability using GIS-based COP model in the northern governorates of Jordan.* ***Modeling Earth Systems and Environment***, 1-22. https://doi.org/10.1007/s40808-022-01486-4.

LATRUBESSE, E. M., CARVALHO, T. M., & STEVAUX, J. C. (2005). Mapa geomorfológico do Estado de Goiás: Relatório final. Goiânia: GOIÁS (Estado)-**Secretaria de Indústria e Comércio/Superintendência de Geologia e Mineração**.

LEPSCH, I. F. (2021). 19 lições de pedologia. **Oficina de textos**.

LEYLAND, R. C. (2008). *Vulnerability mapping in karst terrains, exemplified in the wider Cradle of Humankind World Heritage Site* (***Doctoral dissertation, University of Pretoria***).

MACHIWAL, D.; JHA, M. K.; SINGH, V. P.; & MOHAN, C. (2018). *Assessment and mapping of groundwater vulnerability to pollution: Current status and challenges*. ***Earth-Science Reviews***, *185*, 901-927. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.08.009.

MARÍN, A.I., RODRÍGUEZ, J.F. M., BARBERÁ, J.A., FERNÁNDEZ-ORTEGA, J., MUDARRA, M., SÁNCHEZ, D., & ANDREO, B. (2021). *Groundwater vulnerability to pollution in karst aquifers, considering key challenges and considerations: application to the Ubrique springs in southern Spain*. ***Hydrogeology Journal***, *29*(1), 379-396. DOI: 10.1007/s10040-020-02279-8

MOGES, S. S., & DINKA, M. O. (2022). *Assessment of groundwater vulnerability mapping methods for sustainable water resource management: An overview*. ***Journal of Water and Land Development***. DOI: *https://doi.org/*10.24425/jwld.2022.140389.

NOSSA, T. C. B., BASTOS LEAL, L. R.; ZUCHI, M. R. AZEVEDO, E.G. Utilização de análises hidroquímicas e da metodologia COP para determinação da vulnerabilidade do aquífero cárstico salitre na região de Irecê-Ba. **XVII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas e XVIII Encontro Nacional de Perfuradores de Poços, Bonito, MS**, 2012.

OLIVEIRA, O. A., RODRIGUES, D.S., CAMPOS, J.E.G., & UAGODA, R. E. S. (2022). Metodologia para Confecção de Mapas Potenciométricos em Aquíferos Cársticos e Físsuro-Cársticos: Estudo de Caso na Alta Bacia do Rio Corrente, Mambaí, GO. **Revista Brasileira de Geografia Física**, 15(05), 2327-2339. DOI: 10.26848/rbgf.v15.5.p2327-2339.

OLIVEIRA, O. A., SOUZA BIAS, E., STEINKE, V.A., SOUSA, R.B., PASSO, D.P., BAPTISTA, G.M.M., PEREIRA FILHO, W. (2020). Análise de técnicas de segmentação para melhoria na obtenção de dados geomorfométricos com base em ferramentas Open Source. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 21(4). DOI: https://doi.org/10.20502/rbg.v21i4.1658

RIBEIRO, D., & ZORN, M. (2021). *SUSTAINABILITY AND Slovenian Karst Landscapes: Evaluation of a Low Karst Plain*. ***Sustainability***, 13(4), 1655. https://doi.org/10.3390/su13041655.

RIBEIRO, J.F., WALTER, B.M.T. 2008. As principais fitofisionomias do bioma Cerrado. In: **Cerrado, ecologia e flora**, 1, 151-212.

SIEG. Sistema Estadual de Geoinformação de Goiás. 2021. Disponível em: http://www.sieg.go.gov.br/. Acesso em: 15 de dezembro de 2021.

SOUZA, R. T. (2020). Vulnerabilidade de aquíferos cársticos com cobertura espessa de solo: metodologia COP-Solo em ambiente tropical úmido. **Tese de Doutoramento**.

TAYER, T. C., VELÁSQUES, L. N. M. (2017). *Assessment of intrinsic vulnerability to the contamination of karst aquifer using the COP method in the Carste Lagoa Santa Environmental Protection Unit, Brazil*. ***Environmental earth sciences***, 76(13), 445. DOI: https://doi.org/10.1007/s12665-017-6760-0.

UHLEIN, A. 1991. Transição cráton-faixa dobrada: exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (ciclo brasiliano) no estado de Minas Gerais: aspectos estratigráficos e estruturais (**Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo**).

UHLEIN, G. J., UHLEIN, A., HALVERSON, G.P., STEVENSON, R., CAXITO, F.A., COX, G.M., CARVALHO, J.F. 2016. *The Carrancas Formation Bambuí Group: a record of pre-Marinoan sedimentation on the southern São Francisco craton, Brazil*. ***Journal of South American Earth Sciences***, 71:1-16. https://doi.org/doi:10.1016/j.jsames.2016.06.009.

VIAS, J. M., ANDREO, B., PERLES, M. J., CARRASCO, F., VADILLO, I., JIMÉNEZ, P. (2002, October). *Preliminary proposal of a method for vulnerability mapping in carbonate aquifers.* ***In Second Nerja Cave Geol Symp Karst and Environmen****t* (pp. 20-23).

VÍAS, J. M.; ANDREO, B., PERLES, M. J., CARRASCO, F., VADILLO, I., & JIMÉNEZ, P. (2006). *Proposed method for groundwater vulnerability mapping in carbonate (karstic) aquifers: the COP method*. ***Hydrogeology Journal***, *14*(6), 912-925. DOI https://doi.org/10.1007/s10040-006-0023-6.

ZWAHLEN F (2004) *Vulnerability and risk mapping for the protection of carbonate (karst) aquifers. EUR 20912.European Commission, Directorate-General XII Science, Research and Development, Brussels* ***Hydrogeology Journal*** 14:912-925.

ZWAHLEN, F. (Ed.). (2003). *Vulnerability and risk mapping for the protection of carbonate (karst) aquifers*. ***Office for Official Publications of the European Communities***.

6 ESTUDO E DETERMINAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO (FATOR P) PELO MÉTODO COP DO ALTO CURSO DA BACIA DO RIO CORRENTE NO NORDESTE GOIANO

ARTIGO 4

ESTUDO E DETERMINAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO (FATOR P) PELO MÉTODO COP DO ALTO CURSO DA BACIA DO RIO CORRENTE NO NORDESTE GOIANO

Olavo Amancio de Oliveira[1], Rogério Elias Soares Uagoda[2]

1. Doutorando no Programa de Pós-Graduação em Geografia. Instituto de Ciências Humanas. Departamento de Geografia, Universidade de Brasília. e-mail: olavotop@gmail.com. ORCID 0000-0003-0304-2700. **2**. Professor Doutor no Instituto de Ciências Humanas. Departamento de Geografia. Universidade de Brasília. e-mail: rogeriouagoda@unb.br. ORCID 0000-0002-9448-1313. *O artigo fará parte da tese de Doutorado do primeiro autor.

RESUMO

Os ambientes cársticos se destacam dos outros ambientes naturais por possuírem natureza única e peculiar. Devido a estas características exclusivas, estes ambientes são naturalmente sensíveis à contaminação, tanto pelo meio antrópico quanto pelo meio natural, o que os tornam vulneráveis devidos suas características intrínsecas. Estas características intrínsecas e suas particularidades, tornaram estes ambientes inacessíveis a determinados tipos de metodologias para o estudo e mapeamento da vulnerabilidade que frequentemente o carste está submetido. Com isso, diversas metodologias foram propostas e adaptadas ao longo dos anos para avaliação da vulnerabilidade do carste em todo o mundo, como é o caso do método COP, utilizado neste trabalho para determinar o fator da precipitação (Fator *P*) do alto curso da bacia hidrográfica do Rio Corrente, localizada no nordeste do Estado de Goiás. Utilizando procedimentos tecnológicos de SIG em ambiente de geoprocessamento e a metodologia COP, em especifico o fator (P), bem como os dados relacionados à precipitação disponibilizado através do site Hidroweb da Agência Nacional das Águas e Saneamento (ANA), tendo por base os dados das estações pluviométricas 1445005 - Coba 1446004; Sítio D'Abadia 1446008; Flor da Serra I 1446010 e PCH Riachão 1, disponibilizados entre os anos de 2015 a 2020, confeccionou o mapa de isoietas da distribuição pluviométrica incidente na área estudada. De posse dos dados da quantidade de chuva (*PQ*) precipitada, juntamente com os dados da distribuição temporal (*PI*) das chuvas ocorridas entre os anos de 2015 a 2020, efetuou-se o cálculo final da precipitação (Fator *P*) da área de estudo. O fator (*P*) indicou que a bacia encontra-se sob os efeitos da vulnerabilidade alta, visto que a proteção oferecida ao sistema cárstico através do fator (*P*) obteve índice 0,6. De acordo com a metodologia COP, o índice encontrado aponta que a redução da proteção oferecida pelo fator (*P*) é alta, indicativo de tendência para o aumento da vulnerabilidade intrínseca do ambiente cárstico pesquisado.
Palavras-chave: Método COP, Fator P, Vulnerabilidade, Ambiente cárstico.

STUDY AND DETERMINATION OF PRECIPITATION (P-FACTOR) BY THE COP METHOD FOR THE UPPER COURSE OF THE CORRENTE RIVER BASIN IN NORTHEAST GOIÁS

ABSTRACT

Karstic environments stand out from other natural environments because of their unique and peculiar nature. Due to these unique characteristics, these environments are naturally sensitive to contamination, both by man and by nature, making them vulnerable due to their intrinsic characteristics. These intrinsic characteristics and their particularities have made these environments inaccessible to certain types of

methodologies for the study and mapping of vulnerability that the karst is often subjected. With this, several methodologies have been proposed and adapted over the years for evaluating the vulnerability of karst around the world, as is the case of the COP method, used in this work to determine the precipitation factor (P factor) of the upper course of the Corrente River watershed, located in the northeast of the State of Goiás. Using GIS technological procedures in a geoprocessing environment and the COP methodology, in specific the factor (P), as well as the data related to precipitation available through the Hidroweb site of the National Agency for Water and Sanitation (ANA), based on data from the rainfall stations 1445005 - Coba 1446004; Sítio D'Abadia 1446008; Flor da Serra I 1446010 and PCH Riachão 1, made available between the years 2015 and 2020, made the isohyets map of the rainfall distribution incident in the studied area. With the data of the amount of rainfall (PQ) precipitated, along with the data of the temporal distribution (PI) of rainfall occurring between the years 2015 to 2020, the final calculation of precipitation (P factor) of the study area was performed. The factor (P) indicated that the basin is under the effects of high vulnerability, since the protection offered to the karst system through the factor (P) obtained an index of 0.6. According to the COP methodology, the index found indicates that the reduction of protection offered by factor (P) is high, indicating a tendency for the intrinsic vulnerability of the karstic environment researched to increase.
Keywords: COP method, P factor, Vulnerability, Karstic environment.

INTRODUÇÃO

Os aquíferos cársticos apresentam particularidades diversificadas que os diferenciam dos aquíferos granulares, possuindo características fortemente anisotrópicas. Além de muito sensíveis, são excessivamente vulneráveis à contaminação devido à sua heterogeneidade, possibilitando grandes variações na permeabilidade, gerando a filtragem deficiente e recarga concentrada (Zwahlen, 2004). Cada ambiente cárstico é único, visto a unicidade de suas próprias características estruturais e heterogêneas (Marín et al., 2021). A alta permeabilidade dos ambientes cársticos está ligada aos condutos cársticos, fraturas, planos de acamamento, além de estarem ladeados por rochas de baixa permeabilidade que propicia o acumulo de grandes reservas de água (ARAGÃO et al., 2020).

Os ambientes cársticos assentados em terrenos carbonáticos despertam grandes interesses econômicos e hidrológicos, dado a qualidade dos solos para a introdução de agricultura e pastagem, dispõem de valiosas reservas de água armazenada no subsolo, constituindo ainda em fonte importante para o turismo, por causa de sua beleza natural (Barbulescu, 2020). Estas características denotam uma grande importância ambiental, principalmente pela especificidade de suas feições geomorfológicas que são produtos da dissolução da rocha carbonática, como por exemplo, as feições de recargas, dolinas e sumidouros (FORD & WILLIAMS, 2007; GOLDSCHEIDER, 2020).

Em detrimento da forte anisotropia e heterogeneidade deste tipo de ambiente, verificar, mapear as áreas e determinar as classes de vulnerabilidade que frequentemente o carste está

submetido, constitui em tarefa muito difícil, entretanto muito importante para gestão de risco e planejamento do território, sendo um instrumento útil e eficaz para a prevenção do processo de contaminação que necessita o emprego da cartografia de vulnerabilidade (Nossa 2012 et al., 2012). Para tanto, a aplicação de metodologias especificas são exigidas para verificar a vulnerabilidade destes ambientes, como é o caso do método COP (MOGES & DINKA 2022).

O COP foi aplicado em países da África, Cuba, China, Espanha, França, Itália e Portugal (Çil et al., 2021; Yogafanny & Legono, 2021; Xu et al., 2020; Barbulescu, 2020; Goyal et al., 2021; Baena-Ruiz & Pulido-Velazquez, 2020) com resultados adequado para o tipo de estudo, especialmente para áreas de baixa pluviosidade. De acordo com Zwahlen (2004) e Leyland (2008) o método COP é apontado como prático e útil para ser aplicado por gestores municipais, podendo ser aplicado como técnica preventiva, quando se trata do uso solo e dos recursos hídricos de forma consciente.

O método COP foi desenvolvido na Espanha por Vías et al., (2002). Os fatores C, O, P foram testados em dois aquíferos carbonatados nas regiões de Líbar, clima semiárido, e Torremolinos, clima subtropical mediterrâneo, localizado no sul da Espanha. O COP resume em três fatores: i - concentração do fluxo (Fator *C*), ii - camadas sobrepostas (Fator *O*) e iii - precipitação (Fator *P*) (Vías et al., 2002). Os fatores de vulnerabilidade se subdividem em vários subfatores (Vías et al., 2002). Para cada fator é gerado um mapa com os dados referentes à vulnerabilidade, estes por sua vez são utilizados no cálculo do índice de vulnerabilidade final (Khazaa'lah et al., 2022). As variáveis utilizadas para entrada nos mapas de subfatores não representam valores físicos reais, mas uma pontuação derivada dessas variáveis (SOUZA, 2020).

Conforme proposição do título do trabalho, o artigo versará apenas em relação ao parâmetro da precipitação, ou, o fator (*P*), deste modo, o objetivo do trabalho é à aplicação dos parâmetros referentes ao fator (*P*), apontados no método COP no alto curso da bacia hidrográfica do Rio Corrente no nordeste do Estado de Goiás.

Fator Precipitação (P)

De acordo com Daly et al., (2002) o método COP se baseia mais nas caraterísticas físicas do aquífero do que na técnica de mapeamento da vulnerabilidade, pois a metodologia considera o meio cárstico específico, que é determinada a partir de fatores chave, como é o caso do fator da precipitação, conhecido no método COP como fator (*P*).

O fator da precipitação é importante para descrever as caraterísticas da entrada de água no sistema (recarga). O fator (*P*), intrinsicamente está atrelado ao transporte de contaminantes para o interior do aquífero, interfere na diluição e atenuação de contaminantes, não se relaciona diretamente com as características intrínsecas do aquífero, por ser um agente externo. Assim sua importância está diretamente ligada à quantidade e intensidade da ocorrência do evento (ŽIVANOVIĆ et al., 2021).

Esse fator abrange tanto a quantidade de precipitação da área, como também fatores que influenciam na taxa de infiltração, como: frequência, distribuição temporal, duração e intensidade de eventos de chuvas extremos (Zwahlen, 2003). Esses fatores definem a forma de atuação da precipitação no transporte de contaminantes da superfície para o aquífero. Quanto maior for a capacidade de transporte de contaminantes, maior será a vulnerabilidade do aquífero (NOSSA et al., 2012; KHAZAA'LAH et al., 2022).

O fator de precipitação (*P*) é avaliado pela soma de dois subfatores, relacionados à quantidade de precipitação (*Pq*) e intensidade temporal da precipitação (*Pi*) das chuvas, (Quadro 1) que interferem na infiltração que ocorre na zona vadosa (Barbulescu, 2020). O escoamento superficial tende a aumentar com o aumento da intensidade, da duração da precipitação e da área coberta por ela (VIAS *et al*., 2002).

O subfator (*Pq*) representa o resultado da quantidade de chuvas e a recarga anual para a vulnerabilidade do aquífero, o que representa à média anual de chuvas das séries históricas dos anos úmidos (Daly et al., 2002; Marín et al., 2021). O fator (*Pi*) por considerar a precipitação média dos anos úmidos, tendo em vista que é neste período que o nível piezométrico está mais próximo da superfície topográfica e o aquífero, nesse momento, é mais vulnerável à contaminação (ZWAHLEN, 2003).

Quando a precipitação gira em torno de 800 mm a 1200 mm, a vulnerabilidade do aquífero à contaminação tende a aumentar, em função do aumento do transporte de potenciais contaminantes para o aquífero, fazendo com que este processo seja mais importante do que o processo de diluição (ZWAHLEN, 2004). Entretanto, com o aumento da precipitação anual, excedendo a 1200 mm, a curva do gráfico tem uma inflexão (Figura 1), evidenciando que o processo de diluição de potenciais contaminantes seja mais significativo do que o transporte destes, consequentemente, a tendência da vulnerabilidade será menor (Ravbar & Goldscheider, 2007). Caso a precipitação seja superior a 1600 mm, a capacidade de proteção do aquífero permanecerá

inalterada, ou seja, a mesma não irá ser modificada, permanecendo de certa forma, constante (ZWAHLEN, 2004; NOSSA et al., 2012).

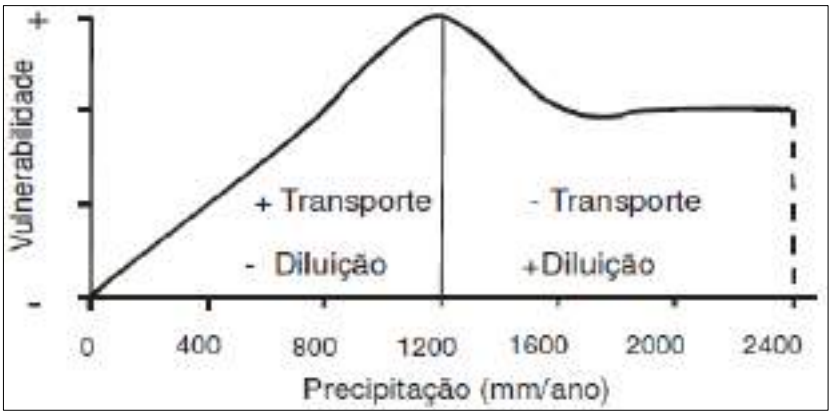


Figura 1: Gráfico informativo da Influência da quantidade de precipitação na vulnerabilidade de aquíferos, de acordo com a Metodologia COP (VÍAS *et al*., 2002; 2006).

MATERIAL E MÉTODOS

Localização da área de estudo

A área estudada é o alto curso da Bacia Hidrográfica do Rio Corrente (ABHRC), tem como limite os estado da Bahia e Minas Gerais (Figura 2). Trata-se de uma sub-bacia da bacia hidrográfica Tocantins/Araguaia, distante 500 km da capital do estado (Goiânia), situada entre as coordenadas UTM N-8437036.72 e E-337995.14 e UTM N-8348008.44 e E-402031.23, meridiano central (-45º), fuso (23), engloba parte do ambiente cárstico conhecido como Sistema Aquífero Bambuí (SAB), localizado na região nordeste do estado de Goiás, compreendido pelos munícipios goiano de Alvorada do Norte, Buritinópolis, Damianópolis, Mambaí, Posse, Simolândia e Sítio D´Abadia (Oliveira et al., 2022). O Aquífero Bambuí da poligonal estudada drena para a região geomorfológica conhecida como Vão do Paranã, é a principal fonte de manutenção hídrica de rios, ribeirões e córregos da região, como os Rios: Corrente e Vermelho. Ribeirões; São Vidal e Extrema. Córregos; Buritis, Piracanjuba, Ventura etc.

Inserida no alto curso da bacia hidrográfica do Rio Corrente, encontra-se a Área de Proteção Ambiental Nascente do Rio Vermelho (APANRV), criada em setembro de 2001 pelo Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade (ICMBio), possui uma área de extensão de 176.324,33 hectares, cuja finalidade da sua criação, é fornecer proteção integral aos recursos hídricos, a paisagem local e ao patrimônio espeleológico além da produção de informações relevantes ao meio físico direcionada a uma região carente de estudos científicos envolvendo os diversos ramos da ciência e as mais variadas linhas de pesquisas.

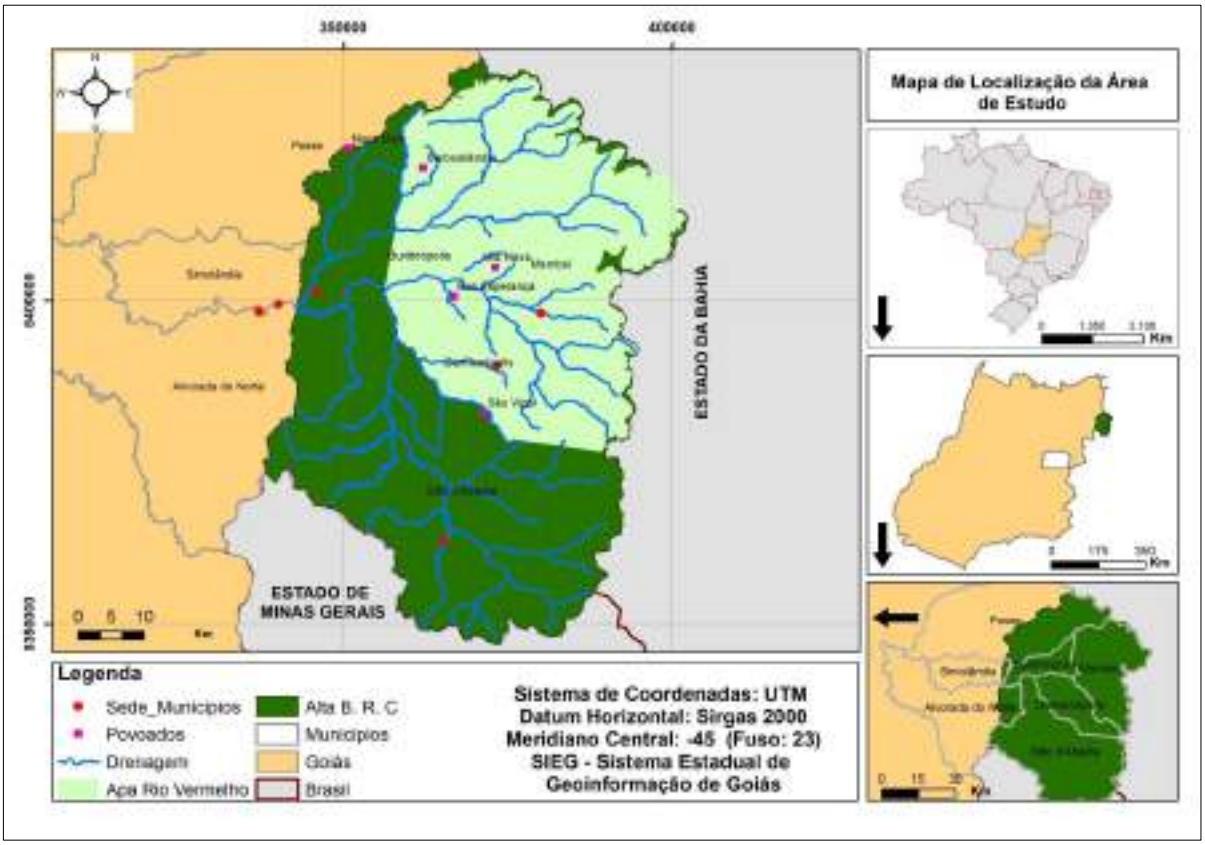


Figura 2: Mapa de localização da área de estudo

A poligonal estudada é constituída por diversos afloramentos rochosos de calcário e cavidades de diversas proporções, sumidouros, dolinas e um relevo ruiniforme, bastante movimentado, ocupam mais de 3.700 km² de extensão superficial (OLIVEIRA et al., 2022). O alto curso da bacia hidrográfica do Rio Corrente situa-se na faixa de contato entre o Cráton São Francisco e a Faixa Brasília, recobertos parcialmente por sedimentos fanerozoicos da Bacia Sanfranciscana (Uhlein, 1991; Uhlein et al., 2016). Na área são observadas as exposições de litofácies dos grupos Bambuí, Áreado e Urucuia, além de coberturas detrito-lateríticas com concreções ferruginosas e depósitos colúvio-eluviais.

Geomorfologicamente o relevo (Figura 3) da área de estudo basicamente de subdivide em patamares de terras baixas de planícies fluviais, onde situam os carbonatos controlados pelo nível de base do rio principal, com cotas topográficas variando entre 487 a 701 metros em relação ao nível do mar. Incide também nesta faixa de terra as áreas cársticas, formadas em compartimentos suspensos de carbonatos com presença de cavernas, dolinas e sumidouros (Hussain & Uagoda, 2021). Acima desta compartimentalização, encontra-se o patamar intermediário, onde situam os depósitos de Colúviu-eluviais arenosos, com cotas topográficas a partir de 701 a 915 metros,

formados a partir da sedimentação das escarpas e do Front da Serra Geral (Hussain et al., 2020). As terras altas de patamares superiores, situam entre as cotas topográficas 915 a 1.022 metros, formados pelas Coberturas Detríticas com Concreções Ferruginosas e pela Formação Urucuia, posição topográfica onde situam a nascente dos diversos rios e riachos sazonais que drenam a bacia, tais como Corrente, Vermelho e Buritis, Bezerra, Piracanjuba, Rizada, Chumbada e Ventura (HUSSAIN & UAGODA, 2021; CALDEIRA et al., 2021).



Figura 3: Imagem geral da área de estudo, no centro morros testemunho ao fundo as bordas e escarpas da Serra Geral.
Fonte. Rogerio Uagoda

Na área pesquisada, predominam cinco classes de solos: Argissolo, Cambissolo, Gleissolo, Latossolo e Neossolo. Os argissolos ocupam o centro da bacia, são formados por material mineral, caracterizados pelo horizonte B textural (Bt), com argila de atividade baixa, ou atividade alta combinada com saturação de bases ou com caráter alumínico (Embrapa, 2013). Os Cambissolos situam na parte norte, leste e oeste da bacia. São solos jovens, composto por materiais minerais, bem drenados, álicos, pouco profundos e que se caracterizam pelo horizonte diagnóstico B

incipiente (Bi). Os Gleissolos da área de estudo, situam-se a parte norte e leste da bacia são solos minerais, hidromórficos, apresentam horizonte glei, com profundidades maiores que 0,50 cm e inferiores a 1,50 m. (Embrapa, 2013).

Os Neossolos ocupam a faixa central da bacia, são constituídos por material mineral ou material orgânico pouco espesso e não apresentam alterações consideráveis em relação ao material originário, devido à baixa atuação dos processos pedogenéticos (Lepsch, 2021). Os Latossolos são encontrados na parte sul e oeste da bacia, são constituídos por material mineral, apresentam horizonte B latossólico (Bw) imediatamente abaixo de qualquer horizonte A. São solos com profundidades maiores que 2 m, com aspecto maciço, são macios quando secos e muito friáveis quando úmidos (Embrapa, 2013). Devido a suas características são susceptíveis a erosão, principalmente quando ocorrem junto a curso de água e nas bordas das chapadas (LEPSCH, 2021).

A região da área estudada possui clima característico de regiões savânicas, representado por inverno seco, ocorre entre os meses de junho a setembro e verão úmido, com período chuvoso entre outubro a maio. A precipitação varia de 884 mm/ano a 1.069,30 mm/ano (Figura 5), a precipitação com maior intensidade ocorre no sul da bacia e na faixa central. As menores taxas de precipitação ocorrem no leste da bacia, limitado com o oeste do estado da Bahia (OLIVEIRA et al., 2022).

O uso e ocupação do solo da área de estudo, como na maioria das bacias hidrográficas do Brasil, ocorrem de forma desordenada, caracterizada por extensas áreas de pastagens, lavouras, adensamentos urbanos, solos expostos e exploração mineral, principalmente calcário dolomítico (Oliveira et al., 2022). O alto curso da bacia do Rio Corrente situa-se no domínio morfoclimático do cerrado, possui flora diversificada em fitofisionomias, controlada pelo relevo, clima e aspectos químicos e físicos do solo (Ab´Saber, 1977). Na área, encontram-se formações savânicas, cerrado ralo, formações campestres, extensas áreas de mata seca e resquícios de campo rupestre (Ribeiro e Walter, 2008).

Procedimentos Metodológicos

Para o processamento dos dados e elaboração dos layouts finais, utilizou-se os softwares QGis 3.16.5 e ArcGis 10.5. A delimitação da bacia e extração da rede de drenagem ocorreu por meio do algoritmo ODR_HIDRO, proposto por Oliveira et al., (2020), acessado via plataforma *Python* do QGIS 2.18.19 que processou os dados do satélite ALOS PALSAR com resolução de 12,5 metros para delimitação da bacia do alto curso do Rio Corrente.

O mapa da área de estudo foi elaborado com base nos dados baixados do Sistema Estadual de Geoinformação do estado de Goiás (SIEG) e do Serviço Geológico do Brasil (CPRM). O mapa de isoietas foi confeccionado com base nos dados extraídos do site Hidroweb da Agência Nacional das Águas e Saneamento (ANA), tendo por base os dados das estações pluviométricas 1445005 - Coba 1446004; Sítio D'Abadia 1446008; Flor da Serra I 1446010 e PCH Riachão 1, disponibilizados entre os anos de 2015 a 2020. O mapa final da precipitação, bem como os demais procedimentos metodológicos relacionados ao fator (*P*) como demonstrado na Figura 4, foram executados de acordo com a metodologia COP, proposta por Vías et al., (2002).

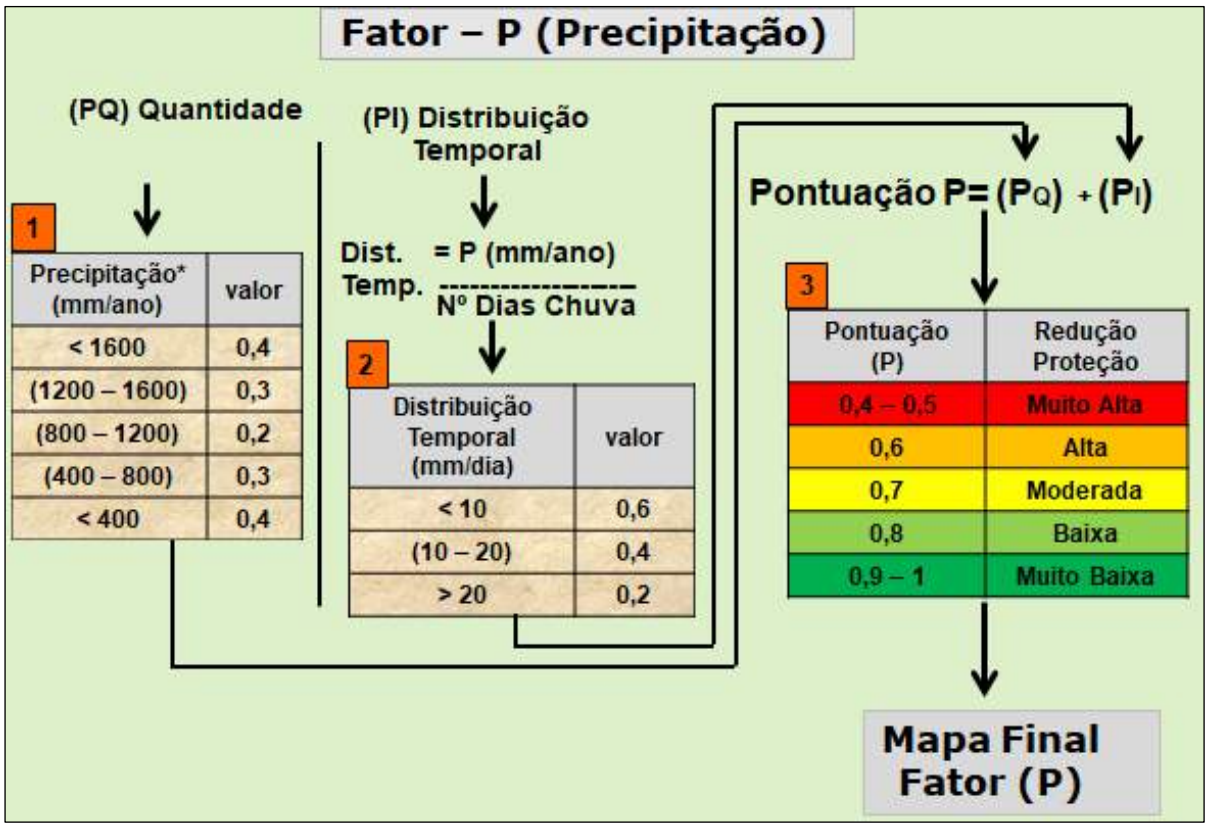


Figura 4: Esquema ilustrativo para determinação da precipitação (Fator *P*) do alto curso da bacia hidrográfica do Rio Corrente.

Como proposto no método COP, o fator (*P*) foi calculado a partir da quantidade de precipitação (*Pq*) sobre a área estudada e intensidade temporaral da precipitação (*Pi*) das chuvas. O subfator (*Pq*) representa a precipitação anual na área estudada, com os respectivos pesos atribuídos de acordo com a precipitação acumulada no ano (Tabela 1). Da mesma forma, o subfator (*Pi*) que representa a média da precipitação em milímitros por dia, os pesos atribuídos a estadistribuição da precipitação diaria foram determinados conforme (Tabela 2). O somatório dos

dois subtares (*Pq* + *Pi*) irá determinar o valor final da pontuação do fator (*P*) e a classe em que se encontra a redução da proteção do fator precipitação (Tabela 3), (VÍAS et al., 2002).

Tabela 1: Precipitação e peso de cada camada indicado no método COP.

Precipitação (mm/Ano)	Valor
> 1600	0,4
1200 – 1600	0,3
800 – 1200	0,2
400 – 800	0,3
< 400	0,4

Fonte: Adaptado de Vías et al., (2002).

Tabela 2: Distribuição temporal indicado no método COP.

Precipitação (mm/Dia)	Valor
< 10	0,6
10 - 20	0,4
> 20	0,2

Fonte: Adaptado de Vías et al., (2002

Tabela 3: Pontuação final do fator (*P*) indicado no método COP.

Pontuação (P)	Valor
0,4 – 0,5	Muito Alta
0,6	Alta
0,7	Moderada
0,8	Baixa
0,9 - 1	Muito Baixa

Fonte: Adaptado de Vías et al., (2002).

RESULTADOS

Determinação da Precipitação - Fator P

Os dados utilizados para o cálculo da precipitação (Fator *P*) do alto curso da bacia hidrográfica do Rio Corrente (Figura 5), foram baixados do banco de dados HidroWeb Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico - ANA. Foram utilizados 5 estações que exercem influência direta no cálculo da precipitação da área de estudo que apresentaram maior consistência nos dados ao longo dos anos escolhidas.

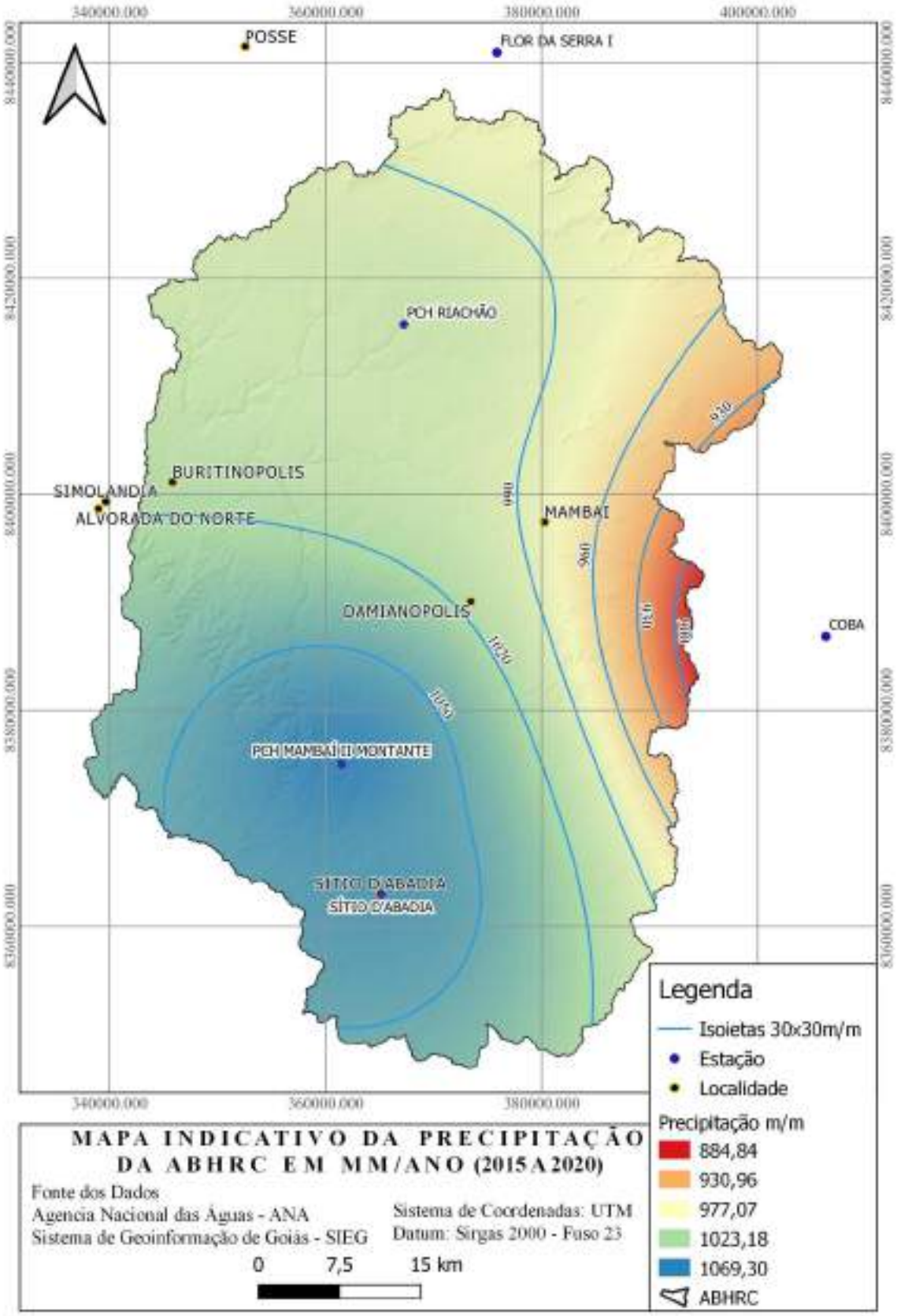


Figura 5: Mapa representativo da distribuição espacial das estações pluviométricas com as médias das precipitações dentro da ABHRC.

O subfator (*Pq*) descreve o efeito da quantidade de chuva que é precipitada e a recarga anual frente à vulnerabilidade das águas do aquífero. Representa a precipitação média de uma série histórica dos anos úmidos. Neste estudo, como a série histórica representa um período muito curto, (5 anos) consideraram-se todos os anos para efeito do cálculo do fator (*Pq*). O método COP considera que o aumento da recarga diminuiu a proteção oferecida ao aquífero, consequentemente, aumenta a vulnerabilidade à medida que a infiltração ocorre de forma mais rápida. Da mesma forma, considera-se também que as taxas mais elevadas de recarga promovem uma diluição maior, como consequência, a vulnerabilidade irá diminuir (Vías et al., 2002). O cálculo do fator (*Pq*) esta representado na Tabela 5 e na Figura 5 B.

Tabela 5: Representação dos valores atribuídos ao subfator *Pq*.

Nome	Média Precipitação Anual	Valor *Pq*
COBA	827,18	0,2
SÍTIO D'ABADIA	1059,01	0,2
FLOR DA SERRA I	977,75	0,2
PCH MAMBAÍ II MONTANTE	1069,36	0,2
PCH RIACHÃO	1003,47	0,2

Fonte: Adaptado de Vías et al., (2002).

.

Neste sentido, apenas as cinco estações apresentaram dados confiaveis e contínuos, em uma série histórica de 5 anos, cujos dados disponibilizados éstão consistidos na tabela de dados das respectivas estações pluviométricas (Tabela 4).

Tabela 4: Representação dos dados pluviométricos da ABHRC.

Código da Estação	Nome	Distribuição Temporal	Média Precipitação Anual	Média de dias de chuva anual
1445005	COBA	2015 a 2020	827,18	47,83
1446004	SÍTIO D'ABADIA	2015 a 2020	1059,01	81
1446008	FLOR DA SERRA I	2015 a 2020	977,75	94,33
1446010	PCH MAMBAÍ II MONTANTE	2015 a 2020	1069,36	70,08
1446012	PCH RIACHÃO	2015 a 2020	1003,47	100,14

Fonte: Adaptado de Vías et al., (2002).

O subfator (*Pi*) representa a distribuição temporal em um determinado período de tempo, sendo ele o indicativo da intensidade da precipitação. Este subfator permite determinar os locais onde às condições de precipitação e intensidade são favoráveis, tendo como exemplo o sul da bacia de estudo, local onde a precipitação é mais elevada que em outras partes da bacia. Para o cálculo deste subfator, duas variáveis foram consideradas, a precipitação média anual e o número de dias chuvosos. Neste sentido, os valores atribuídos a*o (Pi*) são maiores, assim como as precipitações

anuais que também são maiores, por outro lado, a média dos dias chuvosos é menor. Este processo resulta em uma recarga elevada que proporciona uma infiltração rápida através dos sumidouros ou condutos cársticos, elevando a taxa de vulnerabilidade do ambiente cárstico. Quanto maior for à taxa de precipitação diária, maior será a taxa de escoamento em direção aos sumidouros que favorece a infiltração concentrada (Vías et al., 2002). O cálculo do fator (*Pi*) está representado na Tabela 6 e na Figura 5 A.

Tabela 6: Representação dos valores atribuídos ao subfator *Pi*.

Nome	Média Precipitação Anual	Média de dias de chuva anual	Intensidade da precipitação (mm/dia)	Valor *Pi*
COBA	827,18	47,83	17,29	0,4
SÍTIO D'ABADIA	1059,01	81	13,07	0,4
FLOR DA SERRA I	977,75	94,33	10,36	0,4
PCH MAMBAÍ II MONTANTE	1069,36	70,08	15,25	0,4
PCH RIACHÃO	1003,47	100,14	10,02	0,4

Fonte: Adaptado de Vías et al., (2002).

Cálculo Final do Fator P

Para uma melhor compreensão, os cálculos referentes aos subfatores (*Pq*) e (*Pi*) estão representados na Tabela 7, juntamente com o cálculo final do fator (*P*). Apesar de a bacia apresentar tamanho considerável, a variação das médias das precipitações não sofrera variações significativas, ou seja, as estações pluviométricas selecionadas apresentaram os parâmetros pluviométricos relativamente aproximados. Os valores finais apresentados para o subfator (*Pq*) foi de 0,2 e o subfator (*Pi*) apresentou valor final de 0,4. A fórmula aplicada para o cálculo final é P= (*Pq* + *Pi*), ou seja, soma-se o subfator *Pq* (Figura 6 B) mais o subfator *Pi* (Figura 6 A), logo termos o valor final do fator (*P*) igual a 0,6 (Figura 6 C).

Tabela 7: Representação dos valores (*Pq*) (*Pi*) e fator (*P*)

Nome	Valor *Pq*	Valor *Pi*	Valor final do fator *P*
COBA	0,2	0,4	0,6
SÍTIO D'ABADIA	0,2	0,4	0,6
FLOR DA SERRA I	0,2	0,4	0,6
PCH MAMBAÍ II MONTANTE	0,2	0,4	0,6
PCH RIACHÃO	0,2	0,4	0,6

Fonte: Vías et al., (2002).

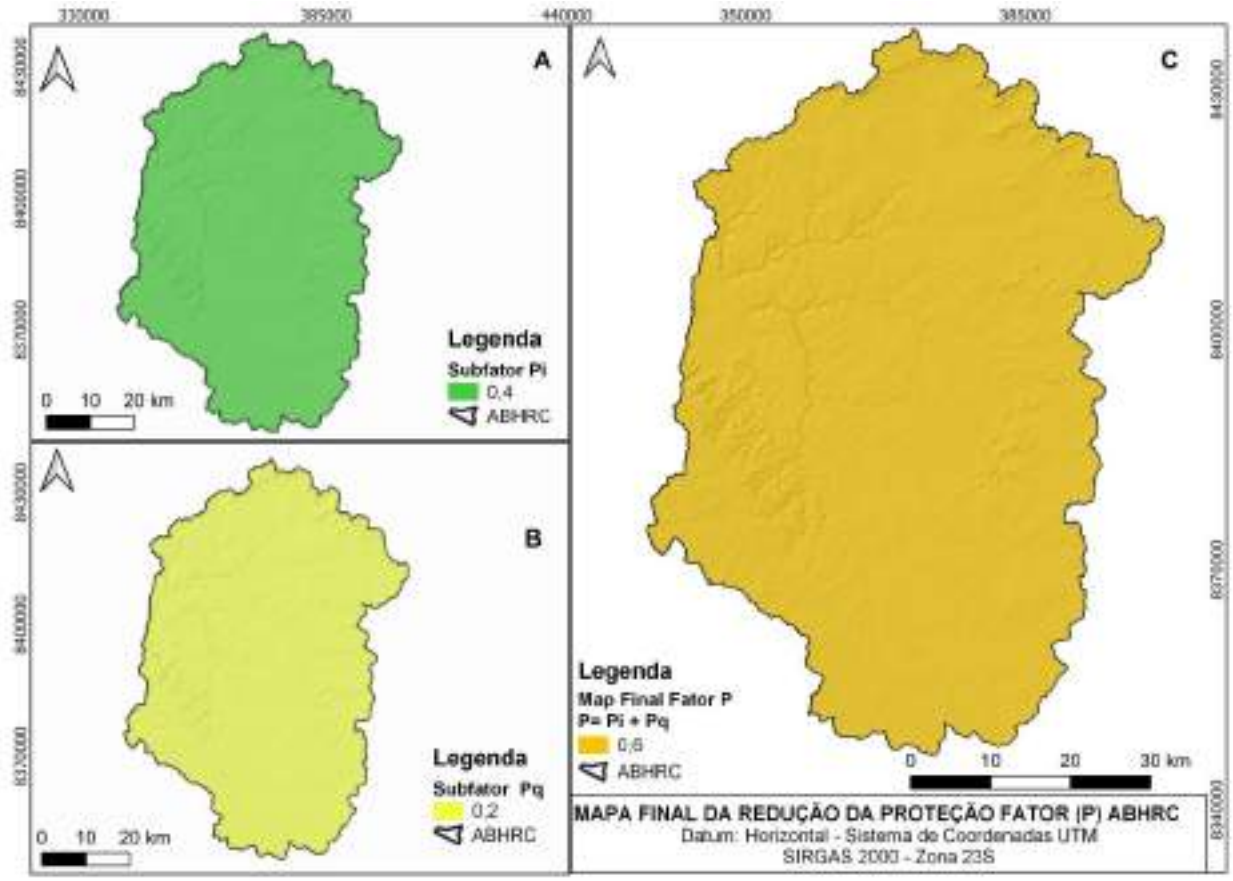


Figura 6: (A) Mapa representativo do subfator *Pi*. (B) Mapa representativo subfator *Pq*. (C) Mapa Final da redução da proteção oferecida a ABHRC pelo Fator *P*.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O mapa indicativo da precipitação (Figura 5), assim como os dados da Tabela 4, indica a taxa máxima e a mínima da quantidade de chuva precipitada no alto curso da bacia hidrográfica do Rio Corrente. Os índices pluviométricos apresentados de acordo com o método COP, observando também o Gráfico informativo da Influência da quantidade de precipitação pluviométrica referente à vulnerabilidade de aquíferos (Figura 1), demonstrou que a vulnerabilidade do aquífero tende a aumentar, influenciado pela quantidade de chuva precipitada na bacia. De acordo com os indices de precipitação apresentados, ocorre o aumento do transporte de possíveis contaminantes para o interior do aquífero, valorizando o processo de tranporte e minimizando o processo de diluiição de possíveis contaminantes.

Os índices de precipitação calculados para a bacia indicam também que a taxa de escoamento superficial é elevada, neste sentido, os possíveis poluentes são rapidamente levados de fora para o interior do aquífero, atraves das feições cársticas (sumidouros e dolinas), com isso

a vulnerabilidade do aquífero é elevada, visto que o processo de atenuação não exerce corretamente o seu papel.

Esta afirmação é corroborada com o mapa final do cálculo da precipitação (Fator *P*) do alto curso da bacia do Rio Corrente (Figura 6 C). De acordo com o cálculo final da redução da proteção (Fator *P*) oferecido à bacia estudada, evidenciado na Tabela 7 e na Figura 6 C, indica que a vulnerabilidade do ambiente cárstico na área de estudo, referente ao fator precipitação, seja classificado como alta vulnerabilidade, visto que o cálculo apresentou uma redução alta da proteção oferecida pelo fator (*P*) a este ambiente cárstico.

A curva indicativa da mudança da proteção oferecida ao ambiente cárstico relacionado ao fator (*P*), evetualmente pode sofrer variações, visto a sazonalidade das chuvas na região estudada. Outro aspecto que também pode influnciar no cálculo final, além da qualidade dos dados é a quantidade de anos que representa a série histórica utilizada, como foi o caso do alto curso da bacia hidrográfica do Rio Corrente que apresentou dados de medição pluviométrica constante de apenas 5 anos.

Este fator não quer dizer que o estudo esteja errado, entretanto, caso houvesse uma série histórica com período mais prologado, poderia encontrar um resultado final ligeiramente diferente do que foi apresentado. Contudo, é preciso frisar que o cálculo da precipitação (Fator *P*) além do menos significante, é apenas um dos parâmentros do método COP, para o estudo da vulnerabilidade intrísica dos ambientes cársticos.

REFERÊNCIAS

AB'SABER, A.N. 1977. Os domínios morfoclimáticos da América do Sul. Primeira Aproximação. São Paulo: **Instituto de Geografia – USP**.

ARAGÃO, F., VELÁSQUEZ, L. N. M., GALVÃO, P., DE CASTRO TAYER, T., LUCON, T. N., & DE AZEVEDO, Ú. R. (2020). *Natural background levels and validation of the assessment of intrinsic vulnerability to the contamination in the Carste Lagoa Santa Protection Unit, Minas Gerais, Brazil*. ***Environmental Earth Sciences***, 79(1), 1-14. https://doi.org/10.1007/s12665-019-8771-5

BAENA-RUIZ, L., & PULIDO-VELAZQUEZ, D. (2020). *A novel approach to harmonize vulnerability assessment in carbonate and detrital aquifers at basin scale*. ***Water***, 12(11), 2971. https://doi.org/10.3390/w12112971.

BARBULESCU, A. (2020). *Assessing groundwater vulnerability: DRASTIC and DRASTIC-like methods:* ***a review. Water***, 12(5), 1356. https://doi:10.3390/w12051356.

CALDEIRA, D., UAGODA, R., NOGUEIRA, A. M., GARNIER, J., SAWAKUCHI, A. O., & HUSSAIN, Y. (2021). *Late Quaternary episodes of clastic sediment deposition in the Tarimba Cave, Central Brazil*. ***Quaternary International***, *580*, 22-37. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.01.012.

CAMPOS, J.E.G., DARDENNE, M.A. 1997. Estratigrafia e sedimentação da Bacia Sanfranciscana: uma revisão. **Revista Brasileira de Geociências**, 27(3), 269-282.

ÇIL, A., MUHAMMETOGLU, A., OZYURT, N. N., YENILMEZ, F., KEYIKOGLU, R., AMIL, A., & MUHAMMETOGLU, H. (2020). *Assessment of groundwater contamination risk with scenario analysis of hazard quantification for a karst aquifer in Antalya, Turkey*. ***Environmental Earth Sciences***, 79(9), 1-14. https://doi.org/10.1007/s12665-020-08932-5.

DALY, D., DASSARGUES, A., DREW, D., DUNNE, S., GOLDSCHEIDER, N., NEALE, S., & ZWAHLEN, F. (2002). *Main concepts of the" European approach" to karst-groundwater-vulnerability assessment and mapping*. ***Hydrogeology Journal***, 10(2), 340-345. https://doi.org/10.1007/s10040-001-0185-1.

DARDENNE, M.A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. 30◦ **Cong. Bras. Geol., Sao Paulo, SP**, 2, 568-610.

EMBRAPA. S.B.C.S. 2013. Sistema brasileiro de classificação de solos. **Centro Nacional de Pesquisa de Solos**: Rio de Janeiro.

FORD, D.C., WILLIAMS, P.W. (2007). Karst Hydrology and Geomorphology. **John Wiley and Sons Ltd**.

GOLDSCHEIDER, N., CHEN, Z., AULER, A. S., BAKALOWICZ, M., BRODA, S., DREW, D., ... & VENI, G. (2020). Global distribution of carbonate rocks and karst water resources. **Hydrogeology Journal**, 28(5), 1661-1677. https://doi.org/10.1007/s10040-020-02139-5.

GOYAL, D., HARITASH, A. K., & SINGH, S. K. (2021). *A comprehensive review of groundwater vulnerability assessment using index-based, modelling, and coupling methods*. ***Journal of Environmental Management***, 296, 113161. https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2021.113161.

HUSSAIN, Y., & UAGODA, R. (2021). *GIS-based relief compartment mapping of fluvio-karst landscape in central Brazilian highlands*. ***International Journal of Economic and Environmental Geology***, *10*. https://doi.org/10.46660/ijeeg.Vol11.Iss4.2020.518.

HUSSAIN, Y., UAGODA, R., BORGES, W., NUNES, J., HAMZA, O., CONDORI, C., & CÁRDENAS-SOTO, M. (2020). *The potential use of geophysical methods to identify cavities, sinkholes and pathways for water infiltration*. ***Water***, *12* (8), 2289. https://doi.org/10.3390/w12082289.

KHAZAA'LAH., M., TALOZI, S., & HAMDAN, I. (2022). *Assessment of groundwater vulnerability using GIS-based COP model in the northern governorates of Jordan*. ***Modeling Earth Systems and Environment***, 1-22. https://doi.org/10.1007/s40808-022-01486-4.

LATRUBESSE, E. M., CARVALHO, T. M., & STEVAUX, J. C. (2005). Mapa geomorfológico do Estado de Goiás: Relatório final. Goiânia: GOIÁS (Estado)-**Secretaria de Indústria e Comércio/Superintendência de Geologia e Mineração**.

LEPSCH, I. F. (2021). 19 lições de pedologia. **Oficina de textos**.

LEYLAND, R. C. (2008). *Vulnerability mapping in karst terrains, exemplified in the wider Cradle of Humankind World Heritage Site* (***Doctoral dissertation, University of Pretoria***).

MARÍN, A.I., RODRÍGUEZ, J.F. M., BARBERÁ, J.A., FERNÁNDEZ-ORTEGA, J., MUDARRA, M., SÁNCHEZ, D., & ANDREO, B. (2021). *Groundwater vulnerability to pollution in karst aquifers, considering key challenges and considerations: application to the Ubrique springs in southern Spain*. ***Hydrogeology Journal***, *29*(1), 379-396. DOI: 10.1007/s10040-020-02279-8

MOGES, S. S., & DINKA, M. O. (2022). *Assessment of groundwater vulnerability mapping methods for sustainable water resource management: An overview*. ***Journal of Water and Land Development***. DOI: *https://doi.org/*10.24425/jwld.2022.140389.

NOSSA, T. C. B., BASTOS LEAL, L. R.; ZUCHI, M. R. AZEVEDO, E.G. Utilização de análises hidroquímicas e da métodologia COP para determinação da vulnerabilidade do aquífero cárstico salitre na região de Irecê-Ba. **XVII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas e XVIII Encontro Nacional de Perfuradores de Poços, Bonito, MS**, 2012.

OLIVEIRA, O. A., RODRIGUES, D.S., CAMPOS, J.E.G., & UAGODA, R. E. S. (2022). Métodologia para Confecção de Mapas Potenciométricos em Aquíferos Cársticos e Físsuro-Cársticos: Estudo de Caso na Alta Bacia do Rio Corrente, Mambaí, GO. **Revista Brasileira de Geografia Física**, 15(05), 2327-2339. DOI: 10.26848/rbgf.v15.5.p2327-2339.

OLIVEIRA, O. A., SOUZA BIAS, E., STEINKE, V.A., SOUSA, R.B., PASSO, D.P., BAPTISTA, G.M.M., PEREIRA FILHO, W. (2020). Análise de técnicas de segmentação para melhoria na obtenção de dados geomorfométricos com base em ferramentas Open Source. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 21(4). DOI: https://doi.org/10.20502/rbg.v21i4.1658

RAVBAR, N., GOLDSCHEIDER, N. (2007) *Proposed methodology of vulnerability and contamination risk mapping for the protection of karst aquifers in Slovenia*. ***Acta Carsol*** *36:397-411*.

RIBEIRO, J.F., WALTER, B.M.T. 2008. As principais fitofisionomias do bioma Cerrado. In: **Cerrado, ecologia e flora**, 1, 151-212.

SIEG. Sistema Estadual de Geoinformação de Goiás. 2021. Disponível em: http://www.sieg.go.gov.br/. Acesso em: 15 de dezembro de 2021.

SOUZA, R. T. (2020). Vulnerabilidade de aquíferos cársticos com cobertura espessa de solo: métodologia COP-Solo em ambiente tropical úmido. **Tese de Doutoramento**.

UHLEIN, A. 1991. Transição cráton-faixa dobrada: exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (ciclo brasiliano) no estado de Minas Gerais: aspectos estratigráficos e estruturais (**Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo**).

UHLEIN, G. J., UHLEIN, A., HALVERSON, G.P., STEVENSON, R., CAXITO, F.A., COX, G.M., CARVALHO, J.F. 2016. *The Carrancas Formation Bambuí Group: a record of pre-Marinoan sedimentation on the southern São Francisco craton, Brazil.* ***Journal of South American Earth Sciences***, 71:1-16. https://doi.org/doi:10.1016/j.jsames.2016.06.009.

VIAS, J. M., ANDREO, B., PERLES, M. J., CARRASCO, F., VADILLO, I., JIMÉNEZ, P. (2002, October). *Preliminary proposal of a method for vulnerability mapping in carbonate aquifers.* ***In Second Nerja Cave Geol Symp Karst and Environmen****t* (pp. 20-23).

VÍAS, J. M.; ANDREO, B., PERLES, M. J., CARRASCO, F., VADILLO, I., & JIMÉNEZ, P. (2006). *Proposed method for groundwater vulnerability mapping in carbonate (karstic) aquifers: the COP method*. ***Hydrogeology Journal***, *14*(6), 912-925. DOI https://doi.org/10.1007/s10040-006-0023-6.

XU, W., LIU, C., LI, A., LI, J., & QIAO, B. (2020). *Feasibility and performance study on hybrid air source heat pump system for ultra-low energy building in severe cold region of China.* ***Renewable Energy***, 146, 2124-2133. https://doi.org/10.1016/j.renene.2019.08.079.

YOGAFANNY, E., & LEGONO, D. (2021, December). *Assessment of Groundwater Vulnerability using COP Method to Support the Groundwater Protection in Karst Área. In IOP Conference Series:* ***Earth and Environmental Science*** (Vol. 930, No. 1, p. 012036). *IOP Publishing*. https://doi:10.1088/1755-1315/930/1/012036.

ŽIVANOVIĆ, V., ATANACKOVIĆ, N., & STOJADINOVIĆ, S. (2021). *Vulnerability Assessment as a Basis for Sanitary Zone Delineation of Karst Groundwater Sources—Blederija Spring Case Study.* ***Wate****r*, 13(19), 2775. https://doi.org/10.3390/w13192775.

ZWAHLEN, F (2004) *Vulnerability and risk mapping for the protection of carbonate (karst) aquifers. EUR 20912.European Commission, Directorate-General XII Science, Research and Development, Brussels* ***Hydrogeology Journal*** 14:912-925.

ZWAHLEN, F. (Ed.). (2003). *Vulnerability and risk mapping for the protection of carbonate (karst) aquifers*. ***Office for Official Publications of the European Communities***.

7 MAPEAMENTO SEMIAUTOMÁTICO DE DOLINAS

O relevo cárstico de acordo com Ford & Williams (2007) se configura como um terreno com diferentes formas e sistemas de drenagens diferenciadas devido à alta solubilidade da rocha composta por carbonato, dolomitos e mármores, com porosidade secundária bastante desenvolvida, apresentando ou não alargamento de fraturas e descontinuidades. Devido ao intemperismo atuante, resultam em um conjunto único de paisagens, caracterizadas por depressões fechadas (dolinas), drenagens capturadas para o sistema subterrâneo e ocorrências de cavernas (GILLIESON, 1996; FORD & WILLIAMS, 2007; JONES & WHITE, 2019; FERREIRA & UAGODA, 2019).

Como elencado por Ferreira & Uagoda (2019), as dolinas se formam através de processos complexos em combinação por diversos fatores como os geológicos (expessura das camadas), hidrogeológicos (inundações e flutuação do aquífero), geomorofológico (elevação), climaticos (regime de chuva) e antropogênico (uso do solo). As dolinas são extrutras fechadas no relevo, resultantes de processos de dissolução máxima dos carbonatos, podendo ser definidas como depressões calcárias de largura e profundidades variadas, podendo apresentar contornos sinuosos e geometria circular ou oval (Tayer & Rodrigues, 2021). Ainda de acordo com os autores Tayer & Rodrigues (2021) as dolinas se classificam como abatimento, onde ocorre um forte controle extrutural na sua formação, ou de dissolução, em que predomina a solubilidade da rocha. A coalescência (junção) de duas ou mais dolinas gera a uvala que apresenta feições de forma alongadas (FERREIRA & UAGODA, 2019).

A subsidencia do terreno ocorre de forma gradual e lenta através da infiltração das águas nestas extruturas. O recobrimento destas feições (dolinas) com aterros e outros residuos, inviabiliza o processo de recarga do aquífero, acelerando de forma gradual o processo de vulnerabilização do aquífero. Como apresentado por Lladó (1970) as depressões cársticas de absorção são classificadas em abertas (sumidouros) e fechadas (dolinas, uvalas, poljes e vales cegos). As feições abertas facilitam a entrada rápida e livre da água no aquífero. Diferentemente das feições abertas, as feições fechadas proporcionam uma absorção lenta da água (ARAGÃO et al., 2020).

Para a identificação e o mapeamento das depressões que se enquadram como dolinas, empregou-se uma simplificação do método proposto por Ferreira (2020) com procedimentos do Sistema e Informação Geográfica (SIG) utilizando modelos digitais de elevação (MDE), aplicação de filtros de limpeza de ruidos e análise das feições geomorfológicas via Google earth e limpeza das feições não classificadas como dolinas. A simplificação da metodologia está demonstrada na Figura 1.

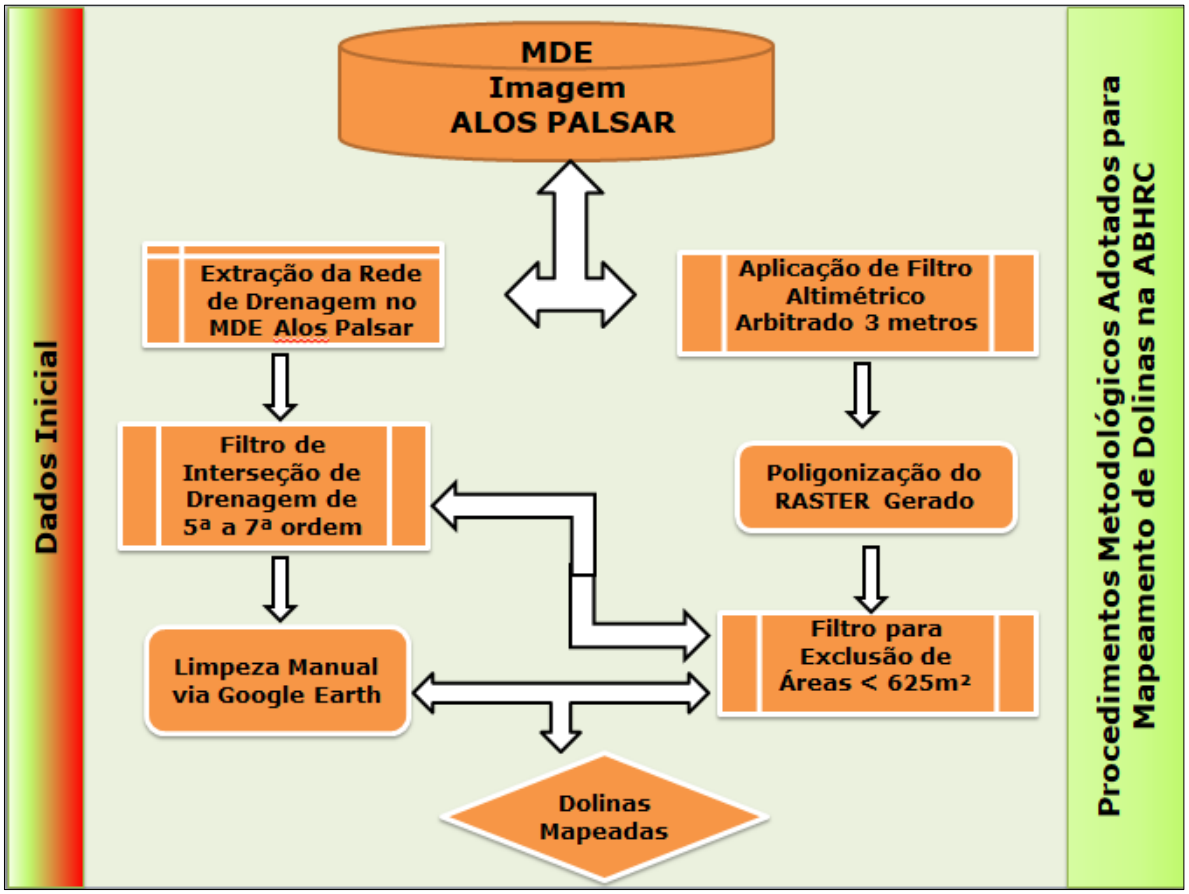


Figura 1: Fluxo das principais etapas metodológicas a serem seguidas
Adaptado de Ferreira (2020).

No mapeamento efetuado por Ferreira (2020) foram apontadas 232 possíveis feições geomorfológicas (dolinas). Nesta pesquisa replicando a mesma metodologia proposta por Ferreira (2020) encontrou-se um número diferente de feições geomorfológicas, chegando a um total de 256 possíveis dolinas mapeadas (Figura 2 A). A diferença (Figuras 2 B e C) possivelmente deve estar atrelada ao procedimento subjetivo adotado na limpeza manual via Google Earth para confirmação ou não da existencia da dolina.

Não estamos afirmando aqui que o método está errado, no entanto, a subjetividade empregada no método pode resultar em diferenças entre maiores ou menores feições delimitadas, dependendo do grau de conhecimento do usuário. Há outras metodologias propostas para este tipo de mapeamento, como é o caso do método proposto por Tayer & Rodrigues (2021). Devido ao tempo que ainda resta para a conclusão deste trabalho, é preciso avaliar a aplicação ou não do método proposto por Tayer & Rodrigues (2021), pois numa prévia do processamento dos dados para a mesma área, encontrou resultados diferentes dos mapeados com o método proposto por Ferreira (2020), o que demandaria muito dias de campo para validar os resultados.

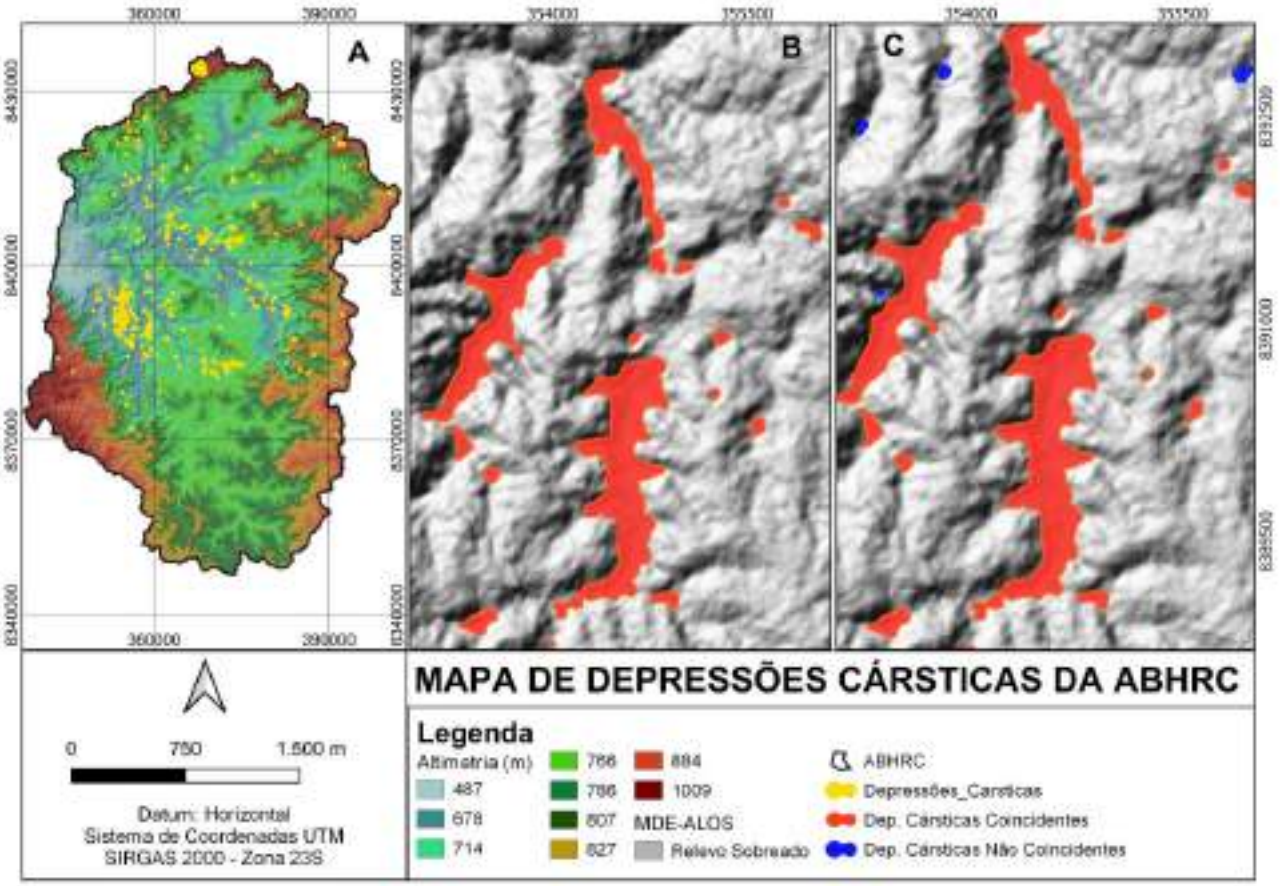


Figura 2: (**A**) Mapa de Dolinas. (**B**) Mapa com Dolinas Coincidente nos dois Estudos. (**C**) Mapa Comparativo de Dolinas Coincidentes e não Coincidentes.

Como descrito em parágrafos anteriores, as dolinas são estruturas geomorfológicas importantes, nos ambientes cársticos estão atreladas az zonas de intensa dissolução dos carbonatos, formando depressões calcarias bem variadas e com formas geométricas diversificadas. Essas depressões fechadas desempenham papel importante na recarga direta dos aquíferos cársticos. Também se destaca por serem caminhos preferenciais para a entrada de possíveis contaminantes no aquífero. A utilização das dolinas no presente estudo possibilitou a análise e mapeamento do fator C, principalmente no mapeamento das feições cársticas de recarga, permitiu extrair informações importantes para caraterização do subfator *Sf*, possibilitou também identificar zonas desenvolvidas e pouco desenvolvidas, locais onde o carste apresenta áreas de maior vulnerabilidade, visto que as dolinas estão associadas a caminhos preferencias de recarga.

7.1 Mapeamento de Uso e Cobertura do Solo

O tipo de cobertura do solo implica em comportamentos variados, refletindo nos atributos do solo e da água, tendo em vista que a vegetação mantém importante papel na interceptação da chuva, evitando que as gotas de água precipitada desagreguem e desestruturem o solo, além de oferecer

condições favoráveis à infiltração, contribuindo assim para a recarga dos lençóis freáticos e aquíferos, minimiza o escoamento superficial e evitandoinundações, além de reduzir o potencial erosivo do solo (TAYER & VELÁSQUES, 2017).

A vegetação nativa atua como barreira contra aos agentes poluentes, oferecendo proteção aos aquíferos através da absorção, filtragem, retenção de sedimentos, nutrientes, pesticidas entre outros tipos de produtos químicos (Zubairi et al., 2021). A retirada da vegetação, mesmo que de forma parcial, altera significativamente a qualidade da água (TAYER & VELÁSQUES, 2017).

O mapeamento do uso e cobertura do solo (Figura 3) na área de estudo, utilizou-se de procedimentos em SIG para confecção do mapa. Utilizou-se de imagens de alta resolução do satélite CBERS 4A, cenas 131 e 132 da Câmera Multiespectral e Pancromática de Ampla Varredura (WPM). As imagens foram adquiridas gratuitamente pelo catálogo do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), e correspondem ao dia 24 de agosto de 2020.

As imagens da câmera WPM contam com cinco bandas, quatro das quais são multiespectrais, com resolução espacial de oito metros, e uma banda Pancromática de dois metros de resolução. As imagens foram agrupadas e fusionadas para extrair ao máximo da sua representação espacial, chegando a 2 m de resolução.

Posteriormente aplicou-se a classificação supervisionada com o classificador MAXVER (*Maximum Likelihood Classification*) e a partir da classificação foram obtidas seis classes de uso e ocupação representadas por: vegetação nativa, solo exposto, lavoura, pastagem e massa de água.

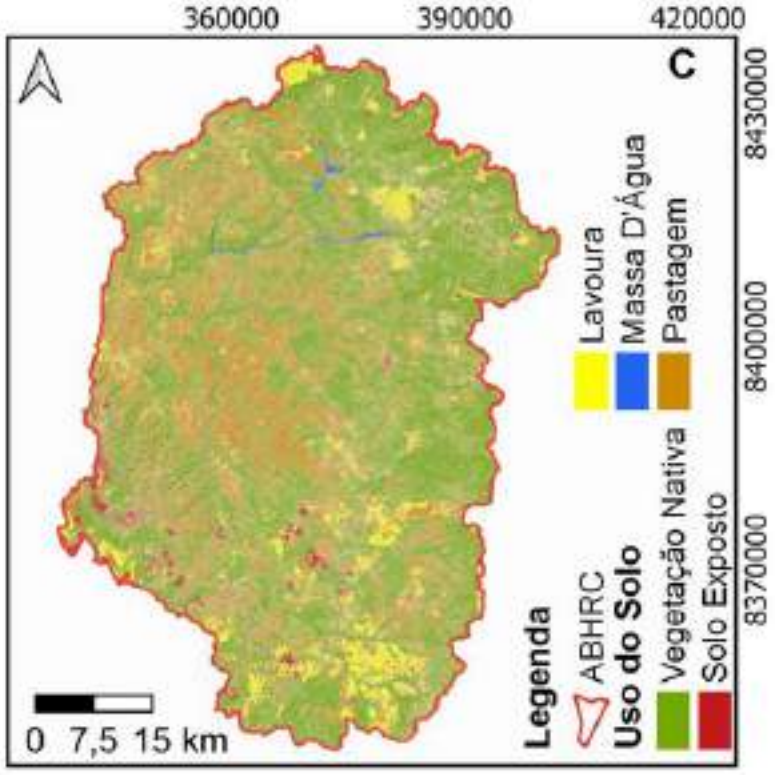


Figura 3: Mapa de Uso e Cobertura do Solo

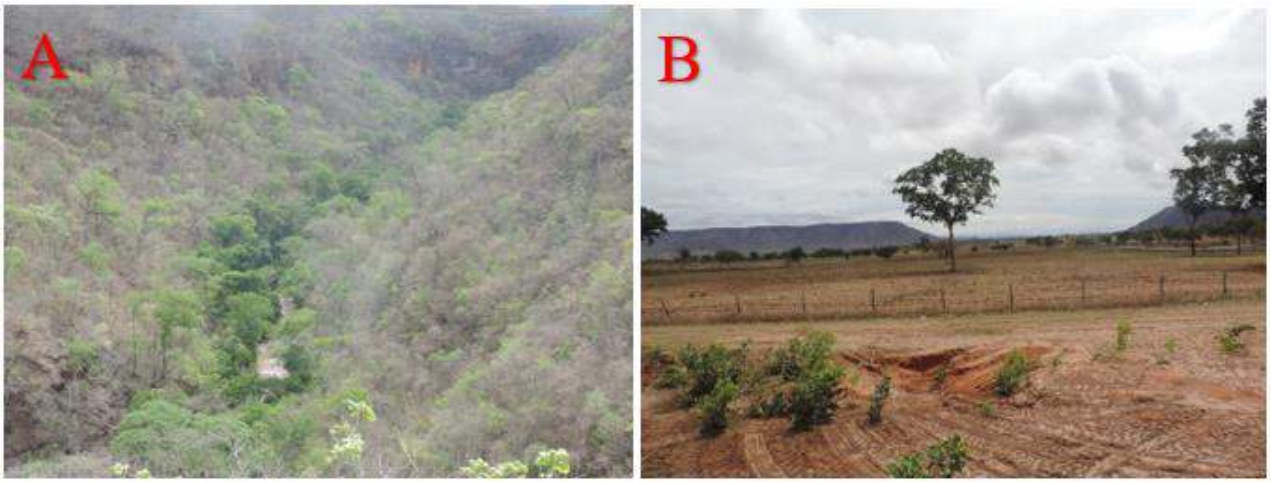


Figura 4: (A) Áres com vegetação natural (B) Área antropizada, vegetação natural suprimida.
Fonte. Rogerio Uagoda

7.2 Modelagem da Superfície Freática

A faixa superficial do material geológico não saturado, conhecido também como zona vadosa, ou zona de aeração, localiza-se entre a superfície do terreno e o topo da zona saturada do aquífero. Esta zona e caracteriza por ser um meio cujos poros estão preenchidos pela água na fase líquida e gasosa sendo esta uma zona importante para os estudos de vulnerabilidade, tendo em vista o relacionamento desta zona com o nível de proteção oferecido ao aquífero. Neste sentindo, com o intuito de uma modelagem mais acurada, foi proposto um modelo para o mapeamento da superfície potenciométrica, tratado no artigo enviado a Revista Brasileira de Geografia Física, tendo sido aprovado para publicação no dia 20/07/2022.

8 METODOLOGIA PARA CONFECÇÃO DE MAPAS POTENCIOMÉTRICOS EM AQUÍFEROS CÁRSTICOS E FÍSSURO-CÁRSTICOS: ESTUDO DE CASO NA ALTA BACIA DO RIO CORRENTE, MAMBAÍ, GO

ARTIGO 5

Revista Brasileira de Geografia Física v.15, n.05 (2022) 2327-2339.

ISSN:1984-2295

Revista Brasileira de Geografia Física

Homepage: https://periodicos.ufpe.br/revistas/rbgfe/



Metodologia para Confecção de Mapas Potenciométricos em Aquíferos Cársticos e Físsuro-Cársticos: Estudo de Caso na Alta Bacia do Rio Corrente, Mambaí, GO

Olavo Amancio de Oliveira[1], Drielly Souza Rodrigues[2], José Eloi Guimarães Campos[3], Rogério Elias Soares Uagoda[4]

1. Doutorando no Programa de Pós-Graduação em Geografia. Instituto de Ciências Humanas. Departamento de Geografia, Universidade de Brasília. e-mail: olavotop@gmail.com. ORCID 0000-0003-0304-2700. **2.** Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas. Instituto de Geociências. Universidade de Brasília. e-mail: driellysrodrigues@gmail.com. ORCID 0000-0001-7752-1400. **3.** Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. e-mail: eloi@unb.br. ORCID 0000-0003-2007-2223. **4**. Instituto de Ciências Humanas. Departamento de Geografia. Universidade de Brasília. e-mail: rogeriouagoda@unb.br. ORCID 0000-0002-9448-1313. *O artigo fará parte da tese de Doutorado do primeiro autor.

Artigo recebido em 24/04/2022 e aceito em 20/07/2022.

RESUMO

O mapeamento da superfície potenciométrica em aquíferos cársticos e físsuro-cársticos, em muitos casos, pode ser complexo em função da anisotropia e heterogeneidade destes sistemas, que comumente ocorrem de forma compartimentada. O presente trabalho apresenta um método para a confecção de mapas de isopiezas em aquíferos hospedados em rochas carbonáticas, incluindo os seguintes passos: i) caracterização do modelo conceitual do aquífero e enquadramento das condições de contorno; ii) extração dos lineamentos estruturais regionais e locais; iii) avaliação dos dados potenciométricos pontuais e verificação de contrastes em poços situados em diferentes compartimentos; iv) interpolação dos dados de poços separadamente em cada compartimento e v) união dos diferentes blocos para recomposição da área original. O método foi testado em uma área de aquífero cárstico situada no alto curso da bacia do Rio Corrente na região nordeste do estado de Goiás. O produto final mostra diferentes comportamentos do fluxo hídrico subterrâneo quando se considera o mapa confeccionado como um sistema único e o mapa potenciométrico resultante da união dos diferentes blocos. Como resultado final da proposta, é possível afirmar que a confecção dos mapas a partir da separação dos blocos pode resultar em um produto mais coerente com a realidade e com maiores possibilidades de aplicação para os diferentes fins (estudo de divisores de bacias hidrogeológicas, comportamento de plumas de contaminação, direções regionais de fluxo etc.).

Palavras-chave: fluxo subterrâneo, carga hidráulica, interpolação.

Methodology for Drawing Potentiometric Maps in Karstic and Fissure-Karstic Aquifers: Case Study in the Upper Current River Basin, Mambaí, GO

ABSTRACT

The mapping of the potentiometric surface in karstic and fissure-karstic aquifers, in many cases, can be complex due to the anisotropy and heterogeneity of these systems, which commonly occur compartmentally. The present work presents a method for the preparation of potenciometric maps in aquifers hosted in carbonate rocks, including the following steps: i) characterization of the conceptual model of the aquifer and framing of the boundary conditions; (ii) extraction of regional and local structural lineaments; iii) evaluation of single point potentiometric data and verification of contrasts in wells located in different compartments; iv) interpolation of the well data separately in each compartment and v) union

Revista Brasileira de Geografia Física v.15, n.05 (2022) 2327-2339.

of the different blocks for composition of the original area. The method was tested in an area of karstic aquifer located in the high course of the Corrente River watershed in the northeastern region of Goiás State, Central Brazil. The final product shows different behaviors of the groundwater flow when considering the map made as a single system and the potentiometric map resulting from the union of the different blocks. As a final result of the proposal, it is possible to affirm that the mapping from the separation of blocks can result in a product more coherent with reality and with greater possibilities of application for the different purposes (study of hydrogeological basin dividers, behavior of contamination plumes, regional flow directions, etc.).
Keywords: groundwater flow, hydraulic head, interpolation.

Introdução

De acordo com o relatório das Nações Unidas sobre o desenvolvimento dos recursos hídricos (UNESCO, 2018) a demanda mundial por água tem aumentado a uma taxa de aproximadamente 1% ao ano na última década. Isso ocorre devido ao crescimento populacional, ao desenvolvimento econômico e às mudanças nos padrões de consumo.

Uma das questões hidrogeológicas mais importantes é o entendimento da origem da água, o caminho percorrido e o quanto desta permanece na bacia (Bowen et al., 2014). Dessa maneira, os aquíferos profundos ganharam importância significativa, pois são um recurso estratégico para mitigar a escassez da água.

Populações inteiras podem ser abastecidas por águas de aquíferos localizados em ambientes cársticos (Machiwal et al., 2018), como por exemplo o Aquífero da Flórida (EUA) com vazão de quase 40 mil m³/h (Ford e Williams, 2007) e a nascente Figed (Síria) com descarga superior a 14 mil m³/h (Veni et al., 2001). No Brasil, poços construídos em aquíferos vinculados ao Grupo Bambuí podem fornecer vazões maiores que 200 m³/h (MME, 2009). O mesmo potencial é observado em reservatórios físsuro-cársticos, cuja relevância pode ser verificada nos inúmeros casos de abastecimento exclusivo ou complementar de núcleos urbanos, como, por exemplo: Paderborn, Alemanha; Burgundy, França; Cracóvia, Polônia; Sete Lagoas, MG; Lagoa Santa, MG e São Sebastião, DF.

Os mananciais cársticos apresentam espaços vazios compostos por cavidades e se desenvolvem em pacotes espessos e contínuos de rochas carbonáticas (Vieira et al., 2020). Os aquíferos físsuro-cársticos são reservatórios mistos representados por lentes carbonáticas associadas a rochas não carbonatadas (principalmente rochas pelíticas) que apresentam simultaneamente porosidade secundária planar e porosidade secundária por dissolução cárstica. Quando o carbonato é contínuo ou as lentes são muito espessas ou lateralmente amalgamadas (dezenas de metros de espessura e milhares de metros de extensão), os aquíferos devem ser tratados como sistemas fraturados e cársticos individuais (Fournillon et al., 2021).

O ambiente cárstico é marcado pelos processos de dissolução das rochas carbonáticas que entram em contato com a água. Estes processos ocorrem em subsuperfície, sempre atrelados à espeleogênese epigênica e hipogênica

Revista Brasileira de Geografia Física v.15, n.05 (2022) 2327-2339.

(Ferreira e Uagoda, 2019), que resulta ou não em formatos superficiais que se ramificam em uma grande variedade de padrões tridimensionais em massas rochosas, que exercem influências sobre sua organização, extensão e forma (Klimchouk, 2015).

Em ambientes cársticos clássicos feições como dolinas, uvalas, trechos longos de cursos d'água subterrâneos, anfiteatros, espeleotemas são amplamente desenvolvidos (Zorn et al., 2020).

No meio físsuro-cárstico, essas feições são mais raramente observadas. A limitação do desenvolvimento de características cársticas é devida a descontinuidade das camadas e pacotes de rochas calcárias, tanto vertical quanto lateralmente, que limita o fluxo que é o responsável pela dissolução e consequente desenvolvimento da paisagem cárstica considerada mais clássica (Vieira et al., 2020).

Devido à grande importância dos recursos hídricos subterrâneos, o estudo sobre a variação espacial do nível potenciométrico, principalmente nos aquíferos cársticos e físsuro-cársticos, demandam modelos conceituais complexos que necessitam melhor enquadramento.

A potenciometria pode ser definida como a energia mensurável da água, que é responsável pelo seu movimento e fluxo no interior do aquífero (Denham et al., 2020). A partir da avaliação das linhas isopiezas, o fluxo percola de um ponto de carga hidráulica maior para um de menor potencial (Peralta e Kowalski, 1986; Roy e Zahid, 2021).

A superfície potenciométrica também pode ser compreendida como o posicionamento geométrico dos pontos que indicam a altura da carga hidráulica (nível) da água em um aquífero (Monteiro, 2003; Hölting e Coldewey, 2019). Neste sentido, mapas potenciométricos são entendidos como a representação gráfica das isolinhas, ou linhas equipotenciais de contorno do potencial hidráulico que permite conhecer o traçado das linhas de fluxo de água e seus divisores subterrâneos, que define, também, a representação da provável área de recarga e descarga do aquífero (Hölting e Coldewey, 2019; Alves & Aranha, 2021).

O aumento da demanda por água para abastecimento humano requer a introdução de políticas públicas especializadas para regular e monitorar o uso dos recursos hídricos (Herreira & Pizella, 2020). E dessa maneira, preservar os reservatórios, minimizar o risco de contaminação e evitar a sobrexplotação.

O uso não racional dos recursos hídricos tem causado a sobrexplotação dos mananciais, além de colocar em risco a sua sustentabilidade. Essa questão é verificada principalmente em ambientes cársticos e físsuro-cársticos, uma vez que são mais sensíveis e naturalmente vulneráveis, tanto com relação às ações antrópicas quantos às mudanças naturais do meio ambiente (Machiwal et al., 2018).

Revista Brasileira de Geografia Física v.15, n.05 (2022) 2327-2339.

Desta forma, o presente trabalho tem como objetivo propor um método para cartografia da potenciometria em aquíferos cársticos e físsuro-cárstico, em função da sua natureza compartimentada. É importante ressaltar que o método tradicional aplicado a aquíferos intergranulares não alcança resultados satisfatórios para sistemas cársticos e físsuro-cársticos devido à existência de blocos que funcionam como reservatórios subterrâneos independentes.

A poligonal estudada está vinculada ao aquífero cárstico no alto curso da Bacia Hidrográfica do Rio Corrente. Para tanto, foi realizada a coleta e organização de dados de poços tubulares, que inclui nível estático e cota topográfica da superfície no local em que o poço está instalado.

A poligonal considerada para aplicação desta proposta é o alto curso da Bacia Hidrográfica do Rio Corrente que inclui os limites com o estado da Bahia e Minas Gerais (Figura 1).

Trata-se de uma sub-bacia da bacia hidrográfica Tocantins/Araguaia, distante 500 km da capital do estado (Goiânia), situada entre as coordenadas UTM N-8437036.72 e E-337995.14 e UTM N-8348008.44 e E-402031.23, meridiano central (-45º), fuso (23), localizada no nordeste de Goiás. Inclui parcialmente sete municípios goianos: Alvorada do Norte, Buritinópolis, Damianópolis, Mambaí, Posse, Simolândia e Sítio D´Abadia.

A bacia do alto curso do Rio Corrente está inserida na região geomorfológica denominada Vão do Paranã e ocupa mais de 3.700 km² de extensão superficial. Dentro deste contexto, encontra-se a unidade de conservação Área de Proteção Ambiental Nascente do Rio Vermelho com 176.324,33 hectares.

A região estudada situa-se no contato entre o Cráton São Francisco e a Faixa Brasília, recobertos parcialmente por sedimentos fanerozoicos da Bacia Sanfranciscana (Uhlein, 1991; Uhlein et al., 2016). Na poligonal delimitada são reconhecidas as exposições de litofácies dos grupos Bambuí, Areado e Urucuia, além de coberturas detrito-lateríticas com concreções ferruginosas e depósitos colúvio-eluviais (SIEG, 2021) (Figura 2A).

Revista Brasileira de Geografia Física v.15, n.05 (2022) 2327-2339.

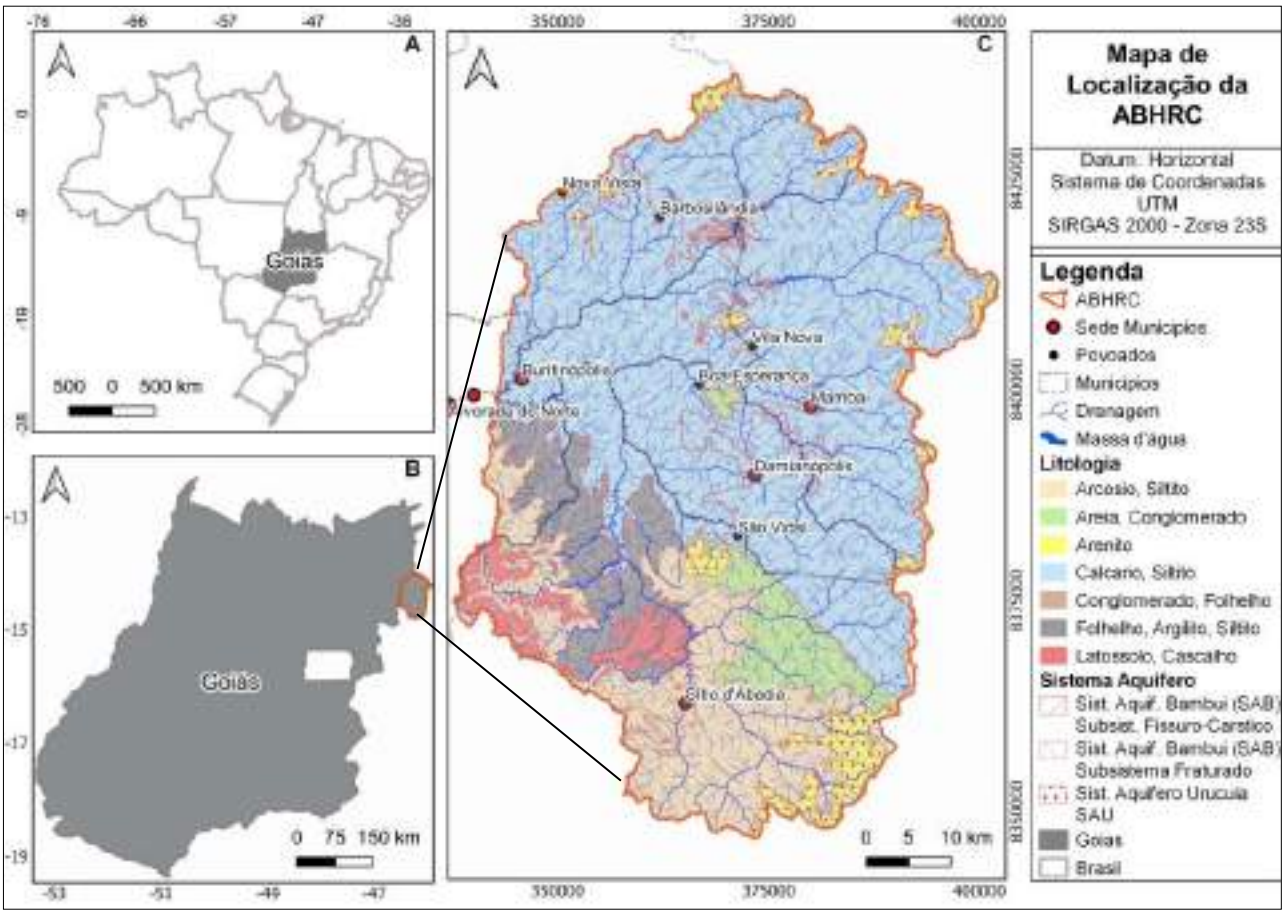


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo. A direita observa-se a simplificação hidrogeológica e litológica da poligonal estudada, que foi baseada em dados do SIEG.

O Grupo Bambuí é caracterizado pelas formações Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade, e Três Marias. A Formação Lagoa do Jacaré abrange a porção oeste e a área central da bacia, com cotas altimétricas entre 500-720 m (Figura 2C), caracterizada por calcarenitos, siltitos e margas (Dardenne, 1978). A Formação Serra da Saudade estende-se por parte do médio e do baixo curso da bacia, com cotas entre 500-750 m (Figura 2C), representadas também por siltitos, argilitos, arenitos finos e raras camadas delgadas de calcários (Campos e Dardenne, 1997). A Formação Três Marias ocupa a faixa sul e oeste da bacia, entre cotas 750-1010 m (Figura 2C) constituídos por arcóseos, siltitos e folhelhos.

Revista Brasileira de Geografia Física v.15, n.05 (2022) 2327-2339.

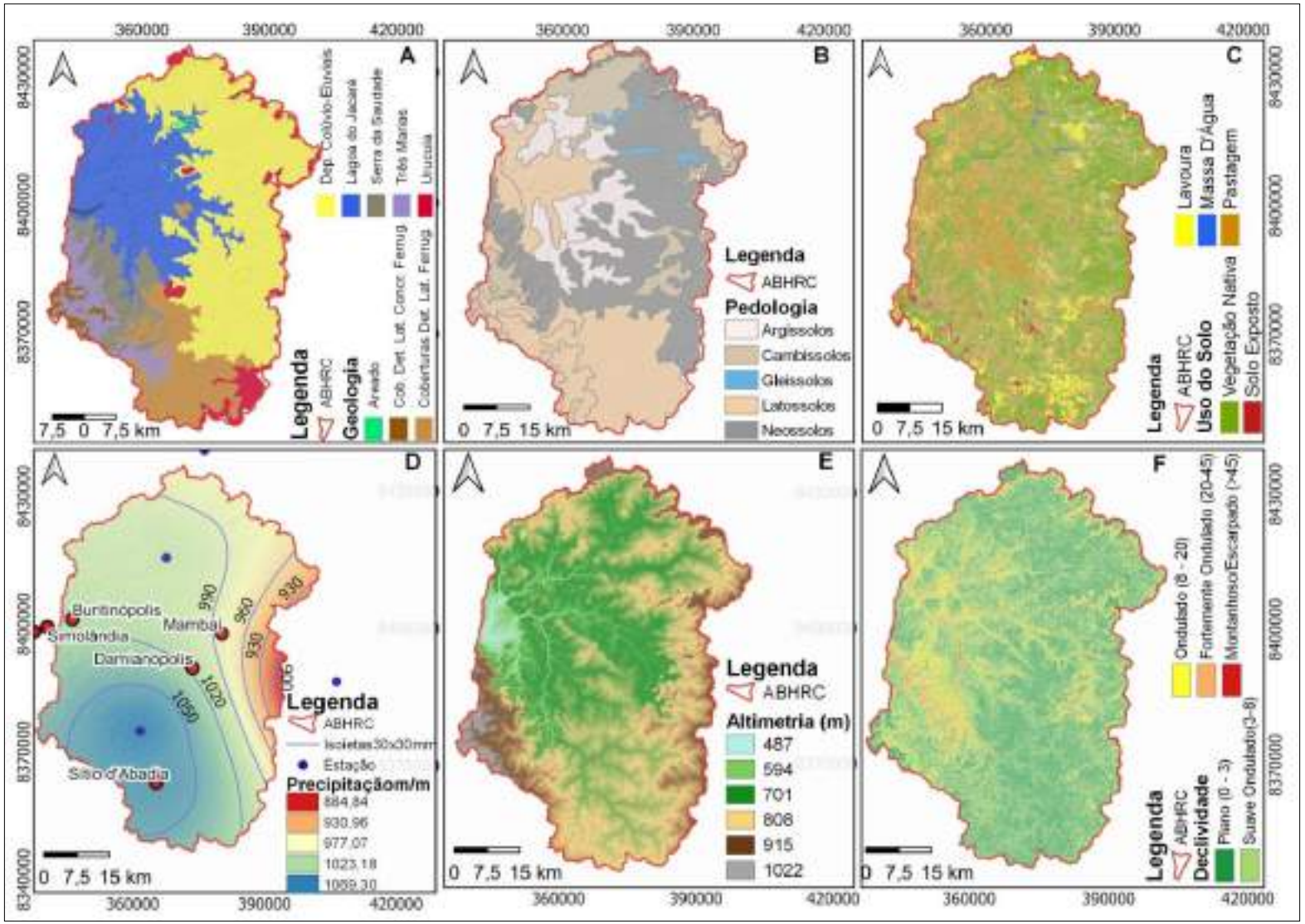


Figura 2: (**A**) Mapa geológico. (**B**) Mapa pedológico. (**C**) Mapa de uso e ocupação do Solo. (**D**) Mapa de isoieta. (**E**) Mapa hipsométrico e (**F**) Mapa de declividade.

Revista Brasileira de Geografia Física v.15, n.05 (2022) 2327-2339.

O Grupo Areado é verificado na faixa central e mais ao norte da bacia, depositado no Eocretáceo, constituído por rochas pelíticas, psamíticas e conglomerados (Campos e Dardenne, 1997).

O Grupo Urucuia situa-se no extremo leste compondo a divisa dos estados de Goiás, Bahia e Minas Gerais. É considerado de idade Neocretácea, sendo constituído por arenitos eólicos, arenitos fluviais e raras camadas de conglomerado e pelito.

Os depósitos coluvionares de idade cenozoica situam-se no leste e na faixa central até o extremo norte da bacia. São provenientes da parte mais elevada do relevo situado no oeste da Bahia, onde os arenitos do Grupo Urucuia ocorrem *in situ*. Os divisores de águas ou divisores topográficos se caracterizam como limites políticos entre os estados de Goiás e Bahia. Formam depósitos de areia, cascalho e argila logo abaixo das escarpas da Serra Geral (Campos e Dardenne, 1997).

As faixas de coberturas detrito-lateríticas ferruginosas são verificadas na porção sul da bacia e também na faixa central. De idade cenozoica, são formadas por sedimentos aluviais e se apresentam sob a forma de conglomerados, areias, argilas e lateritas pouco consolidadas ou inconsolidadas (Latrubesse et al., 2005).

Na poligonal utilizada para aplicação do método proposto para cartografia potenciométrica, predominam cinco classes de solos: Argissolo, Cambissolo, Gleissolo, Latossolo e Neossolo (Figura 2B). Os argissolos estão distribuídos pela faixa central da bacia, basicamente formados por material mineral, caracterizados pelo horizonte B textural (Bt), com argila de atividade baixa, ou atividade alta combinada com saturação de bases ou com caráter alumínico (Embrapa, 2013).

Os cambissolos são encontrados em pequenas porções na parte norte, leste e oeste da bacia. São solos jovens, composto por materiais minerais, bem drenados, álicos, pouco profundos e que se caracterizam pelo horizonte diagnóstico B incipiente (Bi).

Os gleissolos são solos minerais, hidromórficos, apresentam horizonte glei, com profundidades maiores que 0,50 cm e inferiores a 1,50 m. Periodicamente estes tipos de solos são saturados por água (Embrapa, 2013), na poligonal estão distribuídos entre a parte norte e leste da bacia.

Os neossolos estendem-se pela faixa central da bacia, logo abaixo da escarpa da Serra Geral de Goiás. São formados por material mineral ou material orgânico pouco espesso e não apresentam alterações consideráveis em relação ao material originário devido à baixa atuação dos processos pedogenéticos (Lepsch, 2016).

Os latossolos estão distribuídos em maior quantidade na parte sul e oeste da bacia, sendo encontrados também em pequenas porções na parte norte e leste da bacia. São constituídos por material mineral, apresentam

Revista Brasileira de Geografia Física v.15, n.05 (2022) 2327-2339.

horizonte B latossólico (Bw) imediatamente abaixo de qualquer horizonte A. São solos com profundidades maiores que 2 m, com aspecto maciço, são macios quando secos e muito friáveis quando úmidos. Devido a suas características são susceptíveis a erosão, principalmente quando ocorrem junto a curso de água e nas bordas das chapadas (Lepsch, 2016).

O clima da região é característico de regiões savânicas, caracterizados por inverno seco que ocorre entre os meses de junho a setembro e verão úmido, com período chuvoso entre outubro a maio. A precipitação média varia de 884 mm/ano a 1.609,30 mm/ano (Figura 2D). A precipitação ocorre com maior intensidade no norte da bacia e na faixa central. As partes com menores taxas de precipitação situam-se no leste da bacia, limitado com o oeste do estado da Bahia.

A hipsometria é irregular com constantes e significativas variações altimétricas (Figura 2E), circundada pelo front da Serra Geral. As partes mais movimentadas do relevo situam-se junto à escarpa da serra, na região das nascentes do Rio Corrente e toda sua rede de drenagem.

O relevo é movimentado (Figura 2F) com superfície entalhada em função da densidade hidrográfica, densidade de drenagem (Figura 1C) e pela organização das vertentes do Rio Corrente e seus tributários.

Devido à movimentação do relevo (Figura 2F), há incidência de elevações abruptas na bacia. A amplitude altimétrica do relevo é bem significativa, com 535 m de variação, observada entre as partes mais baixas com 487 m e as porções mais elevadas com 1022 m, onde se situam os divisores de água, na Serra Geral de Goiás.

O relevo é constituído por unidades agradacionais, onde predominam as planícies fluviais, terraços e faixas aluviais. Ha incidência também de unidades denudacionais com forte dissecação com relevos irregulares e movimentados e superfície de aplainamento, além de morros e colinas que ocorrem de forma isolada (Latrubesse et al., 2005).

O uso da terra (Figura 2C) é caracterizado por extensas áreas ocupadas por pastagens, lavouras, adensamentos urbanos, solos expostos e exploração mineral, principalmente calcário dolomítico.

A bacia do alto curso do Rio Corrente e a APA das Nascentes do Rio Vermelho situam-se no domínio morfoclimático do cerrado, com flora diversificada em fitofisionomias, controlada pelo relevo, clima e aspectos químicos e físicos do solo (Ab´Saber, 1977). Na poligonal encontram-se formações savânicas, cerrado ralo, formações campestres, grandes área de mata seca e resquícios de campo rupestre (Ribeiro e Walter, 2008).

Materiais e Métodos

Para o processamento dos dados com intuito de caracterizar a alta bacia do Rio Corrente e consequente elaboração dos

Revista Brasileira de Geografia Física v.15, n.05 (2022) 2327-2339.

layouts, foram utilizados os softwares QGis 3.16.5 e ArcGis 10.5 para delimitação e cartografia da área de estudo.

Foi utilizado o algoritmo ODR_Hidro, proposto por Oliveira et al., (2020), acessado através do terminal plataforma Python do QGIS 2.18.19 que processou os dados do satélite ALOS PALSAR com resolução de 12,5 metros para delimitação da bacia e extração da rede de drenagem e elementos geomorfométricos.

Os mapas geológico, pedológico e dos sistemas de aquíferos foram compilados a partir de dados baixados do Sistema Estadual de Geoinformação do estado de Goiás (SIEG) e do Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Destes órgãos, também foram baixados dados de poços tubulares e dados hidrogeológicos.

O mapa de uso e ocupação do solo foi compilado através de imagens de satélites CBERS 4A, cenas 131 e 132 da Câmera Multiespectral e Pancromática de Ampla Varredura (WPM). As imagens foram adquiridas gratuitamente pelo catálogo do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), e correspondem ao dia 24 de agosto de 2020.

As imagens da câmera WPM contam com cinco bandas, quatro das quais são multiespectrais, com resolução espacial de oito metros, e uma banda Pancromática de dois metros de resolução. As imagens foram agrupadas e fusionadas para extrair ao máximo da sua representação espacial, chegando a 2 m de resolução.

Posteriormente aplicou-se a classificação supervisionada com o classificador MAXVER (*Maximum Likelihood Classification*) e a partir desta classificação foram obtidas seis classes de uso e ocupação, representadas por: vegetação nativa, solo exposto, lavoura, pastagem e massa de água.

O mapa de isoietas foi elaborado a partir dos dados extraídos do site Hidroweb da Agência Nacional das Águas e Saneamento (ANA) com base nas estações pluviométricas 1445005 - Coba 1446004; Sítio D'Abadia 1446008; Flor da Serra I 1446010 e PCH Riachão 1 com dados disponibilizados dos anos de 2015 a 2020.

Os mapas hipsométricos e de declividade foram elaborados utilizando o MDE Alos-Palsar. O mapa de lineamentos foi elaborado utilizando dados do SIEG e extração via MDE do Alos Palsar.

Os mapas potenciométricos foram elaborados a partir de dados dos poços tubulares existentes na área ou nas proximidades da área de estudo. Para a confecção do mapa foram utilizadas ferramentas de interpolação, respeitando a divisão da compartimentação do aquífero, previamente determinada.

Revista Brasileira de Geografia Física v.15, n.05 (2022) 2327-2339.

Resultados

Proposta de método para a confecção de mapa potenciométrico

Um mapa potenciométrico é confeccionado a partir da interpolação de dados de um número significativo e distribuído de poços instalados em um aquífero. Por isso estes mapas são também denominados de mapas de isopiezas, por representarem a variação lateral da carga hidráulica em cada poço, expressa em linhas de mesma elevação da carga hidráulica.

Inicialmente para se determinar a carga hidráulica pontual e instantânea em cada poço deve-se subtrair a cota da superfície do terreno no local em que o poço está instalado da medida da superfície do terreno até o nível da água do poço.

Os dados a serem aplicado à confecção do mapa devem ser obtidos em um mesmo período, ou serem parte de um mesmo conjunto quando são utilizados dados de monitoramento de níveis. Isto significa que os mapas piezométricos representam o momento em que as medições foram realizadas e podem mudar no tempo, em função de bombeamentos prolongados, inversões de fluxo, ou mudanças nas condições de recarga dos aquíferos.

É fundamental que os perfis geológicos e construtivos dos poços em que as medidas são realizadas sejam conhecidos. A informação sobre os perfis dos poços é importante, pois o mapa piezométrico deve ser confeccionado para cada aquífero. Quando há aquíferos superpostos, a existência de seções de filtros nas diferentes unidades hidroestratigráficas pode resultar em uma carga hidráulica média, que não represente nenhum dos aquíferos interceptados.

Quando há aquíferos confinados, a cota medida no poço representa a carga hidráulica total, isto é, a carga por pressão mais a carga por elevação (Fetter, 1994). Em aquíferos livres a cota medida é a própria carga por elevação, pois a carga por pressão no topo da zona saturada não existe.

Após realizar a avaliação e depuração dos dados, faz-se a interpolação com auxílio de um software específico (ArcGis, Surfer, Geosoft, entre outros).

Os procedimentos enumerados anteriormente são aplicados para aquíferos intergranulares e fraturados, os quais apresentam maior continuidade lateral e superfícies potenciométricas mais suaves e também contínuas.

Os aquíferos cársticos e físsuro-cársticos, por outro lado, por serem muito anisotrópicos e em muitos casos heterogêneos, não apresentam continuidade lateral, sendo comum a medição em campo de poços com carga hidráulica rasa, próximos a poços com carga profunda ou muito profunda.

As variações laterais da superfície potenciométrica em aquíferos associados a rochas carbonáticas são decorrentes da compartimentação lateral a que estes aquíferos podem estar vinculados. Os compartimentos

Revista Brasileira de Geografia Física v.15, n.05 (2022) 2327-2339.

são comumente associados a blocos falhados, mas também podem ser condicionados aos mecanismos de carstificação que podem causar o rebaixamento instantâneo do nível d'água em locais com elevada taxa de dissolução em comparação com porções pouco carstificada.

Assim, para a confecção de mapas potenciométricos nestes aquíferos, os lineamentos estruturais regionais e locais devem ser traçados antes de se proceder a interpolação dos dados de níveis d'água dos poços. O traçado dos lineamentos deve priorizar cursos d'água retilíneos, mas também pode incluir quebras de relevo retilíneas, dolinas alongadas e alinhadas, cristas alongadas, dentre outras. A extração dos lineamentos estruturais pode ser feita sobre imagens impressas de forma analógica, mas é mais eficiente em formato digital diretamente em tela, pois permite a rápida mudança da escala de observação.

Após o traçado dos lineamentos em escala regional, deve-se ampliar a escala de observação no interior da área de interesse. Importante verificar se existe algum lineamento regional que adentra a área de interesse.

Em seguida, devem-se avaliar os dados potenciométricos pontuais para verificação de contrastes laterais em poços próximos, separados por algum lineamento levantado na etapa anterior. Caso seja confirmada a existência de blocos compartimentados o tratamento dos dados deverá ser realizado de forma independente em cada bloco, em que o conjunto de dados deve ser separado em função do número e blocos considerados.

Para a confecção do mapa de isolinhas, deve-se escolher um interpolador adequado à natureza dos dados e à sua distribuição. Usualmente a Krigagem Ordinária tem sido utilizada para dados de natureza geológica e hidrogeológica, contudo, para dados com forte concentração espacial, outros interpoladores devem ser considerados. O método de interpolação pelo "vizinho mais próximo" também é uma opção que de forma geral alcança resultados adequados, principalmente para conjuntos de dados com distribuição espacial irregular.

Dada a facilidade alcançada pelos softwares disponíveis, os mapas podem ser confeccionados com diferentes interpoladores e o usuário poderá avaliar o melhor produto com comparação direta dos mapas resultantes.

Após a interpolação nos diferentes blocos, devem-se unir as porções para compor um mapa de toda a área de interesse, de forma a se obter o mapa potenciométrico e possibilitar suas diversas aplicações.

Quando a análise da compartimentação do aquífero cárstico ou fissuro-cárstico a partir do traçado dos lineamentos regionais não demonstra a existência de blocos individualizados, o fluxo metodológico proposto fica limitado aos passos tradicionais para aquíferos não cársticos. Isto é, deve-se apenas avaliar se o conjunto de dados

Revista Brasileira de Geografia Física v.15, n.05 (2022) 2327-2339.

representa a mesma unidade hidroestratigráfica e proceder com sua interpolação lateral.

Discussão

Os lineamentos obtidos a partir do SIEG foram mesclados aos lineamentos estruturais extraídos do MDE Alos Palsar (Figura 3), o que possibilitou uma visão com características mais amplas da região. Observa-se que os grandes lineamentos que circundam a área (Figura 3B) têm alinhamentos gerais N60E, outros menores com direção geral NE/SE e ainda alinhamentos NW/SE.

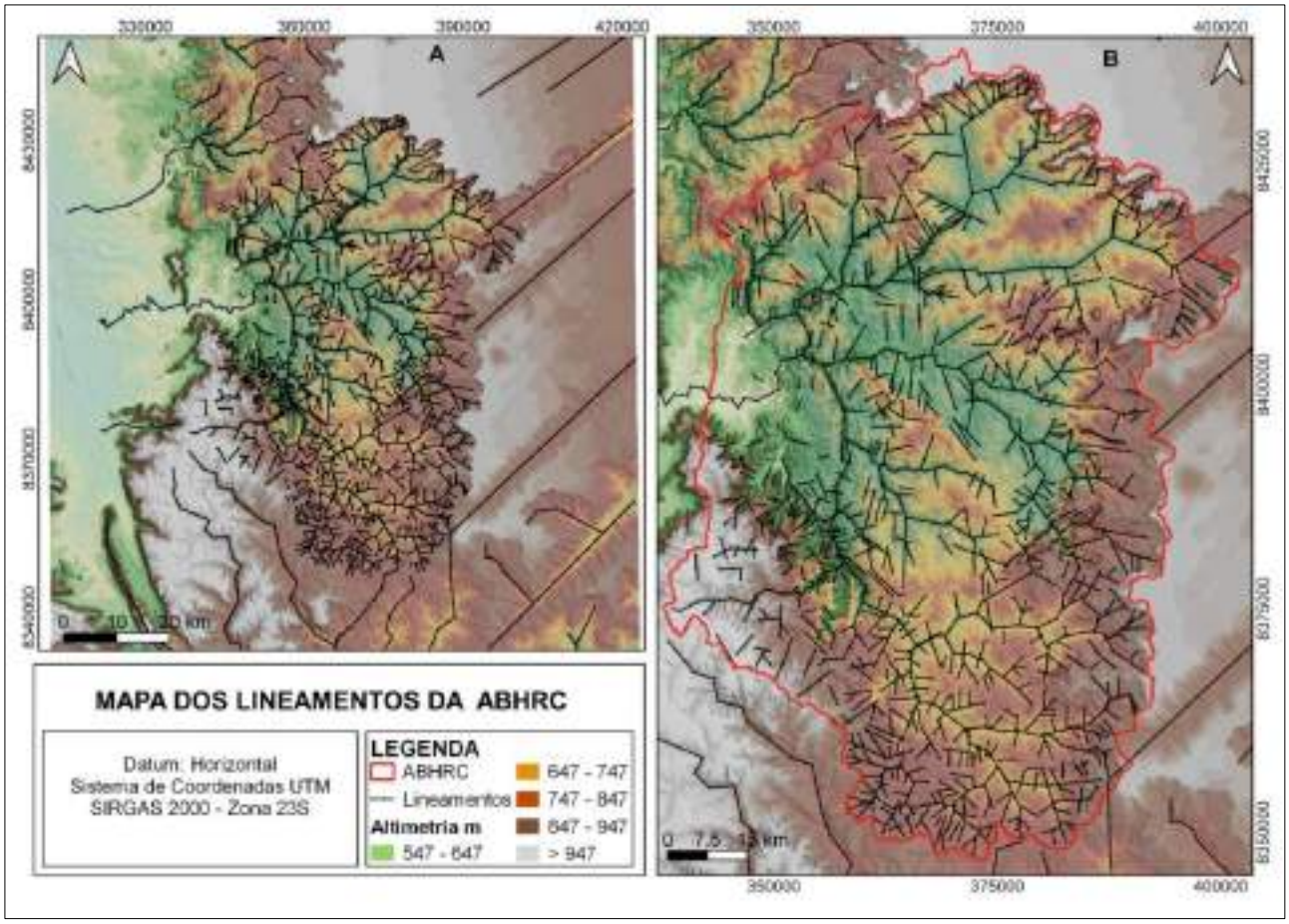


Figura 3: (**A**) Representação de lineamentos estruturais regionais; (**B**) Representação de lineamentos da bacia do Alto Rio Corrente.

No interior da área da bacia do Alto Rio Corrente observam-se lineamentos em diferentes direções (Figura 3A), que caracteriza o relevo movimentado, o que corrobora com a grande densidade de drenagem presente na região, com relevo bastante dissecado. No entanto, há certa predominância dos alinhamentos de rumos SE/NW e NE/NW.

A análise da orientação dos lineamentos, utilizando a rede hidrográfica, tendo como referência os cursos de maior ordem, permitiu particionar a área de estudo em três compartimentos (Figura 4) para que

Revista Brasileira de Geografia Física v.15, n.05 (2022) 2327-2339.

seja efetuada de forma separada a análise da carga potenciométrica e o mapeamento do nível potenciométrico do aquífero cárstico na área do alto curso da bacia do Rio Corrente.

A compartimentação hidrogeológica em três blocos distintos na área da bacia (Figura 5), permite verificar com maior detalhe e percepção clara, tanto a direção do fluxo, quanto as linhas equipotenciais da zona saturada do aquífero cárstico. A Figura 5A evidencia quatro direções de fluxos, observando logicamente a direção preferencial do fluxo da água subterrânea das cotas mais elevadas para as mais baixas, tanto do relevo natural quanto do nível potenciométrico.

Tem-se claramente, a direção de fluxo a partir da cota potenciométrica 870 metros para a cota 720 metros, ou seja, partindo da direção leste rumo à direção central do bloco. Da mesma forma, há outro direcionamento do fluxo saindo do centro-oeste, cota potenciométrica 840 metros, indo também em direção a faixa central do bloco, onde está posicionada a cota potenciométrica 720 metros, ou seja, conduzindo a transmissão da água para um patamar mais baixo na porção norte deste bloco.

Há também outro direcionamento de fluxo que sai da mesma região centro-oeste, onde situa a cota potenciométrica 840 metros, rumo à direção noroeste, onde situa a cota potenciométrica 600 metros, ou seja, a cota potenciométrica mais baixa do bloco que representa o modelo de fluxo hidrogeológico da bacia.

No bloco sul, ainda se tem outro indicativo de fluxo que sai da parte norte, cuja cota potenciométrica mensurada é de 660 metros que vai em direção à cota 600 metros, localizada no noroeste do bloco, com clara indicação da parte mais baixa, evidenciando também a estratificação em diversos níveis equipotenciais e a localidade onde a água subterrânea provavelmente escoa para fora da bacia (Figura 5A).

Em relação à Figura 5B, nitidamente há indicação de apenas duas direções de fluxos, sendo uma direção saindo da parte sudoeste, onde situa a cota potenciométrica 750 metros para a faixa central do bloco hidrogeológico.

Da faixa central do bloco, há apenas uma única direção, ou seja, de leste para oeste, onde provavelmente a água subterrânea escoará para patamares com estratificação menos elevada, podendo também ficar confinada nesta porção da bacia hidrogeológica.

Revista Brasileira de Geografia Física v.15, n.05 (2022) 2327-2339.

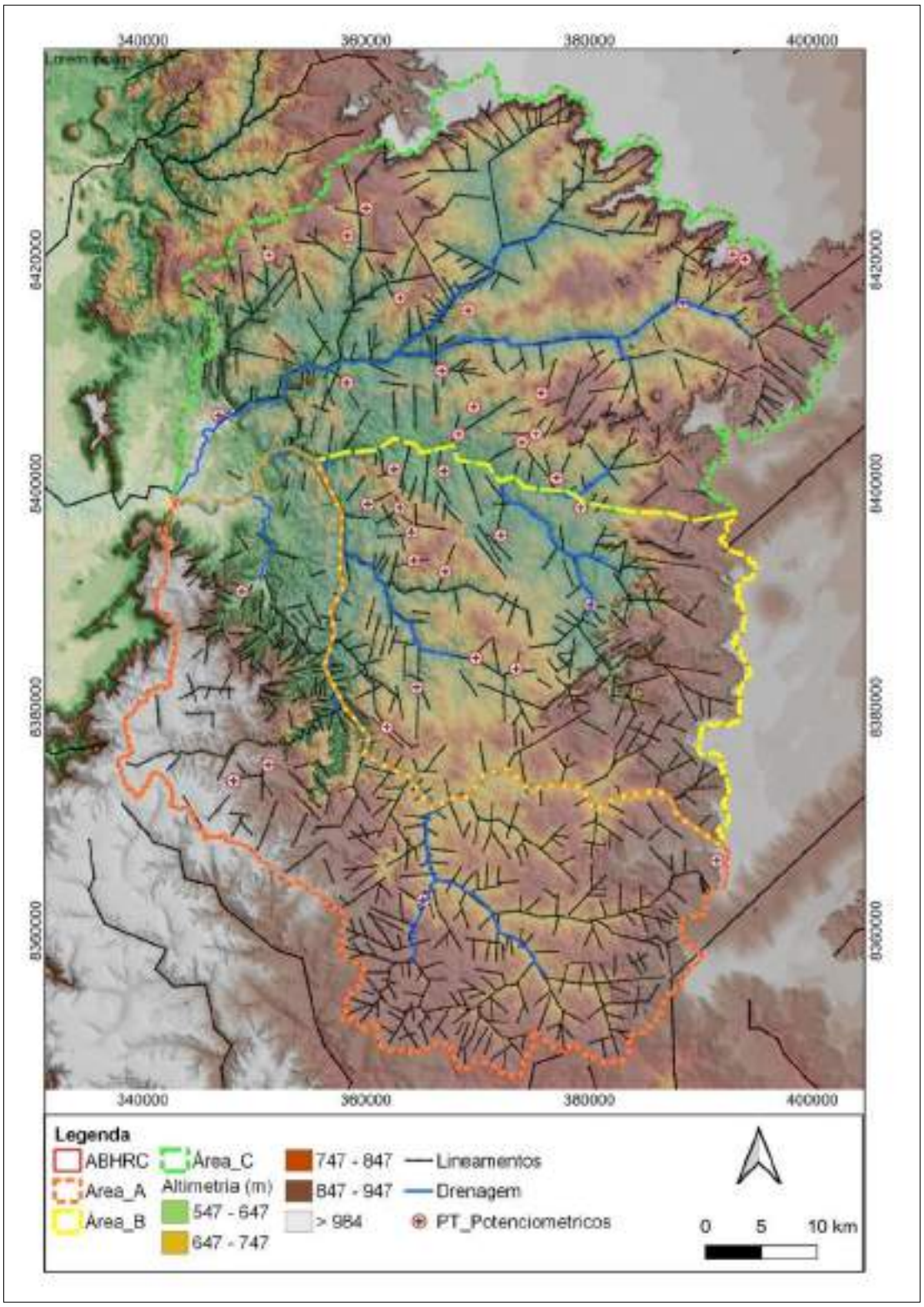


Figura 4: Representação da compartimentação hipsométrica da bacia do alto curso do Rio Corrente.

A Figura 5C, demonstra a existência de apenas uma direção do fluxo, iniciando nas cotas potenciométrica mais alta 780 metros na parte leste do bloco hidrogeológico e direcionando para sudoeste. Há outra indicação de fluxo na parte noroeste e indo em direção oeste do bloco, onde situam as cotas potenciométricas de menores altitudes.

Revista Brasileira de Geografia Física v.15, n.05 (2022) 2327-2339.

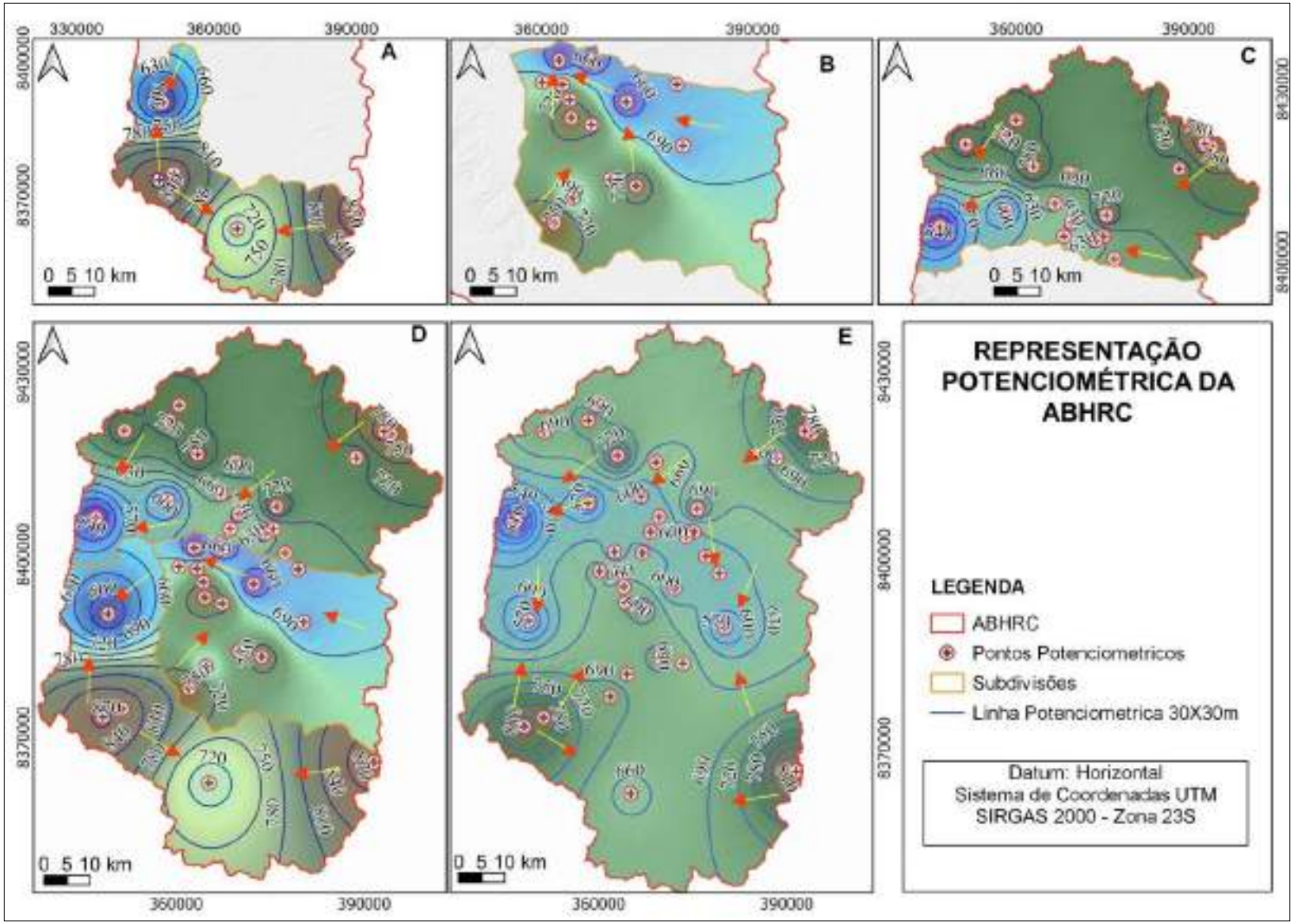


Figura 5: (**A**) Bloco sul. (**B**) Bloco central; (**C**) Bloco norte. (**D**) Mapa potenciométrico da junção dos 3 blocos. (**E**) Mapa potenciométrico generalizado, confeccionado a partir da premissa de que o sistema seja um único bloco.

Revista Brasileira de Geografia Física v.15, n.05 (2022) 2327-2339.

Ha também uma estratificação dos níveis equipotenciais, que indica mais uma vez que se trata de um relevo movimentado. Suas características são refletidas também na parte hidrogeológica, onde as cotas potenciométricas da porção mais elevada da bacia rumam em direção oeste, onde situam as cotas topográficas e potenciométricas de baixas altitudes (Figura 5C). Isso indica visivelmente tratar-se neste bloco de aquífero livre que possivelmente irá desaguar em outro nível de base regional com cotas inferiores.

A união das Figuras 5A, 5B e 5C gera a Figura 5D, onde as características hidrogeológicas e litológicas da área estudada representam uma possível divisão do aquífero cárstico da bacia em dois blocos que são, evidentemente, observados nas Figuras 4 e 5D, sendo um situado na margem direita do Rio Corrente, e outro localizado na margem esquerda do rio.

A camada do aquífero situado na margem esquerda do rio apresenta duas regiões com relevo mais elevado, fazendo com que o nível potenciométrico também inicie em cotas potenciométricas mais altas.

A cota potenciométrica 870 metros é a mais elevada e situa em duas regiões, uma ao sudeste e outra ao sudoeste. A cota do sudeste escoa para a região do centro sul, assim como uma das direções do fluxo da água subterrânea da região sudoeste, também escoa para o centro sul da bacia, indicando a possibilidade de um aquífero confinado, ou semiconfinado. Logicamente estas características refletem o entalhamento vertical do Rio Corrente.

Na região sudoeste, onde situa a cota potenciométrica de 870 metros, é observado que há um direcionamento do fluxo em direção noroeste, cuja cota potenciométrica mensurada é de 600 metros, e se localiza antes de chegar ao Rio Corrente, sendo está a parte menos elevada da superfície potenciométrica. Nesta parte da bacia, observando para jusante, é possível verificar uma convergência do relevo (Figura 4), ou seja, nesta região à aproximação do relevo da parte sul com o relevo da parte norte, separando as duas margens do Rio Corrente, o que indica ser um provável ponto de descarga ou a junção dos aquíferos que possivelmente foram separados pelo entalhamento do Rio Corrente.

No tocante, a parte do aquífero situado à margem esquerda do Rio Corrente, a superfície potenciométrica representada pelas curvas equipotenciais, indicam que o escoamento vai em direção a faixa central da bacia e, então as águas subterrâneas deste aquífero, escoam para a sua jusante, ou seja, para a região oeste, onde predominam as cotas potenciométricas de menor elevação.

A Figura 5E representa a superfície potenciométrica da bacia confeccionada

Revista Brasileira de Geografia Física v.15, n.05 (2022) 2327-2339.

sem a consideração da compartimentação do aquífero, ou seja, sem a subdivisão da bacia em blocos. Neste sentido, como os pontos potenciométricos não têm uma geoespacialização mais homogênea, trata-se de uma representação da direção do fluxo em linha geral.

Mesmo sem a consideração da possível subdivisão do aquífero, as cotas da superfície potenciométrica indicam uma compartimentação hidrogeológica do aquífero. É preciso destacar também que a área em estudo se situa em uma zona de transição do Sistema Aquífero Urucuia para o Sistema Aquífero Bambuí, segundo Almeida et al., (2006) (Figura 1C). Neste sentido, ao observar as cotas e a superfície potenciométrica (Figura 5E), percebe-se nitidamente a possibilidade de se tratar de um sistema com diferentes aquíferos, confinado ou semiconfinado e livre.

O aquífero com tendências de confinamento é situado na região norte da bacia, cuja cota potenciométrica mensurada é de 660 metros, o que indica ser ali a parte mais rasa do aquífero, o que pode ser também um possível ponto de descarga ou um aquífero confinado.

O outro aquífero com tendência de confinamento indicado na Figura 5E localiza-se na região centro leste, com cota potenciométrica de 570 metros.

Não há indicação da interligação dos dois aquíferos, visto que o aquífero situado em cota potenciométrica de 660 metros não escoa para o aquífero de cota inferior (570 metros), tendo em vista em seu caminho existir uma superfície potenciométrica de maior altitude, representada pela curva equipotencial com nível de 690 metros.

Da mesma forma, não há indicativo da interligação do aquífero com tendências a confinamento representado na cota 570 metros com o aquífero livre, cuja cota mais baixa é de 510 metros.

Conclusões

Aquíferos cársticos e físsuro-cársticos em função de sua natureza fortemente anisotrópica e heterogênea podem ter superfícies potenciométricas truncadas lateralmente, compondo compartimentos de fluxos hidrogeológicos ou fluxos hidrogeológicos condicionados a blocos delimitados por lineamentos estruturais regionais ou locais.

A proposta para confecção de mapas potenciométricos nestes aquíferos considera, além das técnicas tradicionalmente aplicadas aos aquíferos intergranulares e fraturados, a inclusão da análise dos lineamentos estruturais e a avaliação e depuração dos dados dos poços de forma individual ou em pequenos conjuntos. Para os casos em que seja verificada a presença de blocos, com cargas hidráulicas contrastantes a pequenas distâncias, a interpolação deverá ser

Revista Brasileira de Geografia Física v.15, n.05 (2022) 2327-2339.

realizada de forma independente para cada bloco.

A confecção de um mapa potenciométrico representativo das variações laterais das cargas hidráulicas de um aquífero é importante: para corroborar o modelo conceitual do aquífero (se livre ou confinado); para estudos de migração de plumas de contaminação; para a determinação das áreas de recarga e descarga e outras aplicações relativas à gestão dos aquíferos.

O estudo de caso utilizado no presente trabalho comprova que áreas de aquíferos cársticos podem ser compartimentadas, resultando em complexidade da potenciometria e que o método proposto é factível e aplicável com resultados reais em diferentes escalas de mapeamento.

Agradecimentos

Os autores agradecem à UNB (Universidade de Brasília) que forneceu uma estrutura adequada para a realização da pesquisa, além da Capes, ICMBIO e CECAV, que tem trabalhado em parceria com os autores via Laboratório de Geografia Física e do Instituto de Geociências da UNB, para a realização de diversos trabalhos.

Referências

Ab'Saber, A.N. 1977. Os domínios morfoclimáticos da América do Sul. Primeira Aproximação. São Paulo: Instituto de Geografia – USP.

Almeida, L; Resende. L; Rodrigues, A.P; Campos, J.E.G. 2006. Hidrogeologia do Estado de Goiás e Distrito Federal. Superintendência de Geologia de Mineração, Governo de Estado de Goiás. 230p.

Alves, M., Galvão, P., & Aranha, P. (2021). Karst hydrogeological controls and anthropic effects in an urban lake. Journal of Hydrology, 593, 125830.

Bowen, G.J., Cai, Z., Fiorella, R.P., Putman, A.L. 2019. Isotopes in the water cycle: regional-to global-scale patterns and applications. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 47, 453-479.

Campos, J.E.G., Dardenne, M.A. 1997. Estratigrafia e sedimentação da Bacia Sanfranciscana: uma revisão. Revista Brasileira de Geociências, 27(3), 269-282.

Dardenne, M.A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. 30◦ Cong. Bras. Geol., Sao Paulo, SP, 2, 568-610.

Denham, M. E., Amidon, M. B., Wainwright, H. M., Dafflon, B., Ajo-Franklin, J., & Eddy-Dilek, C. A. (2020). Improving Long-term Monitoring of Contaminated Groundwater at Sites where Attenuation-based Remedies are Deployed. Environmental Management, 66(6), 1142-1161.

Embrapa. S.B.C.S. 2013. Sistema brasileiro de classificação de solos. Centro

Nacional de Pesquisa de Solos: Rio de Janeiro.

Ferreira, C.F., Uagoda, R.E.S. 2019. Tipologias do carste e classificações de dolinas: uma revisão. Caminhos de Geografia, 20(70):519-537.

Fetter, C.W. 1994. Applied Hydrogeology. 4th Edition. Prentice-Hall, Inc. Upper Saddle River, New Jersey. 598p.

Ford, D.C., Williams, P.W. 2007. Karst Hydrology and Geomorphology. John Wiley and Sons Ltd.

Fournillon, A., Fournier, F., & Vidal, O. (2021). Seismic expression of carbonate build-up karstification: karst modelling strategies and insights from synthetic seismic. Geological Society, London, Special Publications, 509(1), 227-248.

Herreira, B. N., & Pizella, D. G. (2020). Gestão Da Qualidade Hídrica Na Bacia Hidrográfica Do Rio Tietê (Sp): Dificuldades Para O Enquadramento Das Águas Doces Superficiais. Revista Gestão & Sustentabilidade Ambiental, 9(2), 332-355.

Hölting, B., Coldewey, W.G. 2019. Groundwater Morphology. In Hydrogeology. p. 55-61. Springer, Berlin, Heidelberg.

Klimchouk, A.B. 2015. The karst paradigm: changes, trends and perspectives. Acta carsologica, 44(3).

Latrubesse, E. M., Carvalho, T. M., & Stevaux, J. C. (2005). Mapa geomorfológico do Estado de Goiás: Relatório final. Goiânia: GOIÁS (Estado)-Secretaria de Indústria e Comércio/Superintendência de Geologia e Mineração.

Lepsch, I.F. 2016. Formação e conservação dos solos. Oficina de textos. 2ª Edição. 216p.

Machiwal, D., J.H.A, M.K., Singh, V.P., Mohan, C. 2018. Assessment and mapping of groundwater vulnerability to pollution: Current status and challenges. Earth-Science Reviews, 185, 901-927.

Ministério de Minas e Energia – MME. 2009. Análise das informações sobre recursos hídricos subterrâneos no país. Recife: MME.

Monteiro, R.C. 2003. Estimativa espaço temporal da superfície potenciométrica do sistema aquífero Guarani na cidade de Ribeirão Preto (SP), Brasil. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista,

Oliveira, O.A., Souza Bias, E., Steinke, V.A., Sousa, R.B., Passo, D.P., Baptista, G.M.M., Pereira Filho, W. 2020. Análise de técnicas de segmentação para melhoria na obtenção de dados geomorfométricos com base em ferramentas Open Source. Revista Brasileira de Geomorfologia, 21(4).

Parise, M., Gabrovsek, F., Kaufmann, G., Ravbar, N. 2018. Recent advances in karst research: from theory to fieldwork and applications. Geological Society, London, Special Publications, 466(1), 1-24.

Peralta, R.C., Kowalski, K.G. 1986. Optimizing the rapid evolution of target groundwater potentiometric surfaces. Transactions of the ASAE, 29(4):940-0947.

Ribeiro, J.F., Walter, B.M.T. 2008. As principais fitofisionomias do bioma

Cerrado. In: Cerrado, ecologia e flora, 1, 151-212.

Roy, S.K., Zahid, A. 2021. Assessment of declining groundwater levels due to excessive pumping in the Dhaka District of Bangladesh. Environmental Earth Sciences, 80(8):1-11.

SIEG. Sistema Estadual de Geoinformação de Goiás. 2021. Disponível em: http://www.sieg.go.gov.br/. Acesso em: 15 de dezembro de 2021.

Uhlein, A. 1991. Transição cráton-faixa dobrada: exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (ciclo brasiliano) no estado de Minas Gerais: aspectos estratigráficos e estruturais (Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo).

Uhlein, G.J., Uhlein, A., Halverson, G.P., Stevenson, R., Caxito, F.A., Cox, G.M., Carvalho, J.F. 2016. The Carrancas Formation Bambuí Group: a record of pre-Marinoan sedimentation on the southern São Francisco craton, Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 71:1-16. https://doi.org/doi:10.1016/j.jsames.2016.06.009.

UNESCO. (2018) United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization. The United Nations World Water Development Report 2018: Nature- based solutions for water. World Water Assessment Program. Colombella, Purugia, Italy. 2018. p.1-12.

Veni, G.H., Duchene, N.C., Crawford, C.G., Groves, G.H. Huppert, E.H., Kastning, R., Olson, B.J. Wheeler. 2001. Living with karst: a fragile foundation. Environmental Awareness Series 4. American Geological Institute, Alexandria, Virginia.

Vieira, L. C. M., Velásquez, L. N. M., Dussin, T. M., & Borba, R. P. (2020). Caracterização hidrogeoquímica dos aquíferos da região da apa carste de lagoa santa, mg. Geosciences= Geociências, 39(04), 1087-1105.

Vieira, L.C.M., Velasquez, L.N.M., Borba, R.P. 2020. Hidrogeoquímica como ferramenta para o reconhecimento de aquíferos em lacunas de perfis litológicos de poços tubulares. Águas Subterrâneas, 34(2):204-220.

Zorn, M., Ferk, M., Lipar, M., Komac, B., Tičar, J., & Hrvatin, M. (2020). Landforms of Slovenia. In The Geography of Slovenia (pp. 35-57). Springer, Cham.

9 CAPÍTULO 3 – RESULTADOS

9.1 ESTUDO E MAPEAMENTO DA VULNERABILIDADE AMBIENTAL DO CARSTE NO ALTO CURSO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO CORRENTE NO NORDESTE GOIANO

ARTIGO 6

ESTUDO E MAPEAMENTO DA VULNERABILIDADE AMBIENTAL DO CARSTE NO ALTO CURSO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO CORRENTE NO NORDESTE GOIANO

Olavo Amancio de Oliveira[1], Rogério Elias Soares Uagoda[2]

1. Doutorando no Programa de Pós-Graduação em Geografia. Instituto de Ciências Humanas. Departamento de Geografia, Universidade de Brasília. e-mail: olavotop@gmail.com. ORCID 0000-0003-0304-2700. **2**. Professor Doutor no Instituto de Ciências Humanas. Departamento de Geografia. Universidade de Brasília. e-mail: rogeriouagoda@unb.br. ORCID 0000-0002-9448-1313. *O artigo fará parte da tese de Doutorado do primeiro autor.

RESUMO

Os ambientes cársticos possuem natureza peculiar devido a forte anisotropia que os envolvem, por causa de sua natureza física são considerados naturalmente sensíveis à contaminação, o que os tornam susceptíveis a vulnerabilidade, dada as suas características intrínsecas. Neste sentido, observando as características acima descritas, além das suas feições cársticas e os tipos de recargas difusa e concentrada/direta, este tipo de ambiente requer métodos específicos para mapear e avaliar a vulnerabilidade, como é o caso da metodologia COP utilizado neste trabalho. Em virtude destas peculiaridades, diversas metodologias vêm sendo adaptadas afim melhorar de forma eficaz os resultados derivados dos estudos voltados ao mapeamento e análise da vulnerabilidade dos ambientes cársticos. O estudo relacionado à vulnerabilidade dos ambientes cársticos é de suma importância, visto que as áreas cársticas desempenham importante papel no abastecimento de água potável no planeta, onde vários países do mundo são abastecidos por mananciais oriundos de ambientes cársticos. Assim, faz-se necessário buscar o aperfeiçoamento de ferramentas tecnológicas para o estudo e mapeamento destas feições geomorfológicas. Em países de clima mediterrâneo o método COP apresenta bons resultados, entretanto, sua aplicação em países de clima tropical, requer alteração e adaptação na sua metodologia original, tendo em vista que a camada que protege o aquífero (Fator *O*) possui uma diversidade das camadas de solo, em relação àqueles de onde o método foi desenvolvido. Deste modo, este trabalho buscou introduzir mais um atributo da camada de solo a ser considerada pelo método COP, que é a estrutura do solo. Assim, usando a metodologia COP adaptada aos ambientes cársticos de clima tropical, por meio de procedimentos geotecnológico em GIS, buscou-se analisar e representar de forma cartográfica a vulnerabilidade intrínseca do alto curso da bacia hidrográfica do Rio Corrente. O estudo indicou que na poligonal estudada, o índice de vulnerabilidade apresenta-se da seguinte forma: i - classe de vulnerabilidade muito alta (264,58 km² ou 7,08%); ii - classe de vulnerabilidade alta (339,14 km² ou 9,07%); iii - classe de vulnerabilidade moderada (392,37 km² ou 10,50%); iv - classe de vulnerabilidade baixa (1.315,02 km² ou 35,18%) e v - classe de vulnerabilidade muito baixa (1.426,72 km² ou 38,17%).

Palavras-chave: Aquíferos cársticos, fluxo subterrâneo, vulnerabilidade intrínseca, método COP.

STUDY AND MAPPING OF THE ENVIRONMENTAL VULNERABILITY OF KARST IN THE UPPER COURSE OF THE CORRENTE RIVER WATERSHED IN NORTHEAST GOIANO

ABSTRACT

Karstic environments have a peculiar nature due to the strong anisotropy that surrounds them, because of their physical nature they are considered naturally sensitive to contamination, which makes them susceptible to vulnerability, given their intrinsic characteristics. In this sense, observing the characteristics described above, in addition to their karstic features and the types of diffuse and concentrated/direct recharge, this type of environment requires specific methods to map and assess vulnerability, as is the case of the COP methodology used in this work. Due to these peculiarities, several methodologies have been adapted in order to effectively improve the results derived from studies aimed at mapping and analyzing the vulnerability of karst

environments. The study related to the vulnerability of karstic environments is of utmost importance, since karstic areas play an important role in the supply of drinking water worldwide, where several countries in the world are supplied by springs from karstic environments. Thus, it is necessary to seek the improvement of technological tools for the study and mapping of these geomorphological features. In countries with a Mediterranean climate the COP method presents good results; however, its application in countries with a tropical climate requires changes and adaptations to its original methodology, since the layer that protects the aquifer (O-Factor) behaves differently from the soil layers where the method was developed. Thus, this work sought to introduce one more attribute of the soil layer to be considered by the COP method, which is soil structure. Thus, using the COP methodology adapted to karstic environments of tropical climate, by means of geotechnological procedures in GIS, it sought to analyze and represent in cartographic form the intrinsic vulnerability of the upper course of the hydrographic basin of the Corrente River. The study indicated that in the studied polygon, the vulnerability index presents itself as follows: i - very high vulnerability class (264.58 km² or 7.08%); ii - high vulnerability class (339.14 km² or 9.07%); iii - moderate vulnerability class (392.37 km² or 10.50%); iv - low vulnerability class (1. 315.02 km² or 35.18%) and v - very low vulnerability class (1,426.72 km² or 38.17%).
Keywords: Karst aquifers, groundwater flow, intrinsic vulnerability, COP method

INTRODUÇÃO

As paisagens cársticas de modo geral, abrigam complexos sistemas de aquíferos que necessitam de estudos detalhados, tendo em vista que sua hidrogeomorfologia (formas e processos) necessita de maiores conhecimentos acerca da sua formação para, consequentemente entender sua espeleogênese, originando zonas com maiores ou menores índices de vulnerabilidades. Os ambientes cársticos se desenvolvem principalmente em área de difícil acesso, muitas das vezes até em locais inacessíveis, dificultando a aplicação de técnicas padrões, como perfurações ou aplicações de geofísica para o estudo dos seus aquíferos.

A água oriunda dos aquíferos cársticos é um dos recursos mais importantes para o abastecimento de água potável no mundo (Doerfliger & Zwahlen, 1997; Zwahlen, 2003). Machiwal et al., (2018) pontua que populações inteiras podem ser abastecidas por águas de aquíferos cársticos, como por exemplo o Aquífero da Flórida (EUA) com vazão de quase 40 mil m³/h (Ford e Williams, 2007) e a nascente Figed (Síria) com descarga superior a 14 mil m³/h (Veni et al., 2001). No Brasil, poços construídos em aquíferos vinculados ao Grupo Bambuí podem fornecer vazões superiores a 200 m³/h (MME, 2009) e abastecer núcleos urbanos como: Sete Lagoas, MG; Lagoa Santa, MG e São Sebastião, DF (OLIVEIRA et al., 2022).

Os ambientes cársticos, especialmente os aquíferos carbonáticos, são particularmente vulneráveis à poluição devido à sua estrutura e comportamento hidrogeológico (Marín et al., 2021). Estes ambientes além de muito sensíveis e anisotrópicos são extremamente vulneráveis à contaminação devido à sua estrutura e o comportamento hidrogeológico, onde a água pode se mover rapidamente através dos seus condutos cársticos, sendo facilmente capturada pelos sumidouros,

possibilitando a filtragem deficiente e consequentemente, a recarga concentrada (JIANG et al., 2019; MARÍN et al., 2021).

Devido à heterogeneidade e anisotropia destes ambientes, não se traduz em tarefa fácil verificar e mapear as áreas que estão propensas a processos de fragilidade e vulnerabilidade intrínseca (natural) ou vulnerabilidade específica. A vulnerabilidade intrínseca representa a suscetibilidade específica dos sistemas de águas subterrâneas para manejar/atenuar e expandir-se um fluido/pluma ou poluente de origem hídrica, de modo a produzir deterioração da qualidade das águas subterrâneas, no espaço e no tempo (Citrini et al., 2021). Por outro lado, a vulnerabilidade específica trata-se da susceptibilidade, relacionado à vulnerabilidade a um determinado tipo de contaminante (ou grupo de contaminantes) que se associam a determinadas fontes potenciais de poluição existentes na área considerada (MOGES & DINKA 2022).

Deste modo, a escolha do método para o estudo da vulnerabilidade intrínseca dos ambientes cársticos se vincula a disponibilidade e distribuição espacial dos dados, escala do mapeamento, objetivo do mapa e do cenário hidrogeológico (Iván & Mádl-Szőnyi, 2017). A escala em que vai ocorrer o estudo e o mapeamento dependerá também da disponibilidade de dados e sua distribuição geográfica. Quanto melhor a disponibilidade de dados, mais detalhado será o mapa confeccionado, assim, a escolha e utilização do método mais adequado requer o conhecimento prévio dos dados e da área de estudo. Portanto, para este tipo de estudo, a eficiência dos resultados estará condicionada a aplicação de modelos específicos, como é o caso do método COP (IVÁN & MÁDL-SZŐNYI, 2017; CITRINI et al,.2021; MOGES & DINKA, 2022).

O método COP foi proposto por Vías et al., (2002). Os fatores C, O, P foram testados em dois aquíferos carbonatados nas regiões de Líbar, clima semiárido e Torremolinos clima subtropical mediterrâneo, localizado no sul da Espanha. O método COP concentra-se em três fatores: i - concentração do fluxo (Fator *C*), ii - camadas sobrepostas (Fator *O*) e iii - precipitação (Fator *P*). Os fatores utilizados para determinar a vulnerabilidade estão subdivididos em outros subfatores (Vías et al., 2002). Para cada fator é gerado um mapa com os diferentes dados referentes à vulnerabilidade do ambiente que são utilizados no cálculo final do índice de vulnerabilidade (Khazaa'lah et al., 2022). As variáveis utilizadas para entrada nos mapas dos subfatores não representam valores físicos reais, mas uma pontuação derivada dessas variáveis (SOUZA, 2020).

O fator da concentração do fluxo (Fator *C*) representa o grau em que a precipitação é concentrada em áreas de recarga e verifica o desvio de contaminantes através do sistema de proteção das camadas sobrepostas (Goyal et al., 2021). O fator C considera as condições de superfície que controlam o fluxo superficial para áreas de infiltração rápida ou difusa, como declive, vegetação e

hidrologia. É estimado a partir de dois cenários (ZWAHLEN, 2003). O cenário (1) trabalha com a infiltração concentrada que infiltra pelas cavidades cársticas (Figura 1 A e B), onde quatro variáveis são consideradas; a influência da declividade (*s*) e da vegetação (*v*), a distância das áreas de recarga para as áreas de sumidouros (*dh*) figura 1 B e dolinas (*ds*) figura 1 A, (Živanović et al., 2021). O cenário 1 é determinado conforme expressão 1 (VÍAS et al., 2002: DALY et al., 2002).

Cenário 1 = *sv.ds* ou *sv.dh* (1)



Figura 1: Feições cársticas de recarga direta representando a entrada d´água no sistema (A) recarga através de dolina (B) recarga através de sumidouro.
Fonte. Rogerio Uagoda

O cenário 2 trabalha com a recarga difusa que ocorre através das fraturas e infiltração no solo, onde três fatores são considerados; feições superficiais (*sf*), vegetação (*v*) e declividade (*s*) (Živanović et al., 2021). Neste cenário, a inclinação e a vegetação (*sv*) se comportam inversamente em relação à primeira: O parâmento feições superficiais (*sf*) considera feições geomorfológicas específicas, a presença ou ausência de camadas de recobrimento (permeáveis ou impermeáveis), determinam a importância dos processos de escoamento superficial e a infiltração atuante na área (ZWAHLEN, 2003). O cenário 2 é determinado de acordo com a expressão 2 (VÍAS et al., 2002; DALY et al., 2002). Por conseguinte, a composição dos mapas dos cenários 1 e 2 representa a pontuação final do fator C.

Cenário 2 = *Sv*. *Sf* (2)

O fator camadas de proteção (Fator *O*) é o atributo mais importante na avaliação da vulnerabilidade das águas subterrâneas (Leyland, 2008). O fator (*O*) considera a proteção fornecida para o aquífero em função das propriedades físicas, como textura, litologia e espessura das camadas acima da zona saturada (Vías et al., 2002; Citrini et al., 2021). As variáveis levadas em conta são: solo (*Os*) e litologia (*Ol*) da zona saturada. Para solos (*Os*), parâmetros como textura (tamanho do

grão) e espessura são considerados. A variável litologia (*Ol*) reflete a capacidade de atenuação de cada camada da zona não saturada (Vías et al., 2002; Khazaa'lah et al., 2022). O parâmetro (*Ol*) é determinado pela classificação da litologia e pelo grau de fraturação (*ly*), a espessura de cada camada (m) e as condições de confinamento (*cn*) do aquífero (Zwahlen, 2003). O somatório do produto dos subfatores origina um índice que é associado com a proteção do aquífero. O fator (*O*) é determinado conforme as expressões 3 e 4 (IVÁN & MÁDL-SZŐNYI, 2017; CITRINI et al,.2021).

$$OL = \sum (ly.m).\ cn \qquad (3) \qquad \text{Fator } O = (OS) + (OL) \qquad (4)$$

O fator precipitação (Fator *P*) trabalha com a quantidade da precipitação incidente na área e com os fatores que influenciam na taxa de infiltração, como: frequência, distribuição temporal, duração e intensidade de eventos de chuvas extremos (Zwahlen, 2003; (Goyal et al., 2021). Esses fatores definem a forma de atuação da precipitação no transporte de contaminantes da superfície para o aquífero (Živanović et al., 2021). Quanto maior for à capacidade de transporte de contaminantes, maior será a vulnerabilidade do aquífero (Iván & Mádl-SzőnyI, 2017; Moges & Dinka, 2022). O fator de precipitação (*P*) é avaliado pela soma de dois subfatores: a quantidade da precipitação (*Pq*) e intensidade temporal da precipitação das chuvas (*Pi*). O escoamento superficial tende a crescer com o aumento da intensidade e duração da precipitação e da área coberta por ela (Vías et al., 2002). O subfator (*Pq*) representa o resultado da quantidade de chuvas e a recarga anual para a vulnerabilidade do aquífero, (Goyal et al., 2021). O fator (*Pi*) considera a precipitação média dos anos úmidos (Zwahlen, 2003). O fator (P) como um todo, é determinado conforme a expressão5.

$$\text{Fator } P = (Pq + Pi) \qquad (5)$$

O desenvolvimento da metodologia COP tem como propósito avaliar a vulnerabilidade intrínseca à contaminação dos ambientes cársticos, por meio de produtos dos fatores C, O e P, conjugadas em cinco classes de variação: muito alta, alta, moderada, baixa e muito baixa, com índices que variam em intervalos de 0 a 15. Determina-se para os valores mais baixos, uma maior vulnerabilidade e para os valores mais altos, área com menores vulnerabilidades (Vías et al., 2006). Sua eficácia já foi comprovada em estudos de vulnerabilidades de ambientes cársticos com diferentes graus de carstificação e nos sistemas de fluxo, tanto nos concentrados como nos difusos, podendo ainda, ser submetidos a diferentes condições climáticas (Vías et al., 2002).

Por conseguinte, a metodologia COP propõe diretrizes detalhadas, tabelas e fórmulas para a avaliação da vulnerabilidade e seleciona as variáveis, parâmetros e fatores a serem usados de acordo com a abordagem europeia proposta por DALY et al., (2002) e ZWAHLEN, (2004). O índice COP é determinado conforme a expressão 6. Para melhor entendimento do método a ser utilizado nesta

pesquisa, foi elaborado um fluxograma traduzido do método COP (Figura 2) demonstrando esquematicamente as etapas do trabalho.

Índice *COP*= Fator (*C*) x Fator (*O*) x Fator (*P*) (6)

O estudo em tela tem como fundamento dois objetivos. O primeiro é definir uma metodologia integrada ao método COP que demonstre ou represente com maior fidedignidade possível, as condições de vulnerabilidade intrínseca do carste do alto curso da bacia hidrográfica do Rio Corrente no nordeste do Estado de Goiás. Da mesma forma, objetivou-se com este estudo, uma abordagem que não demanda muitos dados e investigações caras, a fim de torna-lo aplicável no contesto do carste localizado em solos de climas tropicais, como é o caso da área de aplicação desta metodologia.

MATERIAL E MÉTODOS

Localização da área de estudo

A área considerada para a aplicação desta metodologia é o alto curso da Bacia Hidrográfica do Rio Corrente – ABHRC, que inclui nos seus limites os estados de Goiás, Bahia e Minas Gerais (Figura 3). A área estudada trata-se de uma sub-bacia da bacia hidrográfica Tocantins/Araguaia, situada a 500 km da capital do estado (Goiânia), posicionada entre as coordenadas UTM N-8437036.72 e E-337995.14 e UTM N-8348008.44 e E-402031.23, meridiano central (-45º), fuso (23), no nordeste de Goiás. Incluindo parcialmente sete municípios goianos: Alvorada do Norte, Buritinópolis, Damianópolis, Mambaí, Posse, Simolândia e Sítio D´Abadia.

Dentro do alto curso da bacia hidrográfica do Rio Corrente, situa-se a Área de Proteção Ambiental Nascente do Rio Vermelho (APANRV), criada em setembro de 2001 pelo Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade (ICMBio), possui uma área de extensão de 176.324,33 hectares, cuja finalidade da sua criação, é fornecer proteção integral aos recursos hídricos, a paisagem local e ao patrimônio espeleológico além da produção de informações relevantes ao meio físico direcionada a uma região carente de estudos científicos envolvendo os diversos ramos da ciência e as mais variadas linhas de pesquisas.

A poligonal estudada caracteriza-se pelos diversos afloramentos rochosos em arenito e pelito com pouca exposição de calcário, abrigados por um sistema cárstico coberto, com cavidades de diversas proporções, sumidouros, dolinas e um relevo bastante movimentado que serão mapeados a fim de correlacionar estes elementos com a redução da vulnerabilidade do ambiente, determinado pelo fator (*C*).

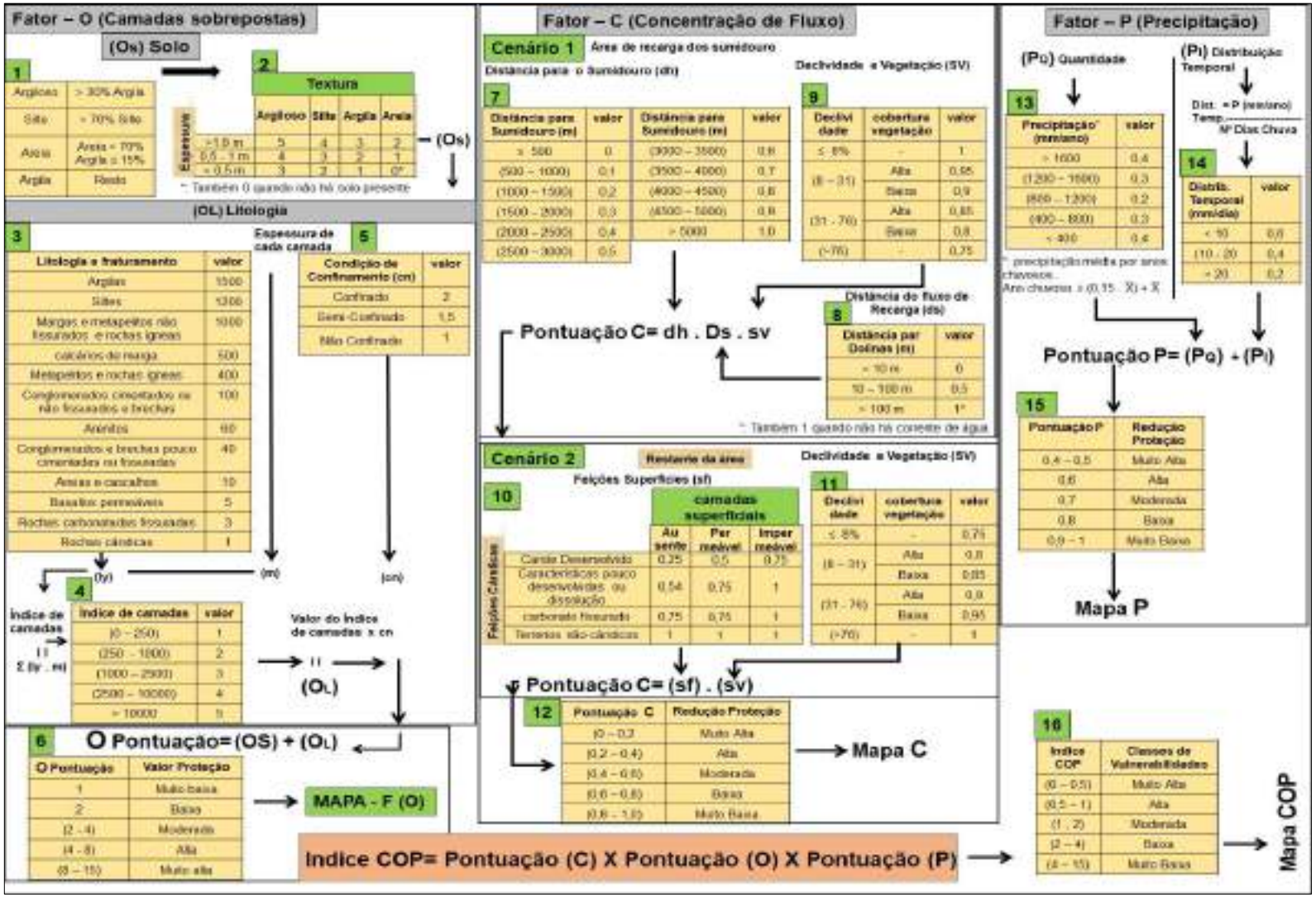


Figura 2: Fluxo das etapas metodológicas a serem seguidas - traduzido de VÍAS et al., (2002).

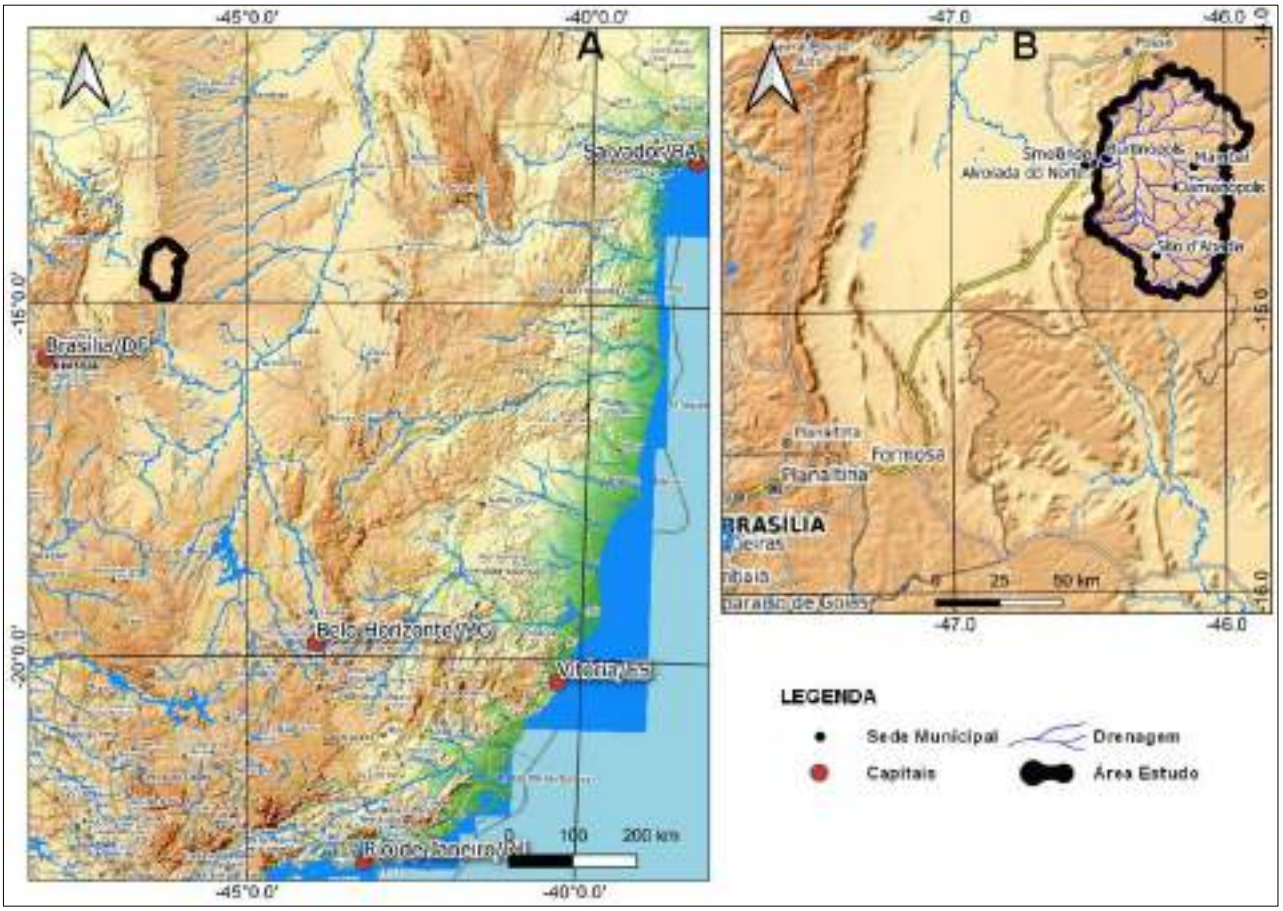


Figura 3: (A) Localização da área de estudo no mapa do Brasil. (B) Ampliação da área de estudo destacando a esquerda a região geomorfológica do Vão do Paranã.

A poligonal objeto desta pesquisa compreende o alto curso do Rio Corrente que se insere na região geomorfológica denominada Vão do Paranã (Figura 4), ocupa mais de 3.700 km² de extensão superficial (Oliveira et al., 2022). A área estudada situa-se na faixa de contato entre o Cráton São Francisco e a Faixa Brasília (Uhlein, 1991; Uhlein et al., 2016), a base, formada por uma sucessão de rochas carbonáticas e silicáceas do Grupo Neoproterozóico Bambuí, abriga uma das principais províncias cársticas do Brasil (Caldeira et al., 2021). As feições carbonatadas são recobertas por sedimentos Fanerozóicos da Bacia Sanfranciscana, observados nas exposições de litofácies do Grupo Areado e Grupo Urucuia, além das coberturas detrito-lateríticas e depósitos colúvio-eluviais (CAMPOS & DARDENE, 1997).

A unidade carbonática de maior proporção é o Grupo Bambuí, responsável por abrigar o maior número de cavernas do Brasil (Gaspar & Campos, 2007; Ferreira et al., 2022). As rochas pelíticas e carbonatadas do Grupo Bambuí insere-se abaixo da cobertura sedimentar do Grupo Urucuia (Ferreira et al., 2022). O Grupo Bambuí associa-se a deposição de sedimentos em uma plataforma epicontinental de megaciclos transgressivo-regressivos em uma bacia de gradiente baixo (Dardene et

al., 1978; Caldeira et al., 2022). A estratigrafia da área estudada é de 1700 metros (Caldeira et al., 2022; Dantas et al., 2023) possui seis formações litoestratigráficas, descritas da base para o topo, sendo: Formação Jequitaí, Formação Sete Lagoas, Formação Serra de Santa Helena, Formação Lagoa do Jacaré, Formação Serra da Saudade e Formação Três Marias (DARDENE et al., 1978).



Figura 4: Imagem geral da área de estudo demosntrando os diferentes níveis geomorfologico.
A frente o Vão do Paranã, ao fundo as escarpas da Serra Geral.
Fonte. Rogerio Uagoda

A Formação Lagoa do Jacaré descreve-se pela intercalação de calcários oolíticos e pisolíticos lenticulares, além de siltitos e margas. Esta formação litológica predomina na região, principalmente nas áreas de maior carstificação, onde se localiza as áreas de cavernas.

O Grupo Areado ocorre em pequenas manchas, localizados entre a parte central e norte da bacia, formados por sedimentos do Eocretáceo, marcados por variações laterais, devido as diversidades dos ambientes deposicionais (Campos & Dardenne, 1997). O Grupo Urucuia representa a deposição fluvial continental, limitada junto à faixa leste da área trabalhada que diretamente se atribuí ao solo Cretáceo de idade Mesozóica, constituído por arenitos, depósitos fluviais atuais, depósitos aluviais e coluviais arenosos, situados na faixa leste da área. O Grupo Urucuia é

caracterizado também por arenitos quartzosos avermelhados e brancos, com grãos finos a médio e arredondados, com rara matriz argilosa (Uhlein, 2009). As coberturas Cenozóicas, Detríticas Laterítcas que correspondem a Formação Chapadão ocorre em grande escala na região, resultantes de intensos processos erosivos do Grupo Urucuia, formando depósitos de Talus que recobrem os demais grupos (CAMPOS & DARDENE, 1997).

Os solos da região foram influenciados pela geologia local, como os Latossolos que apesar de ter pouca estruturação, tem como característica a estrutura grumosa que tem grande microporosidade, responsável pelo aumento da capacidade de atenuação e os Neossolos Quartzarênicos, encontrados no Grupo Urucuia. No mesmo sentido, os Cambissolos e os Argissolos, destacando que o segundo foi classificado na pesquisa de Nunes (2020) como Chernossolos, sendo este bastante estruturado e, são encontrados na Formação Lagoa do Jacaré (Hussain & Uagoda, 2021). Tendo em vista o controle geológico local, os Neossolos estão ligados à presença do arenito que eleva sua composição a 90% de areia, em geral são solos bem drenados (Hussain et al., 2020; Ferreira et al., 2022). Os Cambissolos são rasos, possuem cerca de 50% de argila que influencia na geração do escoamento superficial (Caldeira et al., 2022). Os Gleissolos são solos minerais, hidromórficos que periodicamente são saturados por água (Embrapa, 2013). Os Argissolos possuem profundidade variável, resultam do intemperismo e dissolução do calcário (Lepsch, 2021). Este tipo de solo é bem drenado devido aos processos que ocorrem no epikarst. Entre o arenito e o epikarst existe uma camada de argila que pode atuar como camada impermeável e provocar o escoamento superficial (Hussain et al., 2020). O contato do arenito com a rocha carbonática apresenta risco de infiltração e contaminação do aquífero cárstico, principalmente em locais cobertos por argilitos onde os sedimentos são facilmente transportados e depositado nos fundos das dolinas, podendo causar impactos consideráveis no sistema hidrogeológico do aquífero (HUSSAIN & UAGODA, 2021).

O clima da área é característico de regiões savânicas, diversificado por inverno seco que ocorre entre os meses de junho a setembro e verão úmido, com período chuvoso entre outubro a maio. A precipitação varia de 884 mm/ano a 1.069,30 mm/ano (OLIVEIRA et al., 2022). O uso e ocupação do solo da bacia caracterizam-se por extensas áreas de pastagens, lavouras, adensamentos urbanos, solos expostos e exploração mineral (Oliveira et al., 2022). O alto curso da bacia do Rio Corrente situa-se no domínio morfoclimático do cerrado, possui flora diversificada em fitofisionomias, controlada pelo relevo, clima e aspectos químicos e físicos do solo (Ab´Saber, 1977). Na área, encontram-se formações savânicas, cerrado ralo, formações campestres, extensas áreas de mata seca e resquícios de campo rupestre (RIBEIRO & WALTER, 2008).

Procedimentos Metodológicos

O processamento dos dados e elaboração dos layouts finais, se deram a partir dos softwares QGis 3.16.5 e ArcGis 10.5. A delimitação da bacia e extração da rede de drenagem ocorreu por meio do algoritmo ODR_HIDRO, proposto por Oliveira et al., (2020), acessado via plataforma Python do QGIS 2.18.19 que processou os dados do satélite ALOS PALSAR com resolução de 12,5 metros para delimitação da bacia e extração da rede de drenagem e elementos geomorfométricos. Os dados do meio físico foram baixados do Sistema Estadual de Geoinformação do estado de Goiás (SIEG) e do Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Para confecção do mapa de uso e ocupação do solo, utilizou-se imagens de satélites do sensor CBERS 4A, cenas 131 e 132 da Câmera Multiespectral e Pancromática de Ampla Varredura (WPM), adquiridas gratuitamente pelo catálogo do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), e correspondem ao dia 24 de agosto de 2020.

Os dados referentes à precipitação foram extraídos do site Hidroweb da Agência Nacional das Águas e Saneamento (ANA), tendo por base os dados das estações pluviométricas 1445005 - Coba 1446004; Sítio D'Abadia 1446008; Flor da Serra I 1446010 e PCH Riachão 1, disponibilizados entre os anos de 2015 a 2020. Os mapas hipsométricos e de declividade foram elaborados a partir do MDE Alos-Palsar.

Os mapas relacionados ao fator da concentração de fluxo (Fator *C*), sendo eles: mapa das feições de recarga, feições superficiais (*Sf*), declividade e vegetação, recarga direta relacionada ao cenário 1, recarga difusa relacionada ao cenário 2 e o mapa final da concentração do fluxo referente ao fator C, bem como os demais procedimentos metodológicos, foram executados de acordo com a metodologia COP, proposta por (VÍAS et al., 2002; 2006).

Relacionado ao fator camadas sobrepostas (Fator *O*), o método proposto por Vías et al (2002) em específico para o sub fator (*Os*) considera apenas a textura e espessura do solo. Diferentemente dos solos europeus, os solos de países tropicais, podem apresentar ou não algum tipo estrutura em sua composição pedológica, como é o caso dos latossolos, onde alguns deles apresentam alta estrutura e outros com baixa estrutura.

Assim, os estudos relacionados às análises e o mapeamento da vulnerabilidade intrínseca dos ambientes cársticos localizados em solos tropicais devem considerar esta os capeamentos pedológicos, pois através dela, a atenuação natural do ambiente tende a ser elevada ou diminuída, de acordo com a capacidade de estruturação de cada solo. Caso esta feição pedológica seja desconsiderada, os estudos podem apresentar resultados que não condizem com a realidade de fato do ambiente. Portanto, tratando do subfator (*Os*), propôs neste trabalho um incremento na

metodologia original para que seja possível incluir a classe de estrutura dos solos tropicais. Em se tratando do restante dos outros dados, em se tratando do subfator (*Ol*), bem como os dados relacionados ao fator da precipitação (Fator *P*), utilizou os procedimentos apontados na metodologia COP.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

FATOR (C) - CONCENTRAÇÃO DE FLUXO

Distância até as Feições Cársticas de Recarga (dh e ds)

Tendo em vista as caraterísticas do hidrogeomofológica da área, o forte controle estrutural, complementado por um relevo movimentado, contribui significativamente para que a densidade hidrográfica da bacia seja elevada, com drenagens que escoam na superfície e outras que são capturadas através dos sumidouros, passando a ter o escoamento subsuperficial, através da rede de canais e condutos subterrâneos. Os contaminantes situados em regiões distantes tendem a sofrer atenuação natural até chegaram às zonas de recarga, por outro lado, os contaminantes situados próximos destas zonas de recarga irão chegar de forma mais rápida até o aquífero através das feições cársticas de absorção (sumidouros e dolinas).

Os valores referentes às variáveis *ds* e *dh* aumentam de acordo com a distância das feições de infiltração direta (sumidouros e dolinas). O subfator *ds* notadamente corresponde aos cursos de água superficiais. Estes são responsáveis diretos pela recarga direta do aquífero. Para confecção do mapa do subfator (*ds*) utilizou-se os dados do mapeamento das cavernas executado pelo Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas (CECAV). Conhecida a posição topográfica de cada caverna dentro da área estudada, atribuiu-se um *buffe*r com raio de 30 metros e observou as drenagens que tocava este polígono (*buffer*) e as considerou como fonte de possíveis sumidouros. Conforme apontado no método COP, gerou-se um buffer ao longo das drenagens que são interceptadas pelas cavernas e lhe atribuiu os pesos conforme metodologia COP.

O subfator *dh* relaciona com as feições de absorção da recarga direta, como os sumidouros e dolinas. A proteção oferecida ao aquífero aumenta aritmeticamente em relação à distância planimétrica (horizontal) em que as feições de recargas estão situadas em relação ao ponto de recarga direta (sumidouros). No modelo original Vías et al., (2002) definiu como limite máximo um buffer de 5.000 metros como área representativa de captação dos sumidouros. Utilizando da posição topográfica de cada sumidouro, gerou-se um *buffer* para cada feição, como proposto por Vías et al., (2002), resultando no mapa final do subfator *dh*.

Feições Superficiais (*sf*)

O subfator feições superficiais (*sf*), baseia-se nas características geomorfológicas das rochas carbonáticas que influencia nos processos de escoamento e infiltração. O subfator (*sf*) representa as situações em que o aquífero não apresenta recarga direta através dos sumidouros. Em ambientes cársticos bem desenvolvidos, o escoamento superficial em menor quantidade e com altas taxas de infiltração, reduzem a proteção do aquífero. A falta ou ausência das camadas acima das rochas cársticas, possibilita a infiltração rápida e reduz a proteção do aquífero. As camadas utilizadas para elaboração do mapa atribuído as feições superficiais (*sf*) com os respectivos pesos sugeridos por Vías et al., (2002) estão representados na Tabela 1.

Tabela 1: Coberturas encontradas na ABHRC

Feições Cársticas	Camadas Superficiais					
	Ausência	Peso	Permeável	Peso	Impermeável	Peso
Carste Desenvolvido	Cavernas e Afloramentos do GP Bambuí, Formação Lg. Jacaré e Areado	0,25	Dolinas do GP Bambuí, Formação Lg. Jacaré e Areado	0,50	-	0,75
Pouco Desenvolvido ou Feições de Dissolução	Afloramentos do GP Bambuí, Formação Serra da Saudade	0,50	Dolinas do GP Bambuí, Formação Serra da Saudade e Formação Três Marias	0,75	-	1
Carste Fissurado	Afloramentos e Cavernas do GP Bambuí e do GP Urucuia	0,75	Dolinas do GP Bambuí e Dolinas em arenito do GP Urucuia	0,75	-	1
Ausência de Feições Cársticas	-	1	-	1	-	1

Fonte: Adaptado de Vías et al., (2002).

Para o delineamento da Tabela 1, classificação das feições e camadas que estão distribuídas na área de estudo, observou-se a capacidade de infiltração que se relaciona diretamente com o desenvolvimento ou não das feições superficiais na área estudada, constituídas de cavernas, afloramentos rochosos, dolinas (depressões fechadas) e terraços aluvionares. A composição destas variáveis permitiu elaborar o mapa final do subfator (*sf*).

Declividade e Vegetação (*sv*)

A declividade do terreno é um fator condicionante do escoamento superficial e controla o gradiente hidráulico. As áreas com declividades maiores conduzem a um escoamento superficial

maior, minimizando a possibilidade de recarga difusa do aquífero. O escoamento superficial elevado acelera o processo de recarga do aquífero. Portanto, em áreas com indice de declividade elevada, um alto gradiente de escoamento superficial aumenta a recarga direta do aquifero e contribui para aumentar a vulnerabilidade do ambiente. Referente à recarga difusa, ocorrendo o aumento do escoamento superficial, este irá contribuir diretamente para a diminuição da vulnerabilidade. A vegetação controla o escoamento superficial. Seu comportamento é exercido de forma contrária ao da declividade em relação à recarga nos cenários 1 e 2. No cenário 1 a proteção que a vegetação oferece diminui a medida que declividade aumenta e a vegetação se torna escassa. No cenário 2 a proteção oferecida tende a aumentar, mesmo em locais onde ocorre a diminuição da vegetação e o aumento da declividadde (Vías et al., 2002).

Os valores atribuidos ao subfator *sv* é baseado no cruzamento da vegetação com a declividade. Estes valores irão influenciar diretamente no modo de escoamento superficial. A declividade correlaciona diretamente com o escoamento superficial, ao passo que a vegetação se correlaciona de forma negativa com o escoamento superficial. Em áreas onde a declividade é igual ou inferior a 8% ou maior que 76%, os efeitos da vegetação no condicionamento do escoamento superfícial é considerado nulo. Na área de estudo a partir do mapa de cobertura do solo, foram destacadas duas classes (Tabela 2) compostas por vegetação nativa e as áreas sem a vegetação nativa, ou seja, coberta por outro tipo de feição ou por solo exposto.

Tabela 2: Área coberta por vegetação nativa e sem vegetação nativa

Cobertura	Área	(%)
Vegetação Nativa	1.855,01km²	49,63
Área sem Cobertura	1.882,82km²	50,37
Total	3.737,83km²	100

Fonte: Adaptado de Vías et al., (2002).

Tabela 3: Área representativa das classes de declividade

Classe	Área	(%)
≤ 8%	3.118,77km²	83,44
8 - 31%	580,84km²	15,53
31 - 76%	38,22km²	1,02
>76%	0,000435km²	0,01
Total	3.737,83km²	100

Fonte: Adaptado de Vías et al., (2002).

O parâmetro declividade da poligonal estudada foi extraído a partir da imagem do MDE Alos Palsar com resolução de 12,5 metros. As faixas de declividade foram estabelecidas conforme a metodologia apresentado no método COP proposto por Vías et al., (2002). As classes de

vulnerabilidade foram divididas em quatro faixas distintas < 8%, 8 – 31%, 31 – 76% e > 76% (Tabela 3).

Recarga Direta - Cenário 1

Para confecção do mapa do cenário 1 (Figura 6 A), cruzou-se os dados do mapa do parâmetro (*ds*) com o mapa do parâmetro (*dh*), mapa de cobertura do Solo e mapa de declividade que juntos representam o parâmetro (*sv*), obtendo o mapa final do cenário 1, que trata da redução da proteção oferecida ao sistema hidrogeológico local, através da recarga direta efetuada por meio dos sumidouros (Figura 5 A). A redução da proteção oferecida ao sistema aquífero cárstico varia de muito alta a muito baixa. A proteção do sistema hidrogeológico reduz drasticamente quando as fontes de recargas estão próximas dos sumidouros, por outro lado, quando as fontes de recarga (Figura 5 B) estão mais distantes, a proteção aumenta.



Figura 5: (A) Infiltração direta por meio sumidoro (B) Infiltração direta por meio de dolina.
Fonte. Rogerio Uagoda

Recarga Difusa - Cenário 2

Para elaboração do mapa do cenário 2 (Figura 3 B), utilizou-se como dados de entrada os valores encontrados para o subfator sv (declividade e vegetação) e os valores do Subfator *sf* (feições superficiais). A multiplicação dos dados dos subfatores (*sv* e *sf*) originou-se o mapa que representa a redução da proteção da recarga difusa, indicada como cenário 2 (Figura 3 B). O cenário 2, representa a redução da proteção que é oferecida ao sistema hidrogeológico.

Mapa final da Concentração de Fluxo - Fator *C*

O parâmetro Fator (*C*) é calculado a partir do cruzamento dos mapas de recarga direta (cenario 1) e recarga difusa (cenário 2). O mapa final que representa a redução da proteção oferecida ao sistema hidrogeológico do alto curso da bacia do Rio Corrente (fator *C*), foi elaborado com base nos

parâmetros dos dados obtidos no cenário 1 (Figura 6 A) e no cenário 2, (Figura 6 B). Portanto, a composição dos mapas dos dois cenários considerados resultou na elaboração do mapa final do fator C (Figura 6 C). O mapa final do fator *C* representa os locais que a concentração de fluxo encontra mais suceptivel a redução da proteção natural frente aos contaminantes. De modo que onde há a redução da proteção, o sistema hidrogeológico encontra-se vulneravel a propagação de contaminates, atraves da infiltração difusa da água pelo solo, ou pela captura dos corrégos que recarregam diretamente o aquífero.

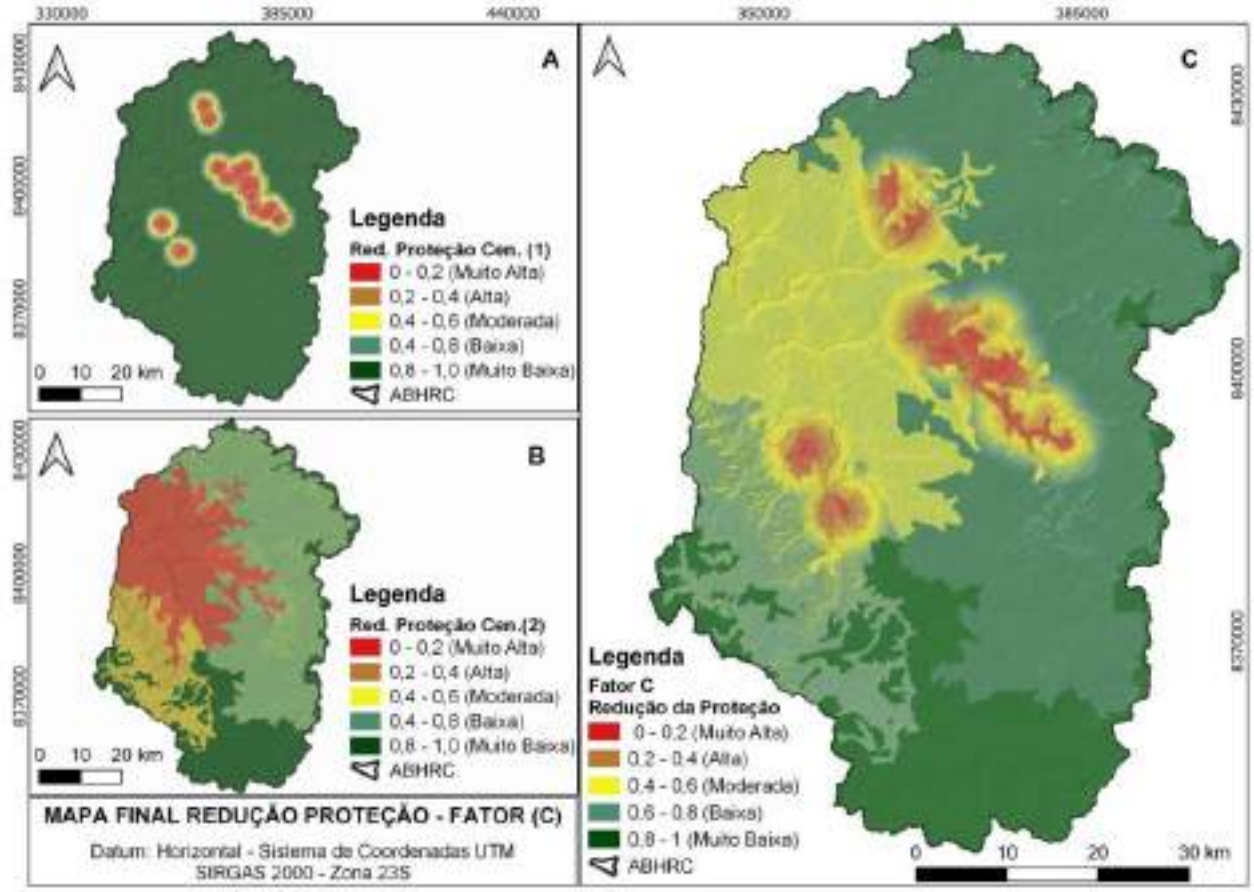


Figura 6: (A) Mapa do Cenário 1. (B) Mapa do Cenário 2. (C) Mapa Final do Fator C.

Fator (*O*) Camadas Sobrepostas ou Camadas de Proteção

A análise do fator (*O*) demonstra a proteção oferecida pelas camadas que sobrepoem o aquífero, seja solo, rocha não cárstica ou mesmo a rocha cárstica não saturada. São consideradas as propriedades de textura e espessura do solo, além da granulometria, fraturamento das rochas (*ly*) e a espessura (m) dessas camadas. A análise deste fator demanda também as caracteristicas de confinamento do aquifero (cn). A composição de todos estes dados resulta na elaboração do mapa final do fator *O* (Vías et al., 2010; Zwahlen, 2004; Daly et al., 2002). Para caracterização do Fator

(*O*) dois subfatores são considerados; o subfator solo (*Os*) e o subfator litologia (*Ol*) da zona não saturada (TAYER et al., 2017; SOUZA et al., 2020; RIBEIRO & ZORN, 2021).

Subfator Solos (*Os*)

Os solos tropicais brasileiros apresentam propriedades diferentes dos solos europeus, onde o método foi proposto, as características morfológicas dos solos tropicais podem apresentar solos estruturados ou não estruturados. Nos solos as partículas individuais constituídas por areia, silte e argila estão ligadas umas às outras pela ação de agentes cimentantes e por forças de coesão e adesão (Lepsch, 2021). Este arranjo ocorre pela ligação das partículas primárias do solo entre si, por substâncias encontradas no solo, como matéria orgânica, óxidos de ferro e alumínio, carbonatos e sílica etc. (Castro et al., 2019). A estrutura do solo é uma característica importante para a atenuação natural do aquífero, exerce função primordial para determinar a susceptibilidade ao movimento da água, através da dimensão do espaço ou interstícios existentes entre os grãos, suprimento de nutrientes, taxa de infiltração, retenção de água no solo, grau de aeração, resistência à erosão, bem como o equilíbrio favorável para o desenvolvimento radicular das plantas (LEPSCH, 2021).

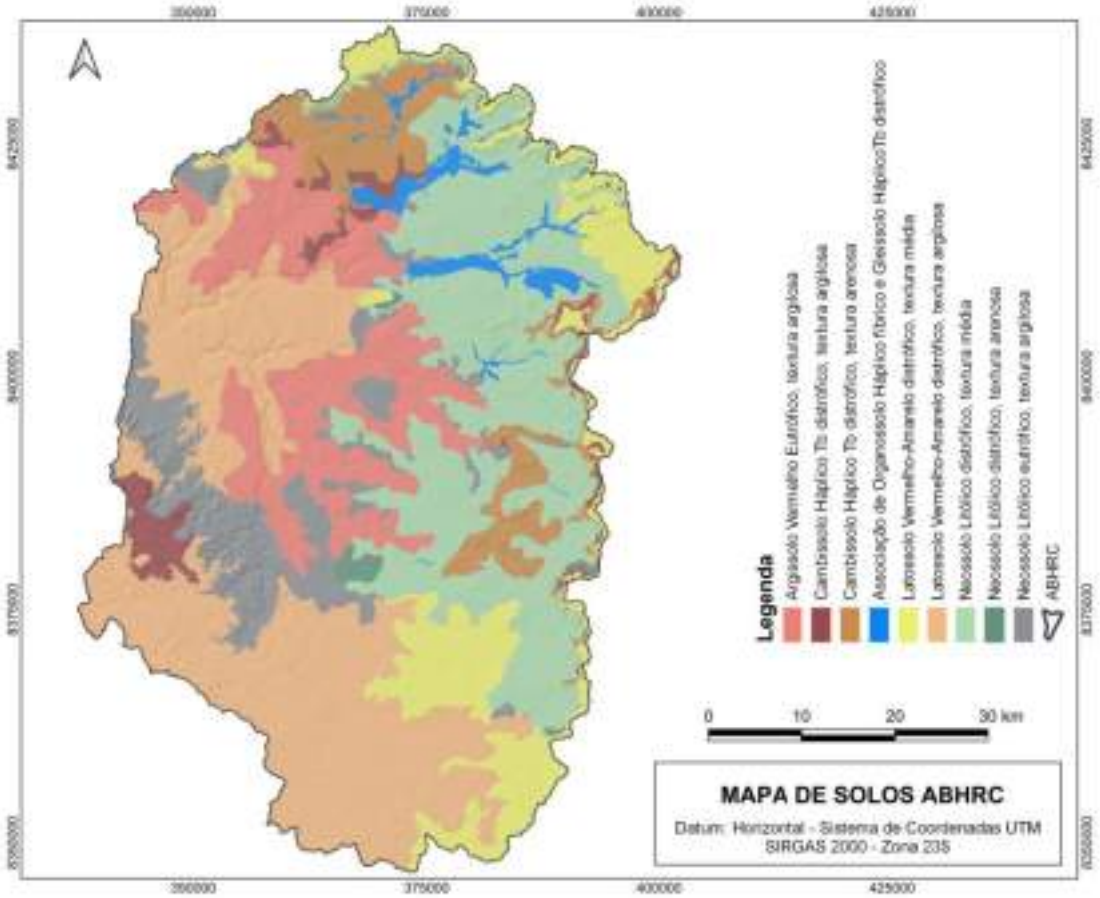


Figura 7: Mapa de Solos da ABHRC com refinamento baseado na camada geológica.

No método original Vías et al., (2002) propõem que o subfator (*Os*) seja encontrado pelo cruzamento das informações referentes a classe textural e da espessura do solo), porém nesta pesquisa, em virtude da estrutura dos solos tropicais, introduziu no método COP uma caraterística a mais a estrutura dos solos (Quadro 1).

Quadro 1 - Classes de Solos encontrados na ABHRC com peso para a estrutura de cada classe

Clase de Solo	Textura				Espessura (m)	Peso	Observações
	Argiloso	Siltoso	Argilo-arenoso	Arenoso			
Argissolo	X				> 1	3,5	Apesar de muito estruturado nos horizontes A e B, o perfil tem um horizonte C argiloso espesso.
Associação de Organossolo Háplico fíbrico e Gleissolo HáplicoTb distrófico	X				> 0,5 < 1	4	Neste caso a ampla presença de matéria orgânica sobressai sobre os aspectos texturais e estruturais.
Cambissolo Háplico Tb distrófico, textura arenosa				X	> 1	2,5	Estes Cambissolos têm horizontes argilosos, mesmo que no saprófito e isso amplia um pouco sua capacidade de proteção.
Cambissolo Háplico Tb distrófico, textura argilosa_Bambuí	X				> 1	3,5	O Horizonte C destes perfis de Cambissolo é espesso e de textura argilo-siltosa. Isso amplia sua capacidade de atenuação de cargas contaminantes.
Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico, textura média		X			> 1	3,5	Apesar de ser Latossolos, não tem muita estrutura, pois o conteúdo de finos é da ordem de 20%.
Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico, textura argilosa	X				> 1	4,5	Latossolos da região sempre de estrutura grumosa que tem grande microporosidade, responsável pelo aumento da capacidade de atenuação.
Neossolo Litólico distrófico, textura média		X			< 0,5	2	Só grãos simples sem argila ou estruturação.
Neossolo Litólico eutrófico, textura argilosa	X				< 0,5	3	Presença de horizonte C espesso e argiloso (O C pode chegar a vários metros, como observado nos perfis de poços).
Neossolo Litólico distrófico, textura arenosa			X		> 1	2	Só grãos simples sem argila ou estruturação.

Os solos da área de estudo (Figura 7) foram compilados a partir dos dados obtidos junto ao Sistema Estadual de Geoinformação de Goiás (SIEG). O refinamento e a melhor redistribuição das classes de solos foram produzidos com base na organização das camadas geológicas da área estudada. O peso para camada estrutura foi efetuado observando o material de origem da formação de cada classe de solo (Quadro 1).

A textura e espessura do solo da área estudada foram atribuídas conforme apontado no método COP. Para determinar a espessura de cada classe de solo, considerou-se o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos – SiBCS - 5º edição que caracteriza a estrutura dos solos em três matrizes; (i) Tipo - laminar, prismática, colunar, blocos angulares, blocos subangulares, granular; (ii) Tamanho - muito pequena, pequena, média, grande muito grande e (iii) Grau de desenvolvimento - solta, fraca, moderada e forte (EMBRAPA, 2013). O cruzamento das três informações; textura e espessura (Figura 8 A) e estrutura (Figura 8 B), originou-se o mapa do subfator *Os* (Figura 8 C).

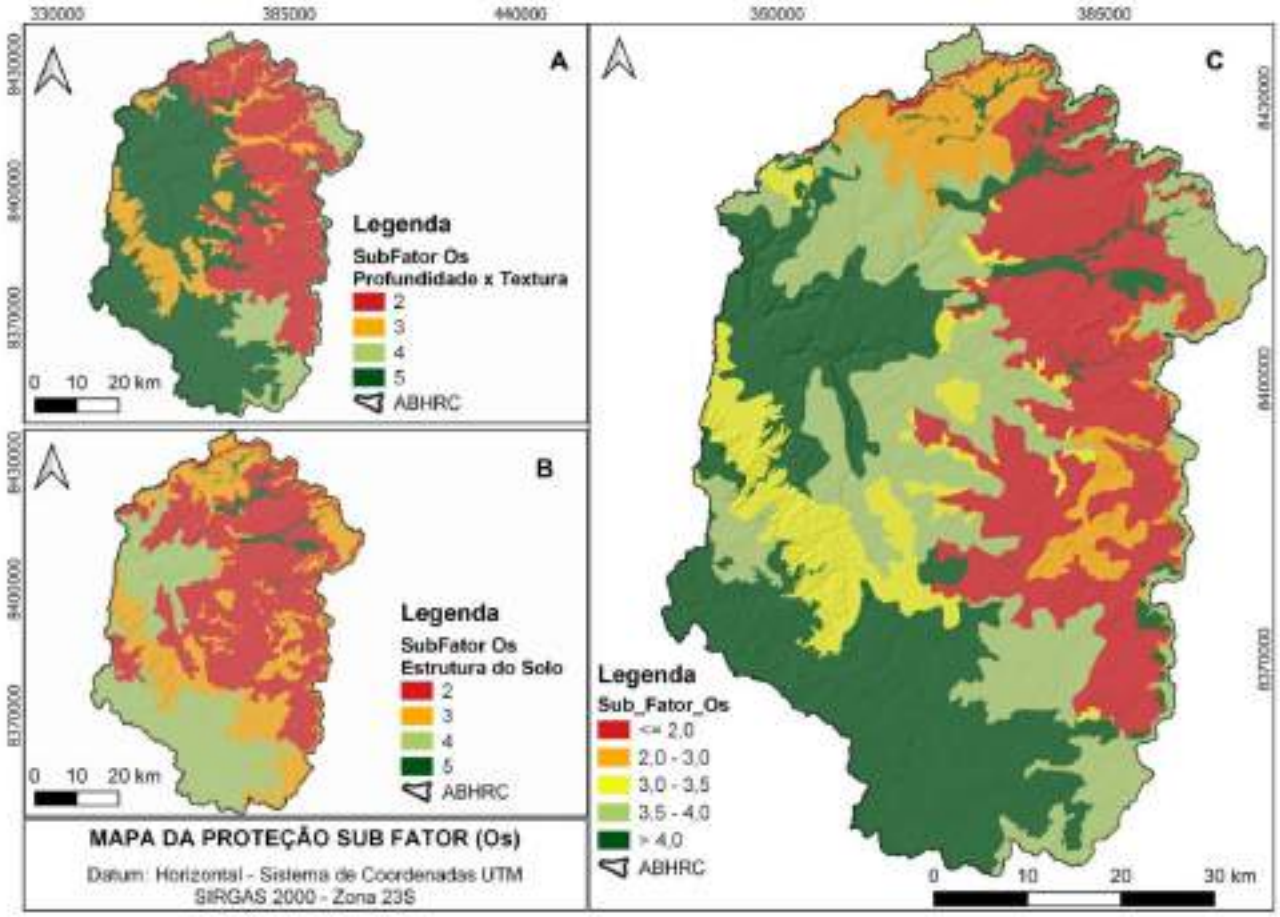


Figura 8: (A) Mapa da textura e espessura do solo. (B) Mapa da estrutura do solo. (C) Mapa Final do Subfator *Os*.

A textura e espessura do solo da área estudada foram atribuídas conforme apontado no método COP. Para determinar a espessura de cada classe de solo, considerou-se o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos – SiBCS - 5º edição que caracteriza a estrutura dos solos em três matrizes; (i) Tipo - laminar, prismática, colunar, blocos angulares, blocos subangulares, granular; (ii) Tamanho - muito pequena, pequena, média, grande muito grande e (iii) Grau de desenvolvimento - solta, fraca, moderada e forte (EMBRAPA, 2013). O cruzamento das três informações; textura e espessura (Figura 8 A) e estrutura (Figura 8 B), originou-se o mapa do subfator *Os* (Figura 8 C).

Subfator Litologia (*Ol*)

O subfator (*Ol*) representa a atenuação oferecida por cada camada da zona não saturada. Em solos rasos ou com ausência de solo, esta camada é a principal fonte de proteção da água subterrânea. A determinação do subfator (*Ol*) requer inicialmente que seja determinada a espessura (profundidade) das camadas litológicas e o fraturamento (*ly*) destas camadas litológicas ao nível freático (Leyland, 2008). Na poligonal estudada a espessura das camadas litológicas foram definidas com base nos dados dos poços tubulares existente na área. Baseado no posicionamento geodésico e profundidade de cada poço, interpolou-se a profundida do nível freático da área de interesse.

Do mesmo modo, a altitude real da superfície topográfica foi estabelecida através do MDE Alos Palsar. Em seguida, com base nos dados dos raster previamente definidos, a diferença encontrada pela sobreposição das duas imagens, possibilitou gerar um raster (MDE) intermediário, contendo a espessura em metros das camadas em qualquer parte da bacia. Os enquadramentos das camadas litologicas ocorreram de acordo com a geologia da área e com o material de origem da rocha. Em seguida as camadas foram correlacionadas e foram atríbuidos os indices de fraturramento e os respectivos pesos para cada camada de acordo com a metodologia COP. Os valores das espessuras de cada camada, logo após o correto enquadramento do índice de fraturamento, seguindo o indicado no método COP, os valores encontrados foram multiplicados pela condição de confinamento do aquífero (*cn*), resultadno no mapa final subfator (*Ol*).

Cálculo final das Camadas Sobrepostas – Fator *O*

A determinação do fator (*O*) ocorreu com base nas características do solo (textura, espessura e estrutura) representadas no subfator (*Os*) conforme figura (9 A). Observaram-se também as características da rocha, das camadas litológicas, o grau de fraturamento, a espessura de cada camada e a condição de confinamento do aquífero que representam os valores do subfator (*Ol*) visto na figura

(9 B). A sobreposição destes dados possibilitou calcular e representar espacialmente os valores da proteção oferecida ao ambiente carstico do alto curso da bacia do Rio Corrente, como demosntrado na Figura (9 C).

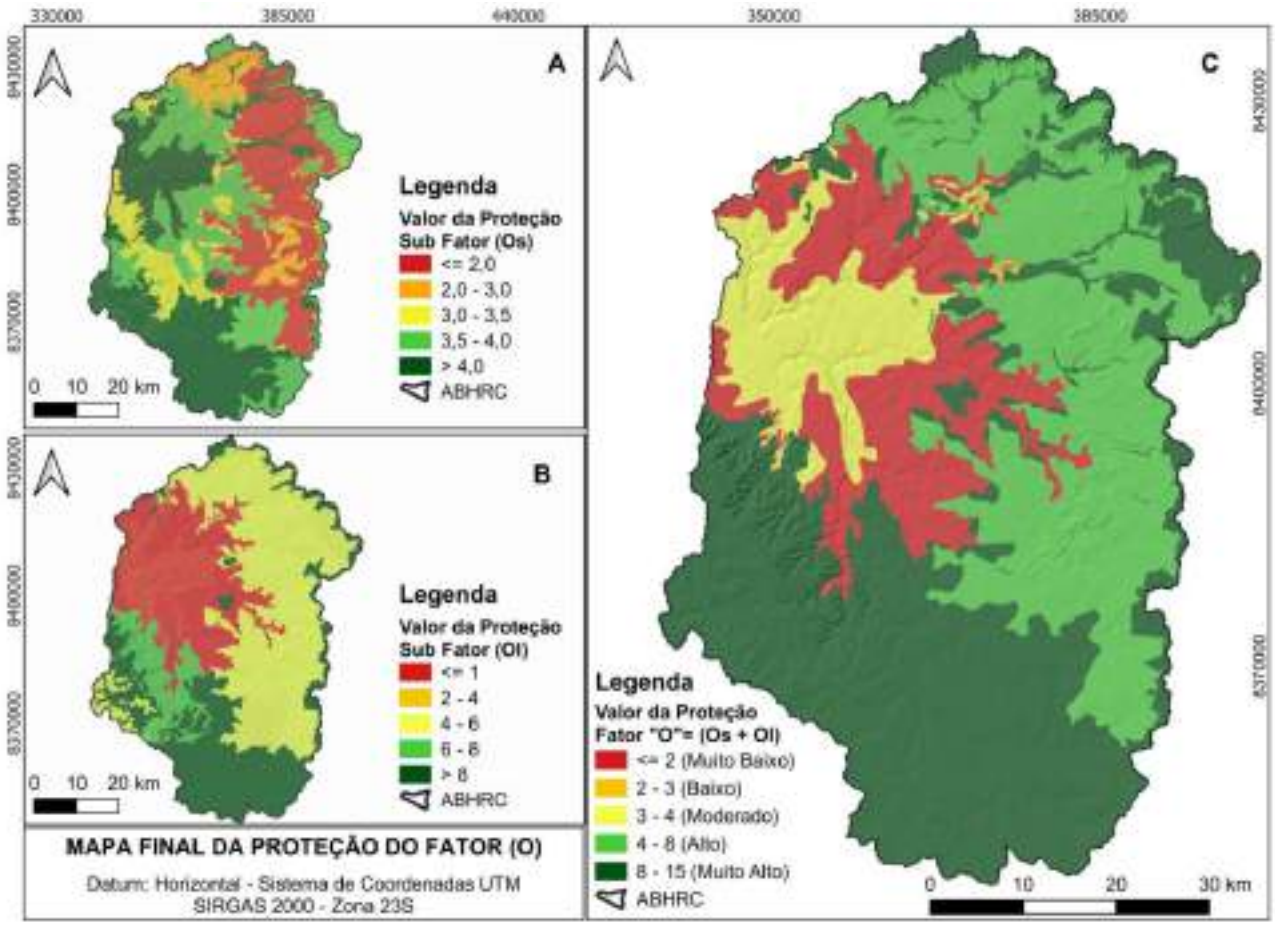


Figura 9: (A) Mapa representativo do subfator *Os*. (B) Mapa representativo do subfator *Ol*. (C) Mapa Final da proteção oferecida a ABHRC pelo Fator *O*.

Fator *P* - Precipitação

Para determinação do fator (*P*), utilizaram-se os dados de cinco estações pluviométricas que influência diretamente no cálculo da precipitação na bacia, sendo três dentro do poligono estudado e duas próxima da área. Destarte-se que utilização das duas estações fora do poligono se deu em virtude de não haver dados suficientes nas outras estações dentro da area, assim como, os anos monitorados não são continuos e coincidentes para todas as estações, restringindo diversas outras estações e reduzindo o periodo monitorado. Sendo assim, apenas as cinco estações apresentaram dados confiaveis, consistidos e, com série histórica de cinco anos (Tabela 4).

O subfator (*Pq*) representa o efeito da quantidade de chuva precipitada (Tabela 4) e a recarga anual frente à vulnerabilidade das águas do aquífero. Representa também a precipitação média da

série histórica dos anos úmidos. Neste estudo, como a série histórica representa um período muito curto, consideraram-se todos os anos para efeito do cálculo do subfator (*Pq*), (Figura 10 B). O subfator (*Pi*) representa a intensidade da precipitação e sua distribuição temporal em um determinado período de tempo (Tabela 4). São considerados neste cálculo a precipitação média anual e o número de dias chuvosos. Em casos onde a precipitação é mais intensa em períodos curtos, diminuindo a quantidade de dias chuvosos, eleva a taxa de infiltração rápida pelos sumidouros ou dos condutos cársticos, aumentando a vulnerabilidade do ambiente. O aumento da taxa diária de precipitação, também influência na infiltração concentrada através dos sumidouros, o que pode ser verificado com a determinação do subfator (*Pi*), (Figura 10 A).

Tabela 4: Representação dos dados pluviométricos da ABHRC.

Código Estação	Nome	Distribuição Temporal	Média Precipitação Anual	Média de dias de chuva anual
1445005	COBA	2015 a 2020	827,18	47,83
1446004	SÍTIO D'ABADIA	2015 a 2020	1059,01	81
1446008	FLOR DA SERRA I	2015 a 2020	977,75	94,33
1446010	PCH MAMBAÍ II MONTANTE	2015 a 2020	1069,36	70,08
1446012	PCH RIACHÃO	2015 a 2020	1003,47	100,14

Cálculo Final do Fator *P*

Conforme demonstrado no cálculo final do fator (*P*) (Figura 10 C), considerando ainda o tamanho da área de estudo, a variação da precipitação não foi considerável. Como observado na tabela 1, os parâmetros pluviométricos estão relativamente próximos, influenciado no resultado final do calculo do fator (*P*). Os valores finais apresentados para o subfator (*Pq*) foi de 0,2, e o subfator (*Pi*) apresentou valor final de 0,4. Aplicando a equação, temos é P= (*Pq* + *Pi*), ou seja, soma-se o subfator *Pq* (Figura 10 B) mais o subfator *Pi* (Figura 10 A), logo termos valor do fator (*P*) igual a 0,6 (Figura 10 C).

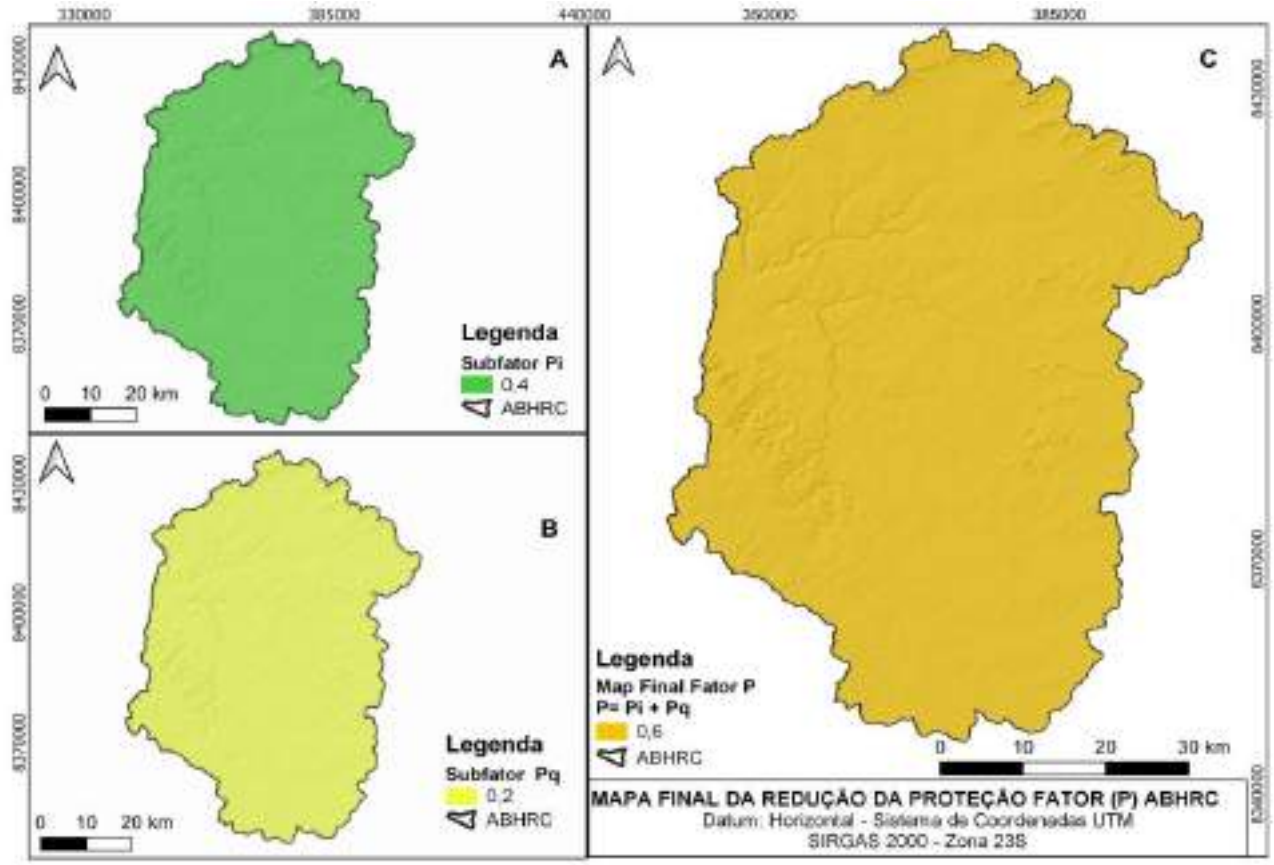


Figura 10: (A) Mapa representativo do subfator *Pi*. (B) Mapa representativo subfator *Pq*. (C) Mapa Final da redução da proteção oferecida a ABHRC pelo Fator *P*.

Cálculo Final do Índice COP

Mapas de vulnerabilidades são essenciais para serem utilizados para formulação de estratégias de proteção da água subterrânea, portanto, são consideradas ferramentas essenciais para avaliação deste tipo de ambiente. A vulnerabilidade é considerada em dois níveis diferentes, sendo, vulnerabilidade intrínseca e vulnerabilidade específica. A vulnerabilidade específica trata particularmente da vulnerabilidade da água subterrânea frente a um determinado contaminante, ou grupo de contaminantes. Por outro lado, a vulnerabilidade intrínseca independe da natureza do contaminante, leva em consideração as características geológicas, hidrológicas e hidrogeológicas da área de interesse.

O método COP baseia-se em três caracteristicas; (i) a origem que está diretamente associado à fonte de poluição, ou seja, o local de origem do contaminante, (ii) o caminho em que o contaminante percorre até chegar ao (iii) alvo (aquífero) água subterrânea (Vías et al., 2002). Para determinação do índice COP da área da ABHRC, elaboração do mapa final com a quantificação e espacialização geografica da vulnerabilidade em que este ambiente se encontra, utilizou-se como dados de entrada

o resultado do cálculo do fator *C*, concentração de fluxo (Figura 8 A), o resultado do cálculo do fator *O*, representado pelas camadas sobrepostas, ou camadas de proteção (Figura 11 B). Por último o resultado do cálculo da precipitação que é o fator *P* (Figura 11 C). A multiplicação destes três fatores (C x O x P) resultou no mapa final de vulnerabilidade intrínsica do alto curso da bacia hidrográfica do Rio Corrente, representado pelo índice COP (Figura 11 D).

O cálculo final do índice COP que representa a vulnerabilidade intrínsica da area estudada, se distribui em cinco classes; muito alta, alta, moderada, baixa e muito baixa, variando de valores mínimo de 0 e máximo de 15, produzidos pela multiplicação da sobreposição dos mapas resultantes dos fatores C, O, e P. Os valores finais do mapa de vulnerabilidade (Figura 11 D) do índice COP foram representados em intervalos de classes qualitativos, com a indicação da vulnerabilidade de cada classe, o tamanho e a porcentagem da área ocupada na ABHRC (Tabela 5).

No alto curso da bacia do Rio Corrente, os resultados apresentaram os seguintes índices de vulnerabilidade, espacializadas da seguinte forma: i - classe de vulnerabilidade muito alta (264,58 km² ou 7,08%); ii - classe de vulnerabilidade alta (339,14 km² ou 9,07%); iii - classe de vulnerabilidade moderada (392,37 km² ou 10,50%); iv - classe de vulnerabilidade baixa (1.315,02 km² ou 35,18%) e v - classe de vulnerabilidade muito baixa (1.426,72 km² ou 38,17%).

Tabela 5: Representação final da vulnerabilidade para os limites do índice COP.

Descrição da Vulnerabilidade	Limites do Índice COP Vías et al. (2002)	Representação classes de vulnerabilidade ABHRC (Km²)	Representação em (%) das classes de vulnerabilidade ABHR
Muito Alta	**0 - 0,5**	**264,58**	**7,08**
Alta	**0,5 – 1**	**339,14**	**9,07**
Moderada	**1 – 2**	**392,37**	**10,50**
Baixa	**2 – 4**	**1.315,02**	**35,18**
Muito Baixa	**4 – 15**	**1.426,72**	**38,17**
Total		**3.737,83**	**100,00**

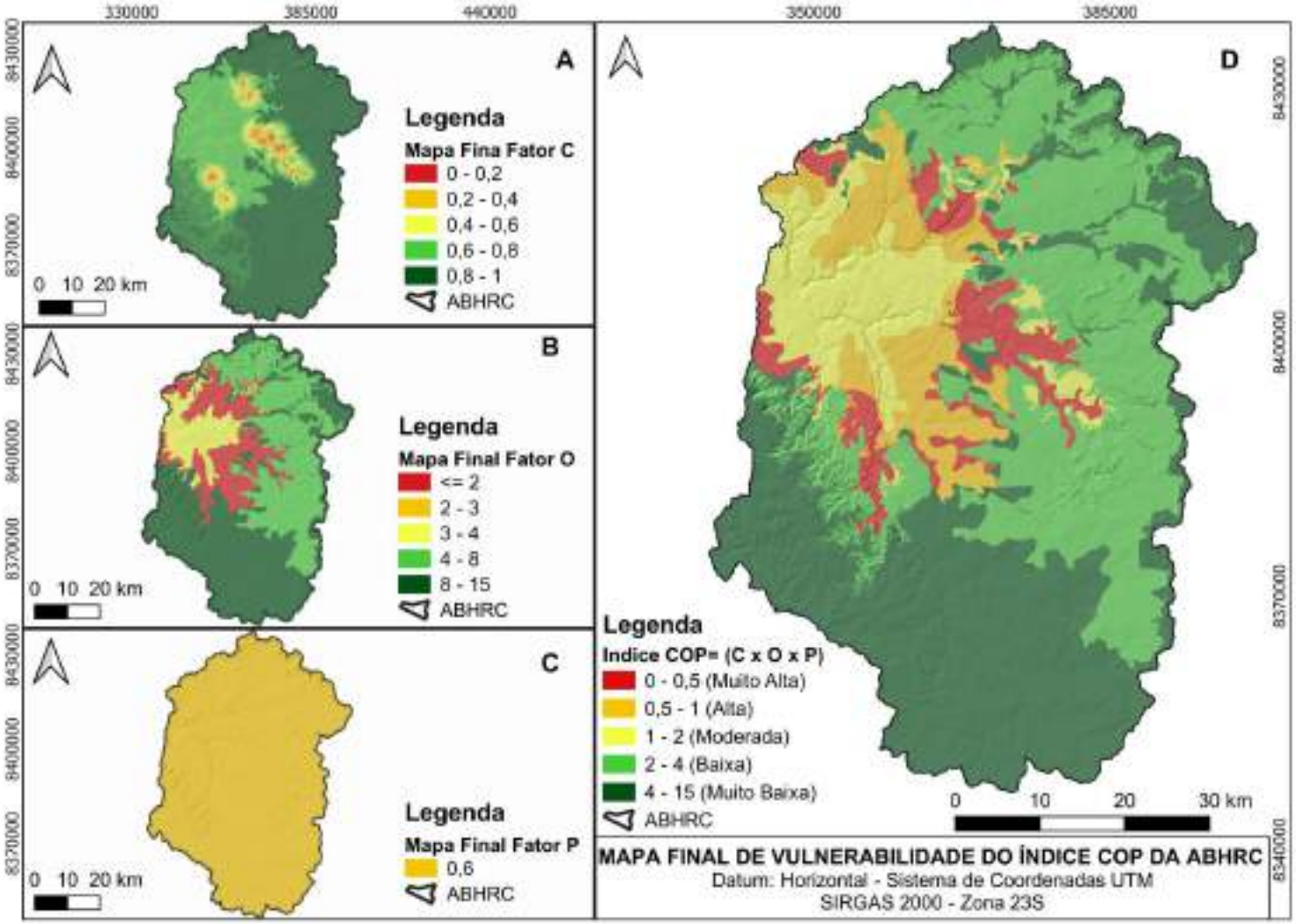


Figura 11: (A) Mapa representativo do subfator *C*. (B) Mapa representativo subfator *O*. C) Mapa representativo subfator *P*. (D) Mapa Final da vulnerabilidade pelo método COP do alto curso da bacia hidrográfica do Rio Corrente.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O estudo em tela demonstra que a aplicação da metodologia COP apresenta inconsistência quando aplicado em ambientes cársticos situados em solos tropicais, haja vista que o método original foi desenvolvido para ser aplicado em carste situado em países de clima temperado mediterrâneo, deste modo, a aplicação da metodologia original pode levar a resultados não condizentes com a realidade do ambiente cárstico de países de clima tropical.

Em solos de ambientes tropicais é possivel encotrar camadas de solos com profundidade superior a 1,0 m para o subfator (*Os*), refletindo em um predominio para as classes de vulnerabilidade baixa e muito baixa de acordo com a abordagem original, desprezando a relevância do subfator (*Ol*) dos carstes de ambientes tropicais.

De acordo com a pesquisa, ficou evidenciado que em carste de ambientes tropicais, o subfator (*Os*) tem maior relevância para caracterizar a vulnerabilidade, diferentemente do que é apontado no metodo original, onde o subfator (*Ol*) apresenta maior relevância para o estudo da vulnerabilidade. No estudo, essa afirmação é confirmada pela vulnerabilidade moderada, onde o carste da área estudada dentro da Formação Lagoa do Jacaré é mais carstificado, com exceções destes tipos de classes de vulnerabilidade nos locais onde há transição das classes dos solos argissolos para os neossolos de menor espessura, ocorrendo também em locais de afloramento da rocha, predominando nesta faixa de transição a classe de vulnerabilidade alta e muito alta.

A adaptação da estrutra do solo na metodologia COP, demostrou ser de grande relevância a sua aplicação para o carste tropical brasileiro, visto que os solos tropicais da área de estudo, além de apresentarem espessuras diferentes dos solos europeus, também apresentam estrutura em grande parte das classes de solos encontradas.

É preciso destacar que a estruturação do solo se estabelece pela ligação das particulas primárias entre si, por substâncias diversas encontradas no solo, como matéria orgânica, óxidos de ferro, carbonatos, silica entre outros, caracterizado também quanto ao tipo, tamanho e o grau de desenvolvimento. Considerado como atributos importantes e que são responsáveis por atenuar de forma eficaz os possiveis contaminantes que afetarão a qualidade ambiental do aquifero. Além da estrutura do solo, considerou também os solos com grande teor de matéria orgânica, uma vez a materia orgânica serve como filtro, não deixando que a pluma de contaminação chegue de forma acelerada até o aquifero.

No decorrer da pesquisa restou comprovada a importância da identificação dos graus de vulnerabilidade dos ambientes cársticos. Cada fator que forma análise final, quando não

observado a metodologia correta na sua aplicação, pode gerar resultados carregados de grandes incertezas, haja visto que a qualidade e quantidade dos dados disponibilizados, bem como a forma que os mesmos são interpretados irão influenciar diretamente no resultado final do estudo.

REFERÊNCIAS

AB'SABER, A.N. 1977. Os domínios morfoclimáticos da América do Sul. Primeira Aproximação. São Paulo: **Instituto de Geografia – USP**.

CALDEIRA, D., UAGODA, R., NOGUEIRA, A. M., GARNIER, J., SAWAKUCHI, A. O., & HUSSAIN, Y. (2021). *Late Quaternary episodes of clastic sediment deposition in the Tarimba Cave, Central Brazil*. ***Quaternary International***, *580*, 22-37. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.01.012.

CAMPOS, J.E.G., DARDENNE, M.A. 1997. Estratigrafia e sedimentação da Bacia Sanfranciscana: uma revisão. **Revista Brasileira de Geociências**, 27(3), 269-282.

CASTRO, F. C., ARAÚJO, J. F., & DOS SANTOS, A. M. (2019). *Susceptibility to soil salinization in the quilombola community of Cupira-Santa Maria da Boa Vista-Pernambuco–Brazil*. ***Catena***, *179*, 175-183. https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.04.005.

CITRINI, A., CAMERA, C. A., ALBORGHETTI, F., & BERETTA, G. P. (2021). *Karst groundwater vulnerability assessment: application of an integrative index-based approach to main catchments of middle Valseriana springs* (*Northern Italy*). ***Environmental Earth Sciences***, *80*(17), 1-20. https://doi.org/10.1007/s12665-021-09860-8.

DALY, D., DASSARGUES, A., DREW, D., DUNNE, S., GOLDSCHEIDER, N., NEALE, S., & ZWAHLEN, F. (2002). *Main concepts of the" European approach" to karst-groundwater-vulnerability assessment and mapping*. ***Hydrogeology Journal***, 10(2), 340-345. https://doi.org/10.1007/s10040-001-0185-1.

DANTAS, M. V. S., UHLEIN, A., UHLEIN, G. J., OKUBO, J., & MOURA, S. A. (2023). *Stratigraphy, isotope geochemistry, seismic stratigraphy and paleogeography of the Lagoa do Jacaré Formation, Bambuí Foreland Basin (Ediacaran-Cambrian), Southeast Brazil*. ***Journal of South American Earth Sciences***, *121*, 104137. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.104137.

DARDENNE, M.A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. 30◦ **Cong. Bras. Geol., Sao Paulo, SP**, 2, 568-610.

DOERFLIGER, N., & ZWAHLEN, F. (1997). EPIK: *a new method for outlining of protection areas in karstic environment.* ***In International symposium and field seminar on "karst waters and environmental impacts", edited by****: Günay, G. and Jonshon, AI, Antalya, Turkey, Balkema, Rotterdam* (pp. 117-123).

EMBRAPA. S.B.C.S. 2013. Sistema brasileiro de classificação de solos. **Centro Nacional de Pesquisa de Solos**: Rio de Janeiro.

FERREIRA, C. F., HUSSAIN, Y., & UAGODA, R. (2022). *A semi-automatic approach for doline mapping in Brazilian covered karst: the way forward to vulnerability assessment*. ***Acta Carsologica,*** *51*(1), 19-31. https://doi.org/10.3986/ac.v51i1.10011.

FORD, D.C., WILLIAMS, P.W. (2007). Karst Hydrology and Geomorphology. **John Wiley and Sons Ltd**.

GASPAR, M. T. P., & CAMPOS, J. E. G. (2007). O Sistema aqüífero urucuia. **Revista brasileira de Geociências**, *37*(4 suppl), 216-226. https://doi.org/10.25249/0375-7536.200737s4216226.

GOYAL, D., HARITASH, A. K., & SINGH, S. K. (2021). *A comprehensive review of groundwater vulnerability assessment using index-based, modelling, and coupling methods.* ***Journal of Environmental Management***, 296, 113161. https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2021.113161.

HUSSAIN, Y., & UAGODA, R. (2021). *GIS-based relief compartment mapping of fluvio-karst landscape in central Brazilian highlands.* ***International Journal of Economic and Environmental Geology***, *10*. https://doi.org/10.46660/ijeeg.Vol11.Iss4.2020.518.

HUSSAIN, Y., UAGODA, R., BORGES, W., NUNES, J., HAMZA, O., CONDORI, C., & CÁRDENAS-SOTO, M. (2020). *The potential use of geophysical methods to identify cavities, sinkholes and pathways for water infiltration*. ***Water***, *12* (8), 2289. https://doi.org/10.3390/w12082289.

IVÁN, V., & MÁDL-SZŐNYI, J. (2017). *State of the art of karst vulnerability assessment: overview, evaluation and outlook.* ***Environmental Earth Sciences***, *76*(3), 1-25. https://doi.org/10.1007/s12665-017-6422-2.

JIANG, G., GUO, F., & TANG, C. (2019). *Groundwater systems in bare and covered karst aquifers: evidence from tracer tests, hydrochemistry, and groundwater ages.* ***Environmental Earth Science****s*, *78*(20), 1-14. https://doi.org/10.1007/s12665-019-8622-4.

KHAZAA'LAH, M., TALOZI, S., & HAMDAN, I. (2022). *Assessment of groundwater vulnerability using GIS-based COP model in the northern governorates of Jordan.* ***Modeling Earth Systems and Environment***, 1-22. https://doi.org/10.1007/s40808-022-01486-4.

LATRUBESSE, E. M., CARVALHO, T. M., & STEVAUX, J. C. (2005). Mapa geomorfológico do Estado de Goiás: Relatório final. Goiânia: GOIÁS (Estado)-**Secretaria de Indústria e Comércio/Superintendência de Geologia e Mineração**.

LEPSCH, I. F. (2021). 19 lições de pedologia. **Oficina de textos**.

LEYLAND, R. C. (2008). *Vulnerability mapping in karst terrains, exemplified in the wider Cradle of Humankind World Heritage Site* (***Doctoral dissertation, University of Pretoria***).

MACHIWAL, D.; JHA, M. K.; SINGH, V. P.; & MOHAN, C. (2018). *Assessment and mapping of groundwater vulnerability to pollution: Current status and challenges*. ***Earth-Science Reviews***, *185*, 901-927. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.08.009.

MARÍN, A.I., RODRÍGUEZ, J.F. M., BARBERÁ, J.A., FERNÁNDEZ-ORTEGA, J., MUDARRA, M., SÁNCHEZ, D., & ANDREO, B. (2021). *Groundwater vulnerability to pollution in karst aquifers, considering key challenges and considerations: application to the Ubrique springs in southern Spain*. ***Hydrogeology Journal***, *29*(1), 379-396. DOI: 10.1007/s10040-020-02279-8

MOGES, S. S., & DINKA, M. O. (2022). *Assessment of groundwater vulnerability mapping methods for sustainable water resource management: An overview*. ***Journal of Water and Land Development***. DOI: *https://doi.org/*10.24425/jwld.2022.140389.

NUNES, J. G. S. Mapeamento de solos através de técnicas diretas e indiretas na APA Nascentes do Rio Vermelho, Mambaí-GO. **Dissertação de Mestrado-Programa de Pós-Graduação em Geografia**, Universidade de Brasília-UnB, Brasília, 2020.

OLIVEIRA, O. A., RODRIGUES, D.S., CAMPOS, J.E.G., & UAGODA, R. E. S. (2022). Metodologia para Confecção de Mapas Potenciométricos em Aquíferos Cársticos e Físsuro-Cársticos: Estudo de Caso na Alta Bacia do Rio Corrente, Mambaí, GO. **Revista Brasileira de Geografia Física**, 15(05), 2327-2339. DOI: 10.26848/rbgf.v15.5.p2327-2339.

OLIVEIRA, O. A., SOUZA BIAS, E., STEINKE, V.A., SOUSA, R.B., PASSO, D.P., BAPTISTA, G.M.M., PEREIRA FILHO, W. (2020). Análise de técnicas de segmentação para melhoria na obtenção de dados geomorfométricos com base em ferramentas Open Source. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 21(4). DOI: https://doi.org/10.20502/rbg.v21i4.1658

RIBEIRO, D., & ZORN, M. (2021). *SUSTAINABILITY AND Slovenian Karst Landscapes: Evaluation of a Low Karst Plain*. ***Sustainability***, 13(4), 1655. https://doi.org/10.3390/su13041655.

RIBEIRO, J.F., WALTER, B.M.T. 2008. As principais fitofisionomias do bioma Cerrado. In: **Cerrado, ecologia e flora**, 1, 151-212.

SIEG. Sistema Estadual de Geoinformação de Goiás. 2021. Disponível em: http://www.sieg.go.gov.br/. Acesso em: 15 de dezembro de 2021.

SOUZA, R. T. (2020). Vulnerabilidade de aquíferos cársticos com cobertura espessa de solo: metodologia COP-Solo em ambiente tropical úmido. **Tese de Doutoramento**.

TAYER, T. C., VELÁSQUES, L. N. M. (2017). *Assessment of intrinsic vulnerability to the contamination of karst aquifer using the COP method in the Carste Lagoa Santa Environmental Protection Unit, Brazil*. ***Environmental earth sciences***, 76(13), 445. DOI: https://doi.org/10.1007/s12665-017-6760-0.

UHLEIN, A. 1991. Transição cráton-faixa dobrada: exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (ciclo brasiliano) no estado de Minas Gerais: aspectos estratigráficos e estruturais (**Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo**).

UHLEIN, G. J., UHLEIN, A., HALVERSON, G.P., STEVENSON, R., CAXITO, F.A., COX, G.M., CARVALHO, J.F. 2016. *The Carrancas Formation Bambuí Group: a record of pre-Marinoan sedimentation on the southern São Francisco craton, Brazil*. ***Journal of South American Earth Sciences***, 71:1-16. https://doi.org/doi:10.1016/j.jsames.2016.06.009.

VIAS, J. M., ANDREO, B., PERLES, M. J., CARRASCO, F., VADILLO, I., JIMÉNEZ, P. (2002, October). *Preliminary proposal of a method for vulnerability mapping in carbonate aquifers.* ***In Second Nerja Cave Geol Symp Karst and Environmen****t* (pp. 20-23).

VÍAS, J. M., ANDREO, B., PERLES, M. J., CARRASCO, F., VADILLO, I., & JIMÉNEZ, P. (2006). *Proposed method for groundwater vulnerability mapping in carbonate (karstic) aquifers: the COP method*. ***Hydrogeology Journal***, *14*(6), 912-925. DOI https://doi.org/10.1007/s10040-006-0023-6.

ŽIVANOVIĆ, V., ATANACKOVIĆ, N., & STOJADINOVIĆ, S. (2021). *Vulnerability Assessment as a Basis for Sanitary Zone Delineation of Karst Groundwater Sources—Blederija Spring Case Study*. ***Wate****r*, 13(19), 2775. https://doi.org/10.3390/w13192775.

ZWAHLEN F (2004) *Vulnerability and risk mapping for the protection of carbonate (karst) aquifers. EUR 20912.European Commission, Directorate-General XII Science, Research and Development, Brussels* ***Hydrogeology Journal*** 14:912-925.

ZWAHLEN, F. (Ed.). (2003). *Vulnerability and risk mapping for the protection of carbonate (karst) aquifers*. ***Office for Official Publications of the European Communities***.

ZWAHLEN, F. COST Action 620 *Vulnerability and Risk Mapping for the Protection of Carbonate (Karst) Aquifers Final Report;* ***European Commission, Directorat-General XII Science, Research and Developmen****t: Luxemburg*, 2003.

10 SUGESTÕES DE AÇÕES NO USO DO SOLO DE ACORDO COM AS CLASSES DE VULNERABILIDADE NA ALTA BACIA DO RIO CORRENTE

Na ultima década a região Geomorfológica do Vão do Paranã vem sendo palco de experimentos ligados à agricultura, alguns anos atrás, não se via possibilidade de implementação de grandes lavouras nesta região (Figura 1 A). Em alguns poucos locais eram possíveis encontrar lavouras de arroz irrigado, como é o caso de Flores de Goiás, alguns plantios de milho na modalidade de sequeiro na região de Vila Boa e Iaciara.

Novas variedades de soja, feijão, milho entre outros tipos de grãos, foram sendo modificados com o objetivo de serem introduzidos no Vão do Paranã. Na área de estudo, nos últimos 20 anos, sua paisagem foi modificada drasticamente pela introdução das grandes lavouras (Figura 1 B), antes a pastagem artificial e principalmente a natural tomava conta do lugar. O processo só não é mais intenso por causa da topografia movimentada do relevo, nas áreas planas, onde as maquinas agrícolas conseguem manejarem, estas já estão quase que totalmente ocupadas, nas poucas áreas restantes, a pastagem vem dominando o ambiente. Aos poucos, às áreas de preservação permanente, topos de morros com resquícios da vegetação nativa vão sendo ocupadas.

O estudo em tela demonstra os locais em que o ambiente cárstico sofre com mais intensidade os processos de vulnerabilidade. Estudos recentes comprovaram que o aquífero ainda mantém um nível razoável de qualidade da água, entretanto, os impactos sofridos têm como efeito direto as áreas de agriculturas, visto que o processo de gradagem do solo nas partes mais elevadas e planas desagregam as partículas do solo e o deposita como sedimento no leito dos rios.

O mapa de vulnerabilidade pode auxiliar os gestores a proporem um efetivo plano de manejo para o uso do solo do alto curso da Bacia do Rio Corrente. Haja visto que em cada uma das classes de vulnerabilidade devem ser tratadas de forma compartimentada e distinta, podendo flexibilizar alguns tipos de usos em locais onde há o predomínio das classes de vulnerabilidade muito alta e alta, e, onde as classes de vulnerabilidade foram classificadas de moderada até muito alta vulnerabilidade o uso do solo deve ser feito de forma restritiva (Tabela 1).

Para a efetiva proteção ao recurso hídrico subterrâneo e todo o ambiente cárstico, devem ser definidas as restrições de uso mediante as atividades antrópicas e medidas de controle das fontes potenciais de poluição, além das diretrizes para o controle das atividades antrópicas de acordo com cada classe de vulnerabilidade.



Figura 1: (A) imagem de parte da área de estudo em 2001 com manutenção de praticamente toda sua vegetação natural (B) Imagem da mesma parte da área em 2017 com mudanças significativas no uso e cobertura do solo.
Fonte. Google Earth

As áreas mapeadas com a classe muito alta de vulnerabilidade são os locais mais sensíveis dentro da bacia, para que ocorra uma efetiva proteção, tanto do material geoespeleológico quanto dos recursos hídricos, o uso do solo deve ser totalmente proibido. Da mesma forma, os locais de classes de vulnerabilidade alta devem ter o uso com restrição bem elevada, permitindo apenas neste local a visitação de forma consciente, devidamente acompanhado por profissional especifico e conhecedor do ambiente.

Referente à classe de vulnerabilidade moderada, alguns critérios de restrição devem ser adotados, como por exemplo, não permitir o implemento de lavouras extensivas, ou seja, apenas pequenas monoculturas de subsidência. Seguindo o mesmo critério para a pecuária, com o uso liberado para criação de bovinos em pastagem natural, de forma a não permitir novos desmatamentos e implantação de indústrias. Os assentamentos urbanos devem ser readequados a fim de atenderem o mínimo da legislação ambiental, observando ainda os devidos cuidados para

que os múltiplos usos não comprometam ainda mais o ambiente, tendo em vista que os centros urbanos são altamente reesposáveis por provocarem fontes pontuais e difusas de poluição.

Tabela 1: Representação da proposta para os diferentes usos do solo dentro das classes de vulnerabilidades da alta bacia do Rio Corrente.

Proposta para Uso do Solo	Classe de Vulnerabilidades				
Atividades nas Classes	**Muito Alta**	**Alta**	**Moderada**	**Baixa**	**Muito Baixa**
Turismo	Não permitido	Permitido com Guias especiais	Permitido	Permitido	Permitido
Agricultura	Não permitido	Não permitido	Permitido de acordo com os critérios de controle ambiental	Permitido	Permitido
Pecuária	Não permitido	Não permitido	Permitido de acordo com os critérios de controle ambiental	Permitido	Permitido
Desmatamento	Não permitido	Não permitido	Não permitido	Permitido de acordo com os critérios de controle ambiental	Permitido de acordo com os critérios de controle ambiental
Assentamentos Urbanos	Não permitido	Não permitido	Permitido de acordo com os critérios de controle ambiental	Permitido	Permitido
Indústrias	Não permitido	Não permitido	Não permitido	Não permitida a implantação de indústrias de alto risco ambiental	Não permitida a implantação de indústrias de alto risco ambiental

Em que pese às áreas mapeadas com classes de vulnerabilidades baixa e muito baixa, ainda que estas ocupem mais de 70% da área, as atividades permitidas nestes espaços devem ser controladas, com, por exemplo, o uso correto de técnicas de plantio, explotação racional das águas subterrâneas, outorgas de águas devidamente monitoradas, evitar sempre que possível a criação intensiva de bovinos, principalmente o uso de confinamento, verificar semestralmente a qualidade da água subterrânea e superfície.

Estas e outras medidas se fazem necessária por que as localizações destas classes de vulnerabilidades estão em locais onde a topografia é elevada, sendo estes os locais onde nascem os rios da região. Portanto, qualquer incidente que vier ocorrer nesta localidade, praticamente todo o problema será levado e depositado nas partes baixas, onde concentram as áreas de maior vulnerabilidade.

REFERÊNCIAS GERAIS:

ARAGÃO, F., VELÁSQUEZ, L. N. M., GALVÃO, P., DE CASTRO TAYER, T., LUCON, T. N., & DE AZEVEDO, Ú. R. (2020). Natural background levels and validation of the assessment of intrinsic vulnerability to the contamination in the Carste Lagoa Santa Protection Unit, Minas Gerais, Brazil. Environmental Earth Sciences, 79(1), 1-14. https://doi.org/10.1007/s12665-019-8771-5

CALDEIRA, D., UAGODA, R., NOGUEIRA, A. M., GARNIER, J., SAWAKUCHI, A. O., & HUSSAIN, Y. (2021). *Late Quaternary episodes of clastic sediment deposition in the Tarimba Cave, Central Brazil*. ***Quaternary International***, *580*, 22-37. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.01.012.

CASTRO, F. C., ARAÚJO, J. F., & DOS SANTOS, A. M. (2019). *Susceptibility to soil salinization in the quilombola community of Cupira-Santa Maria da Boa Vista-Pernambuco–Brazil*. ***Catena***, *179*, 175-183.

DALY, D., DASSARGUES, A., DREW, D., DUNNE, S., GOLDSCHEIDER, N., NEALE, S., & ZWAHLEN, F. (2002). *Main concepts of the" European approach" to karst-groundwater-vulnerability assessment and mapping*. ***Hydrogeology Journal***, 10(2), 340-345.

DANTAS, M. V. S., UHLEIN, A., UHLEIN, G. J., OKUBO, J., & MOURA, S. A. (2023). *Stratigraphy, isotope geochemistry, seismic stratigraphy and paleogeography of the Lagoa do Jacaré Formation, Bambuí Foreland Basin (Ediacaran-Cambrian), Southeast Brazil*. ***Journal of South American Earth Sciences***, *121*, 104137. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.104137.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. (2018) S.B.C.S. Sistema brasileiro de classificação de solos. **5 ed., rev. e ampl., Brasília, DF**: Embrapa, 2018. 590p.

FERREIRA, C. F. Detecção de Dolinas com apoio de Modelos Digitais de Elevação e Imagens de Alta Resolução: Estudo de Caso na APA Nascentes do Rio Vermelho-GO. **Dissertação-Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade de Brasília-UnB**, Brasília, 2020.

FERREIRA, C. F., & UAGODA, R. E. S. (2019). TIPOLOGIAS DO CARSTE E CLASSIFICAÇÕES DE DOLINAS: UMA REVISÃO. **Revista Caminhos de Geografia**, 20(70), 519-537.

FERREIRA, C. F., HUSSAIN, Y., & UAGODA, R. (2022). *A semi-automatic approach for doline mapping in Brazilian covered karst: the way forward to vulnerability assessment*. ***Acta Carsologica,*** *51*(1), 19-31. https://doi.org/10.3986/ac.v51i1.10011.

FORD, D., WILLIAMS, P. *KARST GEOMORPHOLOGY AND HYDROLOGY*. ***London, Unwin Hyman****: 1989.*

GASPAR, M. T. P., & CAMPOS, J. E. G. (2007). O Sistema aqüífero urucuia. **Revista brasileira de Geociências**, *37*(4 suppl), 216-226. https://doi.org/10.25249/0375-7536.200737s4216226.

GILLIESON, D. (1996). *Caves: Processes*. ***Development, Management***, *203*, 36.

HUSSAIN, Y., & UAGODA, R. (2021). *GIS-based relief compartment mapping of fluvio-karst landscape in central Brazilian highlands.* ***International Journal of Economic and Environmental Geology***, *10*. https://doi.org/10.46660/ijeeg.Vol11.Iss4.2020.518.

HUSSAIN, Y., UAGODA, R., BORGES, W., NUNES, J., HAMZA, O., CONDORI, C., & CÁRDENAS-SOTO, M. (2020). *The potential use of geophysical methods to identify cavities, sinkholes and pathways for water infiltration*. ***Water***, *12* (8), 2289. https://doi.org/10.3390/w12082289.

JONES, W. K., & WHITE, W. B. (2019). *Karst.* In ***Encyclopedia of caves*** (pp. 609-618). *Academic Press*.

LEPSCH, I. F. (2021). 19 lições de pedologia. **Oficina de textos**.

LEYLAND, R. C. (2008). *Vulnerability mapping in karst terrains, exemplified in the wider Cradle of Humankind World Heritage Site* (***Doctoral dissertation, University of Pretoria***).

LLADÓ, N. L. (1970). *Fundamentos de hidrogeología cárstica:(introducción a la geoespeleología)*. ***Ed. Blume***.

NOSSA, T. C. B. (2011). Avaliação da vulnerabilidade do aquífero cárstico Salitre, Bahia, através de análises hidroquímicas, isotópicas e aplicação da metodologia COP (***Doctoral dissertation***).

NOSSA, T. C. B., BASTOS LEAL, L. R.; ZUCHI, M. R. AZEVEDO, E.G. Utilização de análises hidroquímicas e da metodologia COP para determinação da vulnerabilidade do aquífero cárstico salitre na região de Irecê-Ba. **XVII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas e XVIII Encontro Nacional de Perfuradores de Poços, Bonito, MS**, 2012.

NUNES, J. G. S. Mapeamento de solos através de técnicas diretas e indiretas na APA Nascentes do Rio Vermelho, Mambaí-GO. **Dissertação de Mestrado-Programa de Pós-Graduação em Geografia**, Universidade de Brasília-UnB, Brasília, 2020.

RAVBAR, N., GOLDSCHEIDER, N. (2007) *Proposed methodology of vulnerability and contamination risk mapping for the protection of karst aquifers in Slovenia.* ***Acta Carsol*** *36:397-411*.

RIBEIRO, D., & ZORN, M. (2021). *SUSTAINABILITY AND Slovenian Karst Landscapes: Evaluation of a Low Karst Plain.* ***Sustainability***, 13(4), 1655.

SOUZA, R. T., HEREDIA, O. S.; TRAVASSOS, L. E. P.; VELÁSQUEZ, L. N. M.; & SAMPAIO, J. L. D. (2020). Influência da Espessura da Camada de solo na Proteção dos aquíferos Cársticos sob os Climas Tropical Úmido e Europeu Mediterrâneo, pelo Método de Vulnerabilidade COP. **Águas Subterrâneas**, 34(1), 50-65.

TAYER, T. C.; VELÁSQUES, L. N. M. (2017). *Assessment of intrinsic vulnerability to the contamination of karst aquifer using the COP method in the Carste Lagoa Santa Environmental Protection Unit, Brazil.* ***Environmental earth sciences***, 76(13), 445.

TAYER, T. D. C., & RODRIGUES, P. C. H. (2021). *Assessment of a semi-automatic spatial analysis method to identify and map sinkholes in the Carste Lagoa Santa environmental protection unit, Brazil*. ***Environmental Earth Sciences***, *80*(3), 1-15.

VIAS, J, ANDREO, B., RAVBAR, N, HOLTZ, H. (2010) *Mapping the vulnerability of groundwater to the contamination offour carbonate aquifers in Europe.* ***Journal of Environmental Management*** 91, 1500-1510. PMid:20346572.

VÍAS, J. M., ANDREO, B., PERLES, M. J., CARRASCO, F., VADILLO, I., & JIMÉNIZ, P. (2002). *Preliminary proposal of a method for contamination vulnerability mapping in carbonate.* ***Karst and Environment***, 75-83.

VÍAS, J. M., ANDREO, B., PERLES, M. J., CARRASCO, F., VADILLO, I., & JIMÉNEZ, P. (2006). *Proposed method for groundwater vulnerability mapping in carbonate (karstic) aquifers: the COP method.* ***Hydrogeology Journal***, *14*(6), 912-925.

ZUBAIRI, N. A., TAKAIJUDIN, H., & YUSOF, K. W. (2021). *A review on the mechanism removal of pesticides and heavy metal from agricultural runoff in treatment train*. ***International Journal of Environmental and Ecological Engineering***, *15*(2), 75-86.

ZWAHLEN F (2004) *Vulnerability and risk mapping for the protection of carbonate (karst) aquifers. EUR 20912.European Commission, Directorate-General XII Science, Research and Development, Brussels* ***Hydrogeology Journal*** 14:912-925.

ZWAHLEN, F. (Ed.). (2003). *Vulnerability and risk mapping for the protection of carbonate (karst) aquifers*. ***Office for Official Publications of the European Communities***.

CAPÍTULO 7

Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica

INTERAÇÃO ENTRE OS SISTEMAS AQUÍFEROS URUCUIA E BAMBUÍ NA REGIÃO DE MAMBAÍ, GO: INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOLÓGICOS, POTENCIOMÉTRICOS, HIDROQUÍMICOS E ISOTÓPICOS

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
Nº 204

MANUELA FREIRE GALVÃO
Orientador: Professor José Eloi Guimarães Campos

Brasília, Dezembro de 2022.

Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica

INTERAÇÃO ENTRE OS SISTEMAS AQUÍFEROS URUCUIA E BAMBUÍ NA REGIÃO DE MAMBAÍ, GO: INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOLÓGICOS, POTENCIOMÉTRICOS, HIDROQUÍMICOS E ISOTÓPICOS

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
Nº 204

MANUELA FREIRE GALVÃO

Banca Examinadora:

Prof. Dr. José Eloi Guimarães Campos (Orientador)
Prof. Dr. Detlef Hans Gert Walde (Universidade de Brasília)
Prof. Dr. Luiz Antônio de Oliveira (Universidade Federal de Uberlândia)

Brasília, Dezembro de 2022.

Ficha catalográfica elaborada automaticamente, com os dados fornecidos pela autora

Freire Galvão, Manuela

INTERAÇÃO ENTRE OS SISTEMAS AQUÍFEROS URUCUIA E BAMBUÍ NA REGIÃO DE MAMBAÍ, GO: INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOLÓGICOS, POTENCIOMÉTRICOS, HIDROQUÍMICOS E ISOTÓPICOS / Manuela Freire Galvão;

orientador José Eloi Guimarães Campos - Brasília, 2022.

76 p.

1. Bacia hidrogeológica. 2. Interação entre sistemas aquíferos Urucuia e Bambuí. 3. Área de proteção ambiental nascentes do Rio Vermelho.

Referência bibliográfica

Freire Galvão, M. Interação entre os Sistemas Aquíferos Urucuia e Bambuí na região de Mambaí, GO: Integração de dados geológicos, potenciométricos, hidroquímicos e isotópicos. 2022. 76 f. Dissertação (Mestrado em Geociências Aplicadas e Geodinâmica) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, DF.

Cessão de direitos

NOME DO AUTOR: Manuela Freire Galvão

TÍTULO DA DISSERTAÇÃO DE MESTRADO: Interação entre os Sistemas Aquíferos Urucuia e Bambuí na região de Mambaí, GO: Integração de dados geológicos, potenciométricos, hidroquímicos e isotópicos.

Autorizo a Universidade de Brasília a reprodução parcial ou total desta dissertação de mestrado por meio eletrônico, impressão e/ou ***download***, para fins de pesquisa e produção científica brasileira. Com obrigatoriedade de citação da obra.

Grau: Mestre Ano: 2022.

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA

Instituto de Geociências

AGRADECIMENTOS

Pelo presente trabalho gostaria primeiramente de agradecer ao orientador professor José Eloi Guimarães Campos, que se revelou uma pessoa de imensa empatia e bondade singular, ao longo desses quase 3 anos de mestrado, longos, difíceis e desafiadores. Além de excelente geólogo, professor e orientador. Obrigada, Eloi.

Em segundo lugar agradeço a Universidade de Brasília e ao Instituto de Geociências, pela oportunidade, pelo apoio, e por terem sido minha casa por mais de 7 anos. Lugar onde me tornei quem sou, tanto como geóloga, quanto como ser humano. Além disso, o presente trabalho foi realizado com o apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior do Brasil (CAPES) - Código de financiamento 001. À Capes agradeço, pela concessão da bolsa de estudos, que proporcionou maior conforto e segurança a esse período tão difícil e desafiador.

Ao professor Dr. Jéremiè Garnier pelas discussões, sugestões e auxílio. Ao Dr. Myller Tonhá pela condução das análises químicas realizadas. E ao Laboratório de Geoquímica da Universidade de Brasília, por possibilitar que tais análises fossem possíveis, com qualidade e seriedade.

Ao professor Dr. Rogério Uagoda e ao CECAV/ICMBio, pela contribuição ao projeto de mestrado e pelo financiamento das análises isotópicas.

Ao colega de departamento e doutorando Lucas Teles pela indispensável ajuda em campo e pela disponibilidade. À amiga e doutoranda Tassiane Junqueira, pela paciência, auxílio, conversas e dúvidas sanadas ao longo dos meses. E à Ana Luiza Machado, que me ajudou muito com algumas ferramentas e elaborações de figuras, mapas, e afins.

À minha família pelo suporte e pelo apoio sempre. E em especial à minha mãe Márcia e minha irmã Carolina, por serem fonte inesgotável de afeto, cuidado e escuta. Ao meu tio Marcius, doutor e professor da UNICAMP, pelas sutis pressões, cobranças e incentivo em relação a este mestrado.

À Marília Freire, amiga que a geologia de salvador me trouxe, doutoranda na Universidade de São Paulo, que me forneceu conselhos valiosos a respeito do processo de fechamento deste ciclo.

À amiga Luana Machado Campos, de escuta sempre atenta e gentil, pessoa que foi essencial nos dias mais difíceis dos últimos 3 anos. Amiga da Geologia para a vida.

À parceira e amiga Renata Veiga, que está presente nessa jornada comigo há mais tempo do que ambas imaginávamos, e que me deu muitas forças e apoio nessa reta final, cheia de desafios e dúvidas.

Por fim agradeço a mim mesma.

Sumário

LISTA DE FIGURAS vi
LISTA DE TABELAS viii
RESUMO ix
ABSTRACT x
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO 1
1.1 Apresentação e Justificativa 1
1.2 Localização da Área de Estudo 3
1.3 Objetivos 3
1.4 Materiais e Métodos 4
1.4.1 Levantamento Bibliográfico 4
1.4.2 Obtenção de Dados 5
1.4.3 Análises Laboratoriais 9
1.5 Fundamentação Teórica 10
1.5.1 Bacias Hidrogeológicas 10
1.5.2 Hidroquímica 11
1.5.3 Métodos Isotópicos 12
CAPÍTULO 2 - BACIAS HIDROGEOLÓGICAS: CONCEITOS E APLICAÇÕES 14
1. INTRODUÇÃO 15
2. MATERIAIS E MÉTODOS 16
3. RESULTADOS E DISCUSSÕES 17
4. CONCLUSÕES 30
5. REFERÊNCIAS 30
CAPÍTULO 3 - CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO 33
3.1 Contexto Geológico Regional e Local 33
3.1.1 Embasamento 33
3.1.2 Supergrupo Espinhaço 33
3.1.3 Supergrupo São Francisco 33
3.1.4 Grupo Santa Fé 35
3.1.5 Grupo Aerado 35
3.1.6 Grupo Mata da Corda 36
3.1.7 Grupo Urucuia 36
3.2 Pedologia 39
Neossolos 39
Cambissolos 40
Argissolos 40
Latossolos 42

Gleissolos 42
3.3 Geomorfologia 42
3.4 Clima 43
3.5 Hidrografia 43
3.6 Contexto Hidrogeológico 44
Sistema Aquífero Urucuia 44
Sistema Aquífero Bambuí 45
Aquífero Coluvionar 45
CAPÍTULO 4 - RESULTADOS E DISCUSSÕES 47
4.1 Resultados 47
4.1.1 Considerações Iniciais 47
4.1.2 Caracterização dos Aquíferos 50
4.1.3 Ensaios de Infiltração *in situ* 52
4.1.4 Hidroquímica e Parâmetros Físico-Químicos 53
4.1.5 Análises Isotópicas 58
4.2 Discussão 62
4.2.1 Modelo Conceitual do Fluxo Subterrâneo 64
CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES 72
5.1 Conclusões 72
5.2 Recomendações 73
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 75

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 Mapa de localização da área de estudo, com destaque para a Área de Preservação Nascentes do Rio Vermelho, em vermelho. ----------3
Figura 1.2 Sonda Multiparâmetro da marca Hach utilizada nos trabalhos de campo para as medições *in situ* de pH, temperatura (°C), Eh e condutividade elétrica (µS/cm). ----------6
Figura 1.3 Aparelho portátil utilizado na filtração das amostras para análise hidroquímica, em campo. Na figura B da direita é mostrado o local onde se insere a membrana em ésteres de celulose descartável, com poros de 0,45µm. ----------6
Figura 1.4 Ilustração da realização de ensaio pelo método dos Anéis Concêntricos em diferentes tipos de solos observados na região de estudo. ----------7
Figura 1.5 Ilustração de campo durante realização de ensaio *Open end Hole.* Em ambos os casos estão representados os 4 furos necessários para cada ensaio, os quais foram realizados com escavadeira articulada e trado manual. ----------8
Figura 2.1 Ilustração esquemática demonstrando caso em que duas bacias hidrogeológicas são sobrepostas verticalmente por apresentarem sistemas de fluxo distintos, com um aquitarde representado por camada de folhelho entre elas. ----------31
Figura 2.2 Ilustração esquemática demonstrando a influência que estruturas geológicas de grande porte exercem no estabelecimento de assimetrias entre os divisores hidrográficos e

hidrogeológicos. ----------37
Figura 2.3 Assimetria em sistema cárstico com presença de sumidouros que representam zonas de maior condutividade hidráulica. A linha pontilhada em vermelho representa a superfície potenciométrica do sistema aquífero. Modificado de Arraes e Campos (2007). ----------38
Figura 2.4 Caso em que há assimetria entre os limites hidrográficos e hidrogeológicos causada por presença de camada impermeável de folhelho sob um aquífero livre composto por arenito. A linha tracejada em azul representa a superfície potenciométrica do sistema aquífero. Modificado de Arraes e Campos (2007). ----------38
Figura 2.5 Assimetria causada por acentuada quebra de relevo. Observar este caso, no qual uma mesma bacia hidrográfica comporta três bacias hidrogeológicas subjacentes. Modificado de Arraes & Campos (2007). ----------39
Figura 3.1 Coluna estratigráfica resumida da Bacia do São Francisco. (Retirado de Agnel 2012, coluna modificada de Alkmim, 2004). ----------16
Figura 3.2 Mapa geológico sobreposto a modelo digital de elevação confeccionado com dados de relevo sombreado. ----------19
Figura 3.3 Fotos de campo de afloramentos representativos das unidades da área. ----------20
Figura 3.4 Imagem de satélite obtida do sistema *GoogleEarth Pro*, com as sedes dos principais municípios destacados, além dos diferentes padrões de ocupação das terras. ----------21
Figura 3.5 Perfil de Neossolo Litólico desenvolvido sobre siltitos da Formação Lagoa do Jacaré. ----------22
Figura 3.6 Perfil de Cambissolo Háplico desenvolvido sobre siltitos da Formação Serra da Saudade. O horizonte B incipiente é rico em matéria orgânica e bastante estruturado. ----------33
Figura 3.7 Perfil de Argissolo Vermelho eutrófico, desenvolvido sobre calcários e margas da Formação Lagoa do Jacaré. A estruturação granular grossa é comum nos horizontes superficiais. A cerosidade é observável a olho nu, até os 60 cm do perfil. Os fragmentos de rocha carbonática representam a rochosidade que é comumente observada nos solos podzolizados desta região. ----------24
Figura 3.8 Perfil de Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico, desenvolvido sobre arenitos da Formação Posse do Grupo Urucuia. A estruturação é pouco desenvolvida, em um perfil com textura arenosa. ----------25
Figura 3.9 Gráfico do acumulado semanal da pluviosidade medida durante o ano de 2020, em estação automática. Valores de precipitação em mm. Estação: Posse (A017). Fonte: INMET. ----------26
Figura 3.10 Modelo esquemático dos subtipos de aquíferos presentes no Sistema Aquífero Urucuia. Seção WE e NS integradas. O aquífero livre profundo é representado na seção leste-oeste (WE), pelo número IV. A superfície potenciométrica regional é representada pela linha contínua. Retirado de Gaspar & Campos (2006). ----------27
Figura 4.1 Mapa com representação das amostras de hidroquímica, de análise isotópica, e com os pontos onde foram realizados ensaios de infiltração na área. ---------- 50
Figura 4.2 Diagramas de classificação do tipo químico predominantes nas amostras de águas da região estudada. A - Primeira campanha de monitoramento (período seco); B - Segunda campanha de monitoramento (período chuvoso). ----------56
Figura 4.3 Análise isotópica das amostras da região de Mambaí/GO e arredores. Eixo X: $\sigma^{1}8O$ (‰). Eixo Y: delta D (‰). Linha tracejada em vermelho: reta meteórica global. ----------62
Figura 4.4 Bloco diagrama esquemático mostrando os diferentes sistemas de fluxo hidrogeológico. ----------66
Figura 4.5 Decomposição esquemática do ciclo hidrológico nos diferentes ambientes hidrogeológicos da região estudada. O tamanho das setas é proporcional ao desenvolvimento de cada processo. A precipitação é considerada igual em todos os ambientes. ----------79
Figura 4.6 Carta-imagem da divisão regional das bacias hidrogeológicas na região estudada. ----------81

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1 Coordenadas dos pontos de coleta de amostras de água para análises hidroquímicas (*H) e isotópicas (*I), incluindo seu contexto geológico, coordenadas dos pontos de amostragem e codificação das amostras. ---------- 59
Tabela 4.2 Comparação dos valores de referência de parâmetros hidrodinâmicos e dimensionais dos diferentes modelos conceituais de aquíferos. η = porosidade, ηe = porosidade efetiva, K = condutividade hidráulica da zona saturada, T = transmissividade, S = coeficiente de armazenamento e Cesp = capacidade específica. ----------62
Tabela 4.3 Resultados dos ensaios de infiltração, gerando dados de condutividade hidráulica vertical, da zona não saturada, em superfície e subsuperfície, pelos ensaios de Anéis Concêntricos e *Open end Hole.* ---------- 63
Tabela 4.4 Parâmetros físico-químicos das águas coletadas na primeira campanha de monitoramento. ---------- 64
Tabela 4.5 Pontos onde foi realizado monitoramento dos parâmetros físico-químicos das respectivas águas, com dados das coordenadas UTM e os valores medidos de temperatura (T), condutividade elétrica (CE), pH e Eh, nas datas associadas. ---------- 69
Tabela 4.6 Localização das amostras para análises isotópicas e principais características dos pontos de coleta. ---------- 70
Tabela 4.7 Tabela com as amostras analisadas para Trítio e Radiocarbono, e suas respectivas informações. T: temperatura; CE: condutividade elétrica; HCO_3: bicarbonato; Ca: cálcio, Sr: estrôncio, Na: sódio, K: potássio. ---------- 71

RESUMO

O presente trabalho teve como objetivo a elaboração de um modelo conceitual com a representação da dinâmica de fluxo entre os sistemas aquíferos Urucuia, Bambuí e Coluvionar, bem como compreender a produção hídrica de cada um desses sistemas e a sua interação com os cursos d'água superficiais. O trabalho foi desenvolvido na região nordeste do Goiás até o extremo oeste do estado da Bahia, abrangendo a Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho (APANRV). Para tal propósito foram realizadas revisões bibliográficas e coleta de dados geológicos, hidrogeológicos, pedológicos, bem como análises hidroquímicas, análises isotópicas de trítio e carbono 14 em águas subterrâneas e superficiais, dados de monitoramento de parâmetros físico-químicos, ensaios de infiltração *in situ*, e informações de potenciometria de poços e nascentes compilados a partir de bancos de dados. O estudo comprovou o papel de destaque que o Sistema Aquífero Urucuia desempenha na região e o quanto o Sistema Aquífero Bambuí é dependente dos aquíferos intergranulares (sistemas Urucuia e Coluvionar). O Sistema Aquífero Bambuí é um compartimento onde as águas de precipitação escoam pela superfície nos locais em que ocorrem rochas pelíticas sob solos rasos, ou estas se infiltram rapidamente por infiltração para níveis mais profundos nos locais em que predominam rochas carbonáticas carstificadas (sendo drenadas rapidamente por meio de condutos e passagens subterrâneas para fora do sistema local). Os dados isotópicos demonstram que as águas mais antigas são vinculadas ao Sistema Aquífero Urucuia em seu subtipo regional profundo, associados a fluxo hidrogeológico profundo e regional. Amostragem no interior da Gruta da Tarimba comprovou que as águas que alimentam o fluxo subterrâneo são oriundas majoritariamente dos aquíferos intergranulares regionais. A composição química das águas superficiais que fluem sobre o Sistema Aquífero Bambuí mostra que se trata de misturas de águas ácidas de baixa mineralização com águas alcalinas de maior conteúdo de sais dissolvidos. Ainda, comprovou-se que águas produzidas exclusivamente pelo sistema cárstico são volumetricamente limitadas. O estudo proporcionou ainda, a compreensão da importância do Sistema Aquífero Coluvionar como um regulador dos recursos hídricos da região, para além do papel essencial do Sistema Aquífero Urucuia. O trabalho demonstrou também existência de assimetria regional entre os limites das bacias hidrogeológica e hidrográfica, e esta constatação deve ser considerada chave para o entendimento da dinâmica hídrica na região, sendo necessária que seja considerada nos processos de gestão regional dos recursos hídricos.

Palavras-chave: Bacia hidrogeológica, fluxo regional, gestão de recursos hídricos.

ABSTRACT

The present study had as an objective the elaboration of a conceptual model with the representation of de dynamic of water flow between the aquifer systems Urucuia, Bambuí and Coluvionar, as well as understand the water production of each one of these systems, besides the interaction with superficial water courses. The work was developed in the northeast region of Goiás State, until the uttermost west of Bahia state, Central Brazil, including the Environmental Protection Area Nascentes do Rio Vermelho. For this purpose, bibliographic reviews were performed, as well as collection of geological, hydrogeological, and pedological data, chemical analysis in water samples and isotopic analysis for tritium and radiocarbon both in groundwater and in superficial streams, physic-chemical parameters were monitored, infiltration tests, and information of potentiometric in wells and springs from database available. The study was able to verify the prominent role that Urucuia Aquifer plays in the region, and how much the Bambuí Aquifer is dependent on intergranular systems (Urucuia and Coluvionar). The Bambuí Aquifer System is a compartment where the precipitation waters drain through the surface in places with occurrence of pelitic rocks under shallow soils, or these waters infiltrate quickly in more deep levels in locations with predominance of karstified carbonate rocks (being drained very quickly through conduits and underground passages out of the system). The isotopic data demonstrate that the more ancient waters are linked to the Urucuia Aquifer System in its profound regional subtype. Sampling inside of the Tarimba cavern proved that the waters that feed de underground flow are mostly native from the regional intergranular aquifers. Chemical composition of superficial waters that flow over Bambuí Aquifer System demonstrate that these are mixes between acidic and low mineralization waters with alkaline and enriched salt waters. Also, it was proven that the waters produced exclusively by the karstic system are volumetrically limited. The study provided the comprehension of the importance of the Coluvionar Aquifer System as a regulator of the region's water resources, beyond Urucuia's essential role. It also demonstrated the existence of regional asymmetry between the limits of groundwater and hydrographic basins, and this realization must be considered a key point to the understanding of the water dynamics in the studied region, being necessary in management processes of regional water resources.

Keywords: Hydrogeologic basin, regional flow, water resources management.

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação e Justificativa

A delimitação de bacias hidrogeológicas configura importante ferramenta para a implementação de medidas de controle e gestão dos recursos hídricos de uma região, bem como para o estabelecimento de critérios de gestão integrada entre estados que compartilham de um mesmo aquífero transfronteiriço (Arraes, 2006 e Arraes & Campos, 2006). Esta importância se deve ao fato de que comumente há assimetria entre os limites de bacias hidrográficas e hidrogeológicas, a qual pode estar associada a alguns fatores, como anisotropia em sistemas fraturados e cársticos, heterogeneidade dos aquíferos, variações bruscas da potenciometria em situações de limites laterais de aquíferos, presença de estruturas geológicas de grande porte como dobras ou falhas, ou presença de aquíferos com diferentes tipos de porosidade sobrepostos (Arraes & Campos, 2006).

O mapeamento dos limites de bacias hidrogeológicas pode ser realizado a partir de uma série de métodos de investigação hidrogeológica, diferenciados em métodos diretos e métodos indiretos. No primeiro destacam-se os estudos potenciométricos, ensaios de traçador e geoquímica isotópica. No segundo estão incluídos estudos geofísicos, geoprocessamento, estudos de hidrologia superficial e hidroquímica. A integração de diferentes técnicas pode levar a uma definição qualitativa dos limites das bacias ou até mesmo a uma determinação precisa dos mesmos.

Arraes & Campos (2010) utilizaram técnicas de potenciometria para definição dos limites das bacias hidrogeológicas em escala regional na área do Sistema Aquífero Urucuia, na divisa dos municípios de Correntina, BA e São Domingos, GO. Neste contexto a potenciometria foi utilizada como ferramenta para avaliação da distribuição do fluxo subterrâneo da área, a fim de traçar o divisor hidrogeológico na região. O divisor hidrográfico regional das bacias do Rio São Francisco e Tocantins foi determinado a partir de dados de topografia disponíveis em base cartográfica digital. Para a construção do mapa potenciométrico foi elaborado inventário com nascentes perenes e poços tubulares presentes na área, e as análises posteriores foram realizadas com a coleta dos valores de cota piezométrica dos poços, descontado os valores de nível estático medidos em campo. Após a construção do mapa potenciométrico e do mapa de linhas equipotenciais que apresenta a superfície potenciométrica, o divisor hidrogeológico pôde ser identificado e a assimetria entre os divisores hidrológico e hidrogeológico foi confirmada. O procedimento utilizado por Arraes e Campos (2010) servirá como base de parte do presente estudo, com adição de outros métodos, como hidroquímica, caracterização dos aquíferos e estudos isotópicos.

A região central do presente de estudo é a denominada Área de Preservação Ambiental Nascentes do Rio Vermelho (APANRV), localizada no extremo nordeste do estado de Goiás. A APA Nascentes do Rio Vermelho foi classificada como tal em 2001, com o objetivo principal de conservação do patrimônio espeleológico da região, onde até o presente momento foram registradas 150 cavernas no Cadastro Nacional de Informações Espeleológicas (CANIE). Informações sobre os sistemas cársticos da região podem ser encontradas nos seguintes trabalhos: ICMBIO/CECAV, (2017) e Motta, (2003). Ademais, é importante salientar que, apesar de a maior parte da área de estudo englobar o município de Mambaí no estado de Goiás, abrangendo a APANRV, a porção do extremo oeste do estado da Bahia é também parte essencial do trabalho desenvolvido.

Geologicamente, a área estudada contempla o contexto do Grupo Urucuia, da Formação Lagoa do Jacaré pertencente ao Grupo Bambuí, e da transição entre os arenitos do Grupo Urucuia para os carbonatos e siltitos do Grupo Bambuí, caracterizado aqui como material coluvionar. Hidrograficamente, a região está inserida na bacia do rio Tocantins a oeste e na bacia do rio São Francisco a leste, cujas nascentes partem da Serra Geral de Goiás, a qual constitui o divisor de águas (Chaves *et al*., 2006). Há suposições de que na região exista assimetria entre os limites das bacias hidrográficas e hidrogeológicas. A hipótese de trabalho é de que a presença da Serra Geral de Goiás e demais particularidades geomorfológicas representem as estruturas responsáveis por tal fenômeno.

O contexto hidrogeológico é o da Província São Francisco, composta pelo Sistema Aquífero Urucuia (SAU), formado por associação de aquíferos que ocorrem em arenitos flúvio-eólicos do Grupo Urucuia (Gaspar & Campos 2007), o qual se sobrepõe a Formação Lagoa do Jacaré, e pelo Sistema Aquífero Bambuí, que compreende sequências pelítico-carbonáticas com metamorfismo incipiente, do Grupo Bambuí. As cavidades cársticas ocorrem principalmente na Formação Lagoa do Jacaré, havendo também dolinas onde os arenitos do Grupo Urucuia não foram erodidos, e estas cavernas podem ser meândricas ou fluviocársticas. As meândricas são relacionadas ao sistema vadoso, enquanto as fluviocársticas são epigênicas e profundas.

Algumas questões referentes a atividades antrópicas no interior da unidade de preservação com potencial de impacto ao patrimônio espeleológico e, por consequência aos recursos hídricos nele abrigados foram relatadas pela equipe gestora da APANRV, dentre as quais: captação de água no interior de cavidade natural (para abastecimento público), atividades de mineração em áreas cársticas, atividades turísticas sem qualquer plano de manejo espeleológico, desmatamento próximo a cavidades e descarte de resíduos em áreas inadequadas (Ribeiro *et al*., 2018). Foram detectados também problemas relacionados ao transporte de sedimentos e, portanto, de poluentes para os sistemas fluvio-cársticos neste contexto, o que representa elevado risco para a preservação da fauna e flora da região. Ainda, há ocorrência de

stress hídrico nas regiões da Formação Lagoa do Jacaré, devido à infiltração de grande parte da água de escoamento superficial para o sistema cárstico subjacente.

1.2 Localização da Área de Estudo

A área de estudo está localizada na região centro-oeste do Brasil, no extremo nordeste do estado de Goiás, próximo ao limite sudoeste do estado da Bahia (Figura 1.1), a 320 km de Brasília. A APANRV insere-se nos municípios de Mambaí e Damianópolis, sendo a primeira cidade o ponto central de logística para o projeto, principalmente em termos dos trabalhos de campo. As vias de acesso que conectam Brasília a Mambaí são a BR-020 e a GO-236.

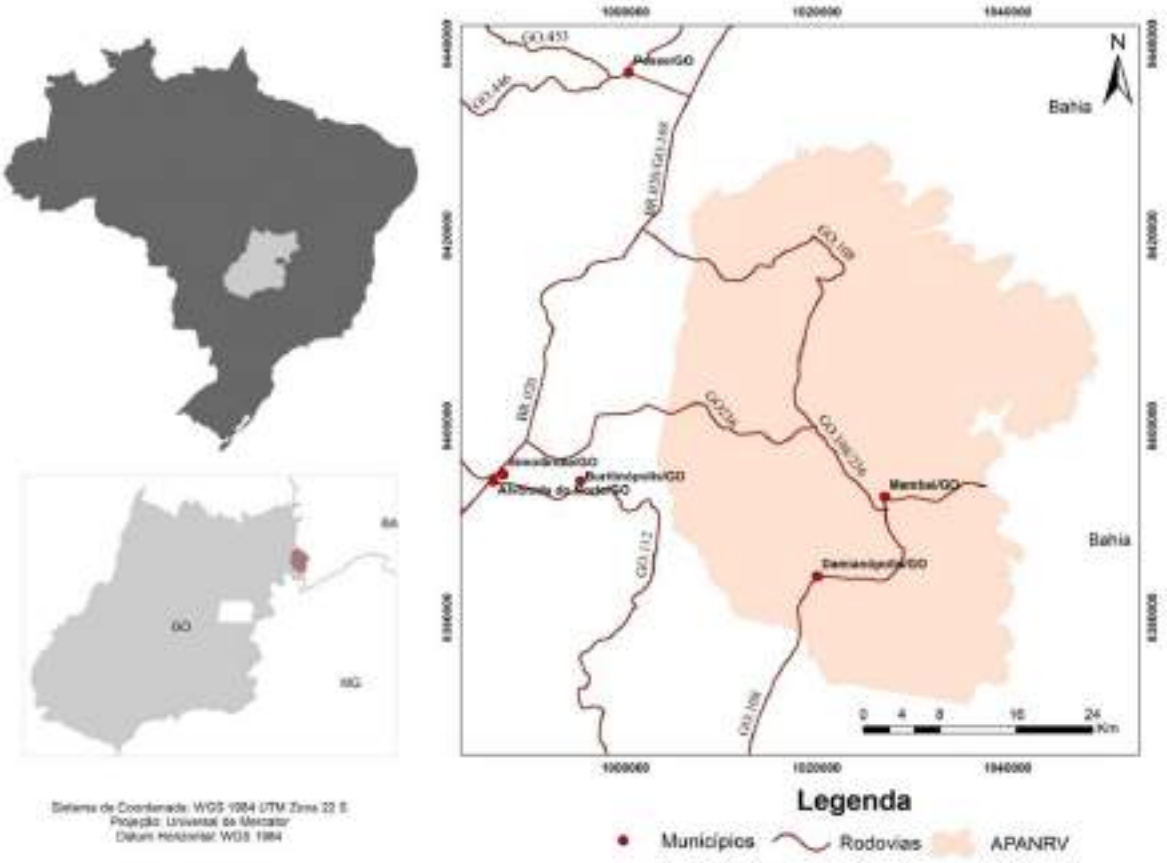


Figura 1.1 - Mapa de localização da área de estudo, com destaque para a Área de Preservação Nascentes do Rio Vermelho, em vermelho. Estão representadas também as principais vias de acesso ao local, partindo de Brasília. E nos mapas auxiliares à esquerda está destacada a localização do estado de Goiás no território brasileiro, e a APANRV no extremo nordeste do estado.

1.3 Objetivos

O objetivo principal do presente projeto é realizar uma caracterização qualitativa ou semiquantitativa da dinâmica de fluxo subterrâneo na região compreendida pela APA Nascentes do Rio Vermelho e definir os limites das bacias hidrogeológicas nesta região, considerando a possibilidade de assimetria entre os limites destas bacias subterrâneas com as bacias

hidrográficas sobrepostas, e determinando então, a interação entre os diferentes sistemas existentes no contexto da APA.

Secundariamente, pretende-se:

- ✓ Determinar a fonte de produção hídrica nas diferentes bacias;
- ✓ Verificar as relações de misturas entre as águas dos sistemas aquíferos Urucuia e Bambuí;
- ✓ Avaliar a contribuição de cada aquífero para o sistema flúvio-cárstico presente na região.

Os resultados obtidos a partir deste estudo visam subsidiar a elaboração de planos de gestão integrada dos recursos hídricos na região da APA Nascentes do Rio Vermelho, através de modelo conceitual de fluxo da área, e de mapas com a compartimentação hidrográfica e hidrogeológica, além de contribuir para o entendimento da dinâmica de funcionamento e abastecimento hídrico do nordeste do Goiás, região que sofre com escassez de água nos períodos de estiagem.

1.4 Materiais e Métodos

O trabalho foi desenvolvido em etapas, dentre as quais trabalhos de campo com monitoramento de nove pontos em cursos de água superficiais nos meses de Outubro/20, Janeiro/21 e Setembro/21, coletas de amostras de água para análises hidroquímicas e isotópicas, ensaios de infiltração nos solos, análises de laboratório e tratamento e interpretação dos dados coletados.

1.4.1 Levantamento Bibliográfico

Nesta etapa foi realizada pesquisa de informações geológicas e hidrogeológicas acerca da área de estudo, tanto em escala regional abrangendo os municípios de Alvorada do Norte, Damianópolis, Buritinópolis - GO e Jaborandi - BA, quanto em uma escala local, com foco no município de Mambaí e na APA Nascentes do Rio Vermelho. Foram também levantados trabalhos sobre os métodos a serem utilizados, como análises hidroquímicas de elementos maiores, análises de isótopos de trítio e radiocarbono, ensaios de infiltração e potenciometria.

Além do levantamento de dados, neste primeiro momento foi confeccionado mapa base com imagem de satélite *Imagery* disponível no *software* ArcGis versão 10.8.2, com pontos de interesse para análise *in situ* e coleta de amostras destacados, além da hidrografia e principais vias de acesso.

Os pontos foram compilados a partir de banco de dados disponível no SIAGAS/CPRM com informações dos poços registrados na região em questão. Grande parte dos poços

registrados não pôde ser acessada, pois se encontravam fora de funcionamento no período de desenvolvimento do trabalho: em alguns casos estavam sem equipamento de bombeamento, ou sem bomba, ou ainda se encontravam lacrados e sem possibilidade de contato com os respectivos responsáveis.

1.4.2 Obtenção de Dados

No presente trabalho foram visitados ao todo 26 pontos, sem considerar os referentes ao reconhecimento inicial da área, realizado no primeiro período de atividade de campo. Os pontos mencionados são referentes aos três últimos trabalhos de campo realizados na região de Mambaí e arredores, e na Tabela 1.1 é possível acompanhar as datas e objetivos de cada um deles.

Tabela 1.1 - Período da realização dos trabalhos de campo e atividades desenvolvidas.

Período do Trabalho de Campo	Atividade Realizada
03/10/2020 a 05/10/2020	Reconhecimento da área e levantamento de informações sobre o meio físico: geologia, solos e relevo.
15 e 16/10/2020	Amostragem de água para análises hidroquímicas e medição de parâmetros *in situ* (monitoramento) - período de seca.
24/01/2021 a 26/01/2021	Ensaios de infiltração *in situ* e medição de parâmetros *in situ* (monitoramento) - período de chuva.
09/09/2021 a 11/09/2021	Amostragem de água para análises hidroquímicas e isotópicas e medição de parâmetros *in situ* (monitoramento) - período de seca.

Do total de pontos registrados e analisados, 9 deles foram monitorados nos últimos três meses mencionados, Outubro/20 no auge do período seco do ano, Janeiro/21 no período de chuvas pleno na região, e Setembro/21 novamente na seca, com medição dos seguintes parâmetros *in situ*: temperatura - T (ºC), pH, condutividade elétrica - CE (µS/cm), e potencial de óxido-redução - Eh (mV). A medição *in situ* dos parâmetros físico-químicos foi realizada com a sonda multiparâmetro portátil da marca Hach, modelo HQ 40D (Figura 1.2).

As amostras de água para análise de cátions e ânions foram coletadas em recipientes plásticos de 1 litro, e armazenadas em caixa térmica com gelo, ao abrigo de luz e calor, sendo posteriormente transferidas para ambiente refrigerado no Laboratório de Geoquímica da UnB. Ao final do período de campo tais amostras foram filtradas em aparelho portátil com membrana de celulose descartável, com 0,45µm Milipore (Figura 1.3).

No período de 24 a 26 de Janeiro de 2021 foram conduzidos ensaios de infiltração *in situ* em 11 pontos, com o objetivo de determinar o comportamento hidráulico da zona não saturada nos diferentes aquíferos estudados na região. Todas as classes de solos presentes na área da

pesquisa foram submetidas aos estudos para obtenção da condutividade hidráulica vertical: latossolo de textura arenosa, neossolo quartzarênico, cambissolo, argissolo e nitossolo. Foram realizados dois tipos de ensaios *in situ*: em superfície com auxílio do método dos anéis concêntricos e em profundidade com uso do método *open end hole*.



Figura 1.2 - Sonda Multiparâmetro da marca Hach utilizada nos trabalhos de campo para as medições *in situ* de pH, temperatura (°C), Eh e condutividade elétrica (µS/cm).



Figura 1.3 - Aparelho portátil utilizado na filtração das amostras para análise hidroquímica, em campo. Na figura B da direita é mostrado o local onde se insere a membrana em ésteres de celulose descartável, com poros de 0,45µm.

O método dos Anéis Concêntricos é um tipo de ensaio de infiltração *in situ*, que busca determinar a condutividade hidráulica vertical (Kv) na zona não saturada. Este método busca determinar a Kv apenas em superfície, e nele utilizam-se dois cilindros concêntricos, como pode

ser observado na Figura 1.4. Os anéis são cravados no solo de forma que não haja dispersão lateral da água, sendo importante que os anéis estejam nivelados. Então é realizada a medida da profundidade penetrada no solo, denominada de I. Na sequência é adicionada água ao anel externo até que o nível seja estabilizado; quando o solo atinge a saturação, o anel interno é completado com água. A altura do topo do anel até a coluna d'água no anel interno é medida, denominada de medida inicial - Mi. Então o tempo é cronometrado até que a água infiltre no solo. Em seguida a altura do topo até o novo nível d'água é medido, sendo denominada medida final - Mf, e o cronômetro é pausado, fornecendo o valor do tempo final - Tf. O cálculo de Kv é realizado através da fórmula: (Fiori, 2010):

$$Kv = u \times \left(\frac{I}{\Delta t}\right) \times \ln\left(\frac{ho}{h}\right)$$

Onde:
Kv = condutividade hidráulica vertical (m/s);
I = profundidade cravada no solo (mm);
Δt = tempo de duração do ensaio (min);
u = 1/60000 = fator de conversão de mm/min para m/s;
h0 = H – I – Mi = carga hidráulica inicial (mm);
h = H – I – Mf = carga hidráulica final (mm);
Mi = medida inicial;
Mf = medida final;
H = altura total do cilindro (normalmente 250 mm).

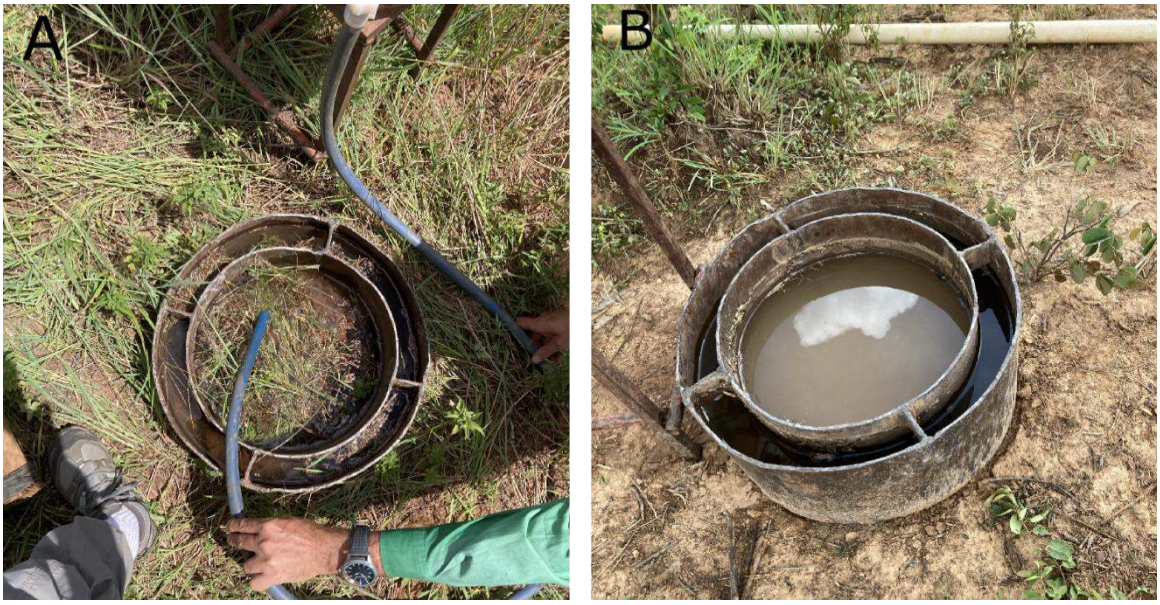


Figura 1.4 - Ilustração da realização de ensaio pelo método dos Anéis Concêntricos em diferentes tipos de solos observados na região de estudo.

O método *Open end Hole*, como o dos anéis concêntricos, também é um tipo de ensaio de infiltração *in situ*, mas ele busca determinar a condutividade hidráulica vertical em diferentes profundidades na zona não saturada. Logo, para este ensaio são utilizados quatro tubos de PVC

com 50 mm de diâmetro e comprimentos variáveis, comumente de 50, 100, 150 e 200 centímetros. Os tubos devem ser cravados em furos de profundidades similares aos respectivos comprimentos, e estes são realizados com auxílio de trado manual e de escavadeira articulada (tipo "boca de lobo"), como representado na Figura 1.5. Os tubos então são preenchidos com água e as distâncias entre o topo do tubo e o nível d'água são medidas, Mi e Mf, tanto no momento inicial (To), quanto no final (Tf), obtendo-se então a quantidade de água infiltrada no espaço de tempo decorrido. Importante ressaltar que as medidas nos diferentes tubos são feitas em sequência após o início da cronometragem, então os tempos de cada tubo podem ser ligeiramente distintos. A fórmula utilizada para o cálculo da condutividade hidráulica vertical é a que segue:

$$Kv = 2{,}303 \times \left(\frac{R}{4\Delta t}\right) \times \log\left(\frac{h0}{h}\right)$$

Onde:
Kv = condutividade hidráulica vertical (m/s)
R = raio do tubo (m) = 0,025m
Δt = intervalo de tempo para o rebaixamento da água (s)
h0 = H – Mi = carga hidráulica inicial (cm)
h = H – Mf = carga hidráulica final (cm)
H = altura da boca do cano até a base da cavidade cavada (cm)



Figura 1.5 - Ilustração de campo durante realização de ensaio *Open end Hole*. Em ambos os casos estão representados os 4 furos necessários para cada ensaio, os quais foram realizados com escavadeira articulada e trado manual.

Ambos os ensaios de infiltração *in situ* apresentados anteriormente foram realizados nos pontos selecionados. Para cada ponto foi associado o tipo de solo, as coordenadas UTM e altitude, e a condutividade hidráulica Kv (m/s), calculada em planilha Excel com base nas fórmulas mostradas anteriormente, segundo os métodos de Anéis Concêntricos e *Open end Hole*. Estes resultam em condutividades hidráulicas verticais para cada uma das quatro profundidades ensaiadas.

As amostras para análise isotópica foram obtidas no período de 09 a 11 de Setembro de 2021. Nesta ocasião coletou-se 2 litros de água por amostra para análises de trítio, em recipiente de polietileno de alta densidade, e 1 litro por amostra para análises de radiocarbono, armazenado em recipiente de polipropileno. As amostras foram enviadas para o seu respectivo laboratório de destino após coleta em campo.

1.4.3 Análises Laboratoriais

Análises Hidroquímicas

As análises hidroquímicas foram realizadas no Laboratório de Geoquímica da Universidade de Brasília - LaGeq, com auxílio do técnico de laboratório Dr. Myller de Souza sob supervisão do professor Dr. Jérémie Garnier, responsável pelo laboratório. Ao todo foram dezenove amostras analisadas, as quais foram coletadas de acordo com o item 1.3.2 descrito anteriormente.

Os cátions alumínio, cálcio, ferro, potássio, magnésio, manganês, sódio, sílica e estrôncio foram analisados em Espectrômetro de Emissão Atômica com Plasma indutivamente acoplado (ICP-OES), da marca Agilent (USA), modelo 5110. O plasma é mantido por gás argônio de qualidade industrial com fluxo principal de 0,7 L/min, fluxo auxiliar de 2 L/min e fluxo para resfriamento de 18 L/min.

Os ânions fluoreto, cloreto, nitrato, sulfato e fosfato foram determinados por meio de cromatografia iônica (IC), em aparelho da marca Metrohm modelo 881 Compact IC pro.

A alcalinidade também foi determinada em todas as amostras coletadas, por meio do método titulométrico de análise, com H_2SO_4 a 0,01N padronizado anteriormente com NaOH a 0,05N, utilizando titulador manual. O cálculo realizado para obtenção das alcalinidades foi:

$$HCO_3^- \ (mg\ L^{-1}) = Vácido\ X\ Mácido\ X\ 61000\ X\ Vamostra^{-1}$$

(resultado expresso em bicarbonato)

Análises Isotópicas

No presente trabalho foram realizadas análises isotópicas para trítio (T) e para radiocarbono (^{14}C). Ao todo foram 8 amostras analisadas para o primeiro isótopo e 6 amostras para o segundo.

As análises de Trítio foram gerenciadas pela Fundação de Desenvolvimento da Pesquisa (Fundep), e realizadas pelo Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear (CDTN), ambos pertencentes ao estado de Minas Gerais, com sede em Belo Horizonte. O método de análise utilizado foi Enriquecimento Eletrolítico seguido de Análise em Cintilador Líquido em Sala de

Contagem de Ultrabaixo Nível de Radiação de Fundo - EELSC, com limites mínimos de determinação de 0,40 UT (unidades de trítio).

As análises de radiocarbono foram realizadas pelo *Beta Analytic Testing Laboratory*, localizado em Miami, EUA. O método de análise utilizado foi Espectrometria de Massas com Aceleradores (AMS), realizada em grafite produzido pela redução em hidrogênio da amostra de CO_2 em um catalisador de cobalto. O CO_2 é obtido através da combustão da amostra a mais de 800°C em uma atmosfera de oxigênio a 100%. Primeiro o CO_2 é secado com metanol/gelo seco; em seguida ele é recolhido em nitrogênio líquido para a grafitização que ocorrerá na sequência. A mesma reação é realizada também em um padrão de referência, em uma amostra interna de controle de qualidade, e em uma amostra *background* para garantir a química sistemática. Os resultados foram obtidos a partir do carbono inorgânico dissolvido (DIC em inglês) e são apresentados tanto em porcentagem de carbono moderno (pMC em inglês) quanto em fração de carbono moderno ($F^{14}C$). O relatório final com os resultados também inclui dados das razões isotópicas dos isótopos estáveis de δ13C, δ18O e δ2H.

1.5 Fundamentação Teórica

1.5.1 Bacias Hidrogeológicas

As bacias hidrogeológicas devem ser a unidade básica de gestão dos recursos hídricos subterrâneos – em uma escala local, mas com implicações regionais –, assim como as bacias hidrográficas são a unidade de gestão das águas superficiais. No entanto, o conceito de bacia hidrogeológica ainda não é bem difundido na literatura quanto o de bacia hidrográfica, por ser uma entidade tridimensional de mais difícil visualização e investigação. Tiedman *et al.* (1998) definiram bacia hidrogeológica como os limites e caminhos que o fluxo subterrâneo percorre através do aquífero, englobando desde as zonas onde ocorre a recarga até as zonas dos exutórios. Desde Tiedman *et al.* (1998) não foram realizados trabalhos que busquem conceituar e definir as ferramentas necessárias para a delimitação de bacias hidrogeológicas, até que Arraes (2008) e Arraes & Campos (2007 e 2010) publicaram trabalhos que tratam da proposição de critérios para a delimitação destas bacias (Arraes & Campos, 2007), e que abordam mais especificamente a utilização de traçadores e dados de potenciometria na determinação destas unidades de gestão de recursos subterrâneos.

A delimitação dos limites de bacias hidrogeológicas é de suma importância quando se trata de gerenciamento dos recursos hídricos de uma determinada região ou aquífero. Isto se faz porque não necessariamente os limites de uma bacia hidrogeológica coincidem com aqueles da bacia hidrográfica subjacente, situação na qual se diz que há assimetria entre os limites das bacias. Há certas configurações geológicas, por exemplo, em que uma única bacia hidrográfica

comporta duas bacias hidrogeológicas sobrepostas verticalmente, por ocorrência de heterogeneidade nas camadas hidroestratigráficas do aquífero. Como no caso em que uma camada de calcário margoso está sobreposta a uma camada de calcário maciço, nesse caso a dinâmica de fluxo em subsuperfície e o escoamento de base das duas unidades provavelmente serão distintos, caracterizando, portanto, duas sub-bacias hidrogeológicas sobrepostas verticalmente.

A definição da extensão lateral de uma bacia hidrográfica é feita de maneira relativamente simples. A análise de modelos digitais de elevação (MDE) fornece informações de declividade, topografia e hipsometria, e tais aspectos indicam a direção na qual haverá escoamento superficial. Estes pontos onde há divergência do escoamento na superfície são o que definem os limites de uma bacia hidrográfica – definidos pelo divisor hidrográfico. Já no caso de bacias hidrogeológicas a definição dos limites não é tão trivial, pois existe uma série de fatores que podem gerar divergência entre a direção do escoamento de base e o fluxo em subsuperfície. Dentre os fatores mais comuns estão anisotropia em sistemas fraturados e cársticos, heterogeneidade dos aquíferos, estrutura geológica de expressão regional, como dobras ou falhas de grande escala, e variações bruscas na potenciometria em situações de limites laterais de aquíferos (Arraes & Campos, 2007).

Dentre as ferramentas utilizadas na delimitação dos limites de bacias hidrogeológicas estão os estudos potenciométricos, estudos hidrológicos, ensaios de traçador, geoquímica isotópica, análise de lineamentos e estudos geofísicos (Arraes & Campos, 2007), como mencionado inicialmente no capítulo introdutório. Todos estes métodos devem ser somados a um conhecimento prévio da geologia da área onde se procura determinar os limites.

Cabe destacar que é mais comum que os limites das bacias hidrográficas e hidrogeológicas coincidam, uma vez que a topografia influencia (não determina) o potencial hidráulico em determinado ponto na superfície, e a teoria explica que o fluxo subterrâneo ocorre de locais de maior potencial para locais de menor potencial. Mas, como explicitado anteriormente, existem diversos fatores que podem afetar e redirecionar o fluxo em subsuperfície, gerando então as assimetrias mencionadas.

1.5.2 Hidroquímica

As análises hidroquímicas são essenciais para a caracterização das águas de determinada região. Elas são uma das principais ferramentas utilizadas na investigação de possíveis contaminações, além de fornecerem indicativos sobre os ambientes de circulação e mistura entre águas de origens e reservatórios distintos. Através da hidroquímica é possível também determinar grupos de águas, através da plotagem dos resultados das análises em diagramas do

tipo Piper ou Stiff, utilizando-se o no software QualiGraf, por exemplo.

Feitosa *et al.* (2008) consideram que as assinaturas hidroquímicas das águas são influenciadas por uma série de fatores, dentre eles os padrões de fluxo existentes no aquífero, a mineralogia que compõe o reservatório em si, as estruturas presentes, os processos geoquímicos predominantes, a composição química da água de recarga, os tipos de fluxo hidrogeológico envolvidos (locais, intermediários ou regionais), os tipos de solos, além dos aspectos climáticos. O conhecimento de tais parâmetros e processos é de extrema importância para a elaboração de modelos conceituais de fluxo.

A caracterização hidroquímica pode ser baseada em análises de elementos e substâncias maiores, isto é, mais comumente presentes na água subterrânea, ou em substâncias e elementos menores (que ocorrem em menores teores ou de forma menos abundante). Dentre as substâncias maiores se destacam sódio, potássio, cálcio, magnésio, bicarbonato, cloreto, sulfato e sílica. Os elementos menores são geralmente representados por amônia, nitrito e nitrato (presentes como contaminantes), metais, gases e fluoreto.

1.5.3 Métodos Isotópicos

Trítio

O trítio (^{3}H ou T) é o isótopo mais pesado do hidrogênio e o único radioativo, decai para hélio ao emitir partículas, e possui meia-vida de 12,3 anos. Ele é produzido naturalmente através do bombardeio dos gases da atmosfera terrestre por raios cósmicos. Outra fonte de trítio são as explosões termonucleares que ocorreram no planeta a partir da década de 1950, com concentrações de ^{3}H no hemisfério norte superiores às do hemisfério sul (Feitosa, 2008). Importante ressaltar também que devido à curta meia-vida do T, este em princípio é utilizado para datação de águas muito mais jovens, de até aproximadamente 50 anos. Porém, em razão da grande variação de sua concentração na atmosfera desde os anos 50, o uso de ^{3}H natural é mais utilizado na interpretação qualitativa para detecção de recarga recente.

A medição de Trítio é feita através da radiação emitida, e sua concentração é determinada com a atividade específica. A unidade utilizada é Unidades de Trítio (UT ou TU em inglês), onde 1 UT corresponde a 1 átomo de ^{3}H para 10 átomos de hidrogênio (^{1}H), ou a 7,2 desintegrações por minuto para cada quilograma de água (Feitosa, 2008).

Radiocarbono

O ^{14}C corresponde ao isótopo radioativo do carbono, e foi produzido inicialmente por meios artificiais em laboratório, em 1940 por Martin Kamen e Sam Ruben, a partir do bombardeio do grafite em um cíclotron, no Laboratório de Radiação da Universidade de

Berkeley, Califórnia. O objetivo do experimento era produzir um isótopo radiativo do carbono, a fim de utilizá-lo como traçador em sistemas biológicos (Ruben e Kamen, 1941; Kamen, 1963). Apenas em 1946 foi descoberto o ^{14}C de origem cosmogênica na atmosfera, por Willard F. Libby.

O ^{14}C cosmogênico é produzido na atmosfera superior a partir da reação nuclear envolvendo o ^{14}N, e é então oxidado gerando ^{14}CO e depois $^{14}CO_2$, misturando-se à atmosfera (Murphy & Katz, 1998). Esta radioatividade natural existe em qualquer matéria viva que está em contato com a atmosfera da Terra e, portanto, tais organismos apresentarão o mesmo conteúdo de radiocarbono que ela, enquanto vivos e numa situação de equilíbrio. Porém, para organismos mortos ou materiais abióticos retirados da situação de equilibro com a atmosfera, observou-se que as concentrações de radiocarbono diminuíam exponencialmente de maneira previsível com o tempo.

A meia-vida do radiocarbono é de aproximadamente 5568 anos ("meia vida de Libby") (Libby, 1952), valor utilizado em todos os laboratórios de análise, por convenção internacional. Esta meia-vida significa que uma amostra perderia 50% da sua concentração do isótopo a cada período de 5568 anos decorridos. Logo, em resumo, a idade de radiocarbono é o tempo que passou desde que a amostra foi removida da situação de equilíbrio na qual ela se encontrava com a atmosfera, seja por morte no caso de plantas ou animais, ou por mudança de área de circulação, como no caso de águas superficiais que infiltram na subsuperfície, onde não há contato com o ar (*Beta Analysis Laboratory*, 2021). Considerando esta meia-vida de 5568 anos, o método de radiocarbono é utilizado para datação de águas subterrâneas mais antigas que 250 anos até no máximo 40.000 AP (antes do presente). Para águas mais jovens que 250 AP, o método apresenta elevado erro associado, e utiliza-se então o método de datação pelo trítio.

Porém, a datação de águas pelo método do radiocarbono apresenta uma complicação em relação ao material orgânico: a atividade inicial dos bicarbonatos dissolvidos na água não costuma ser igual à da atmosfera A0, pois ela possui uma relação de dependência com o meio hidrogeoquímico, tanto na área de recarga, quanto no aquífero. Por essa razão são utilizados modelos de correção para a atividade inicial. As correções também são necessárias para sistemas ricos em carbonatos, pois pode haver um influxo de carbono a partir da dissolução de minerais carbonáticos, o que pode resultar em idades não compatíveis com o tempo de permanência da água no aquífero. O modelo de correção adotado no presente trabalho será apresentado no capítulo 4, de Resultados e Discussões.

O Capítulo 2 traz o conteúdo referente aos conceitos e aplicações das Bacias Hidrogeológicas na forma de artigo científico, o qual será submetido à periódico nacional sobre águas subterrâneas.

CAPÍTULO 2 - BACIAS HIDROGEOLÓGICAS: CONCEITOS E APLICAÇÕES

Hydrogeological Basins: Concepts and Applications

Manuela Freire Galvão[1] e José Eloi Guimarães Campos[2]

1. Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas. Instituto de Geociências. Universidade de Brasília. e-mail: manuelafgeo@gmail.com.
2. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. e-mail: eloi@unb.br.

RESUMO

Uma bacia hidrogeológica representa um compartimento em subsuperfície com fluxo convergente para um único exutório. Ao contrário de uma bacia hidrográfica que pode ter seu exutório representado por um ponto, na bacia hidrogeológica a zona de descarga é representada por uma área, ou um corpo hídrico de superfície, ou segmento de curso d'água superficial. Um conjunto de bacias hidrogeológicas pode ocorrer de forma sobreposta em função da complexidade geológica regional, da espessura dos estratos e do relevo na superfície A determinação dos limites das bacias hidrogeológicas associadas a um aquífero ou conjunto de aquíferos é importante para o entendimento da dinâmica de fluxo em subsuperfície, além de auxiliar na compreensão da relação com as bacias hidrográficas que as sobrepõem em superfície. Entretanto, apesar de sua importância este não é um tema recorrente na literatura aplicada aos recursos hídricos subterrâneos, sendo uma terminologia ainda é pouco utilizado no meio científico. Considerando tais questões, o presente trabalho propõe uma revisão do conhecimento a respeito das bacias hidrogeológicas, bem como expande e atualiza seu conceito e discute suas aplicações para diferentes contextos. Neste sentido, o trabalho apresenta as implicações do conhecimento das bacias hidrogeológicas para diversas aplicações, incluindo: gestão de recursos hídricos, projetos de recarga artificial, estimativa de reservas hídricas, desenvolvimento de modelos conceituais e simulações numéricas, dentre outras.
Palavras-chave: bacia hidrogeológica, bacia Hidrográfica, gestão de recursos hídricos.

ABSTRACT

A hydrogeological basin represents a subsurface compartment with convergent flow for a single discharge zone. Unlike a watershed that has the discharge represented by a single point, in the hydrogeological basins the discharge zone is represented by an area, or a surface water body, or a surface water course segment. A set of hydrogeological basins can occur in an overlapping way due to the regional geological complexity, the thickness of the strata and the relief pattern on the surface. Determination of the boundaries of the hydrogeological basins associated with an aquifer or set of aquifers is important for understanding the flow dynamics in subsurface, besides helping the comprehension of the relationship with the watershed that overlap them on the surface. However, despite its importance this is not a recurring theme in the literature applied to underground water resources, being a terminology is still little used in the scientific environment. Considering these issues, the present paper proposes a review of knowledge about hydrogeological basins, as well as expands and updates its concept and discusses its applications for different contexts. In this sense, this paper presents the implications of the knowledge of hydrogeological basins for several applications, including: water resources management, artificial recharge projects, estimation of water reserves, development of conceptual models and numerical simulations, among others.
Keywords*:* groundwater basin, watershed, water resources management.

1. INTRODUÇÃO

As bacias hidrogeológicas são a unidade básica de gestão dos recursos hídricos subterrâneos em uma escala local, da mesma forma que as bacias hidrográficas são a unidade de gestão das águas superficiais. No entanto, o conceito de bacia hidrogeológica ainda não está tão bem definido na literatura quanto o de bacia hidrográfica. Tiedman *et al.* (1998) definiram bacia hidrogeológica como os limites e caminhos que o fluxo subterrâneo percorre através do aquífero, englobando desde as zonas onde ocorre a recarga até as zonas de exultório específico. Desde Tiedman *et al.* (1998) não foram realizados trabalhos que buscassem conceituar e definir as ferramentas necessárias para a delimitação de bacias hidrogeológicas, até que Arraes (2008) e Arraes & Campos (2007 e 2010) publicaram trabalhos que tratam da proposição de critérios para a delimitação destas bacias. Estes trabalhos que abordam mais especificamente a utilização de traçadores e dados de potenciometria na determinação destas unidades de gestão de recursos subterrâneos.

Os limites das bacias hidrográficas e hidrogeológicas subjacentes podem coincidir ou não, configurando em simetria ou assimetria entre estes limites, sendo que quando são coincidentes são denominados de limites simétricos e quando discordantes são chamados de limites assimétricos. A fim de determinar as relações entre os limites destas unidades hidrográficas, Arraes e Campos (2007) propuseram o uso das seguintes técnicas para delimitação das bacias hidrogeológicas: estudos potenciométricos, estudos hidrológicos, ensaios de traçador, geoquímica isotópica, análise de lineamentos e estudos geofísicos.

A definição da extensão lateral de bacias hidrogeológicas é mais abstrata que de bacias hidrográficas, onde seus limites podem ser obtidos de maneira relativamente simples e acessível através da análise de modelos digitais de elevação, de onde dados como declividade, topografia e hipsometria podem ser avaliados. Já no caso das bacias hidrogeológicas, uma bacia pode apresentar extensão maior do que a de sua bacia hidrográfica sobrejacente (Tiedman et al. 1998) (Figura 1). Da mesma maneira pode ocorrer o oposto, uma bacia hidrográfica pode abranger diversas bacias hidrogeológicas subjacentes a ela (Figura 2.1), o que acontece quando o fluxo em subsuperfície e o escoamento de base apresentam padrões divergentes (Arraes e Campos, 2007), com pontos de recarga e exutórios distintos.

A determinação dos limites hidrográficos pode ser facilmente alcançada com auxílio de ferramentas digitais diretamente sobre mapas planialtimétricos ou imagens de satélite (desde que permitam produzir os modelos digitais de elevação). Ao contrário, a delimitação das bacias hidrogeológicas é complexa e requer a atuação de um especialista, além de amplo conjunto de dados que deve ser analisado de forma integrada.

No conjunto de dados destacam-se: níveis freáticos pontuais ou na forma de mapas de isopiezas (mapas potenciométricos), informações hidroquímicas, elementos hidrográficos, dados de vazão de nascentes, estruturas geológicas (com destaque para dobras regionais e principais lineamentos estruturais), além de subsídios complementares.

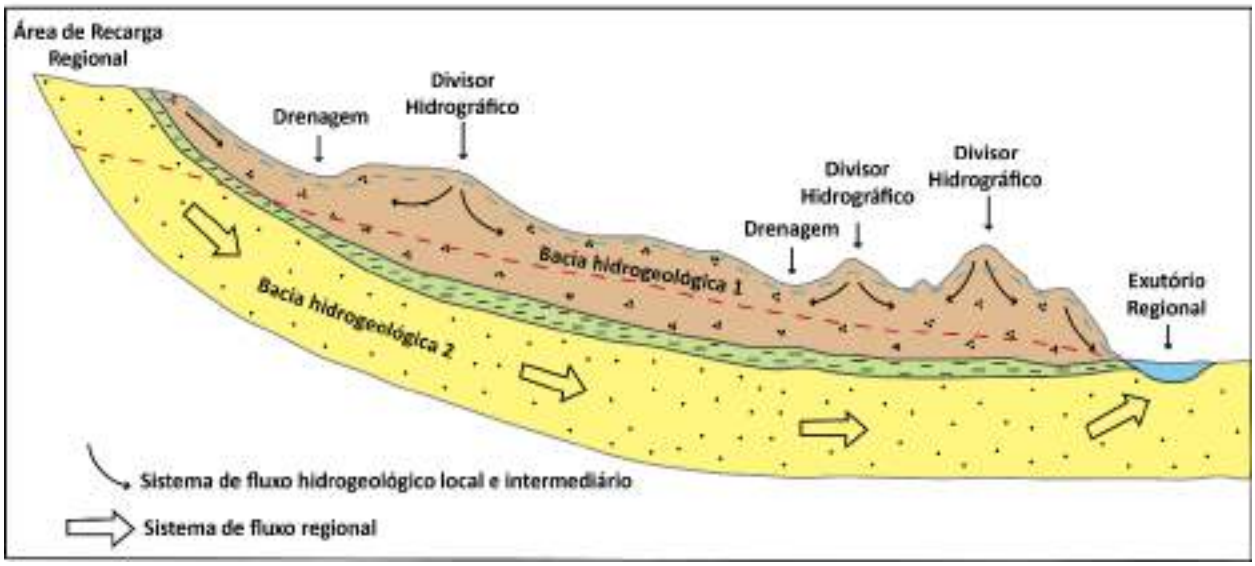


Figura 2.1. Ilustração esquemática demonstrando caso em que duas bacias hidrogeológicas são sobrepostas verticalmente por apresentarem sistemas de fluxo distintos, com um aquitarde representado por camada de folhelho entre elas. A bacia hidrogeológica 1 se caracteriza por sistemas de fluxos hidrogeológicos locais e intermediários, e a bacia hidrogeológica 2 por fluxo regional. Este é um caso em que a área de uma única bacia hidrogeológica corresponde a diversas bacias hidrográficas. A linha pontilhada em vermelho representa a superfície potenciométrica do sistema aquífero 2, e a linha pontilhada azul representa a do sistema aquífero 1. Modificado de Arraes e Campos (2007).

Outro aspecto importante na distinção entre bacias hidrográficas e hidrogeológicas envolve o caso de avaliação de sistemas aquíferos, entendendo-se que um sistema aquífero é composto por diferentes subtipos de aquíferos (como é o caso dos sistemas aquíferos Guarani ou Urucuia). Uma bacia hidrogeológica pode ser composta por apenas um subtipo ou por mais de um subtipo de aquífero que compõe o sistema. Esta distinção dependerá da organização lateral e vertical das unidades que formam o sistema aquífero como um todo.

Assim o objetivo do presente artigo é contribuir com as discussões sobre o conceito, as ferramentas para delimitação, e as implicações do conhecimento sobre as bacias hidrogeológicas ou bacias subterrâneas.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

O presente trabalho representa uma contribuição sobre um importante tema da hidrogeologia, a partir da discussão do próprio conceito e definição de bacia hidrogeológica, sua comparação com as bacias hidrográficas e as implicações de sua delimitação. Assim, não é um trabalho baseado em um método específico que envolva experimentos, geração de base de dados, análises hidroquímicas ou avaliações estatísticas de informações.

O método é baseado na análise empírica de dados existentes, casos específicos e sua contextualização no problema abordado e na experiência dos autores em estudos de bacias hidrogeológicas.

3. RESULTADOS E DISCUSSÕES

3.1 Conceituação e Critérios para Delimitação

O uso de modelos conceituais é essencial para o entendimento do funcionamento de sistemas hidrogeológicos, bem como para a elaboração de diretrizes e planos de gestão dos recursos hídricos de uma região. Para Demiroglu (2006), o termo modelo conceitual engloba as características relativas à extensão e à distribuição espacial do sistema, ou seja, os limites tridimensionais dos aquíferos. A elaboração de um modelo conceitual requer dados sobre a área de estudo, informações detalhadas a respeito da geologia da região, dinâmica do fluxo subterrâneo, da recarga, parâmetros hidráulicos, além dos limites bem definidos das bacias hidrogeológicas. Dessa forma, a definição dos limites das bacias ou sub-bacias hidrogeológicas possibilita o entendimento da ocorrência e do fluxo da água subterrânea, e compreende dados tanto do fluxo de entrada (recarga) quanto do fluxo de saída (descarga) do sistema superficial e subterrâneo.

As bacias hidrográficas normalmente são definidas por divisores localizados em regiões de elevada altitude entre duas áreas de menor altitude. Os divisores das águas subterrâneas normalmente coincidem com os divisores superficiais para aquíferos granulares e não confinados, porém as áreas de recarga de aquíferos cársticos e confinados frequentemente não coincidem com as áreas superficiais de drenagem (White, 2002; Gunn, 2007; Palmer, 2010; Demiroglu, 2016).

A definição do conceito de bacia hidrogeológica é muito importante para a elaboração de diretrizes de gestão das águas subterrâneas, sendo essencial mencionar que os limites das bacias hidrogeológicas podem alterar ao longo do tempo, a depender da explotação vigente no local. Portanto, a utilização das técnicas de delimitação, e o monitoramento destes limites são de extrema importância.

Os métodos utilizados na definição dos limites entre bacias hidrogeológicas são em grande parte qualitativos, porém a integração entre as diferentes técnicas, mesmo as semiquantitativas, pode fornecer resultados mais precisos. Uma análise essencial que deve ser realizada antes da aplicação dos métodos de delimitação citados, é a da dinâmica dos fluxos subterrâneos, tanto locais quanto de base, bem como dos fluxos superficiais, levando em consideração a classificação dos cursos d’água superficiais efluentes e influentes.

Estudos Potenciométricos

A água subterrânea se movimenta através dos poros existentes no arcabouço das rochas, incluindo espaços intersticiais (aquíferos intergranulares), por fraturamento (aquíferos fraturados e de dupla porosidade) e por dissolução (aquíferos cársticos e físsuro-cársticos). Este fluxo subterrâneo é gerado por diferenças de potencial entre pontos de altitudes distintas, situação na qual a água flui de pontos de maior potencial para pontos de menor potencial hidráulico.

O método envolve três conceitos básicos, o de superfície potenciométrica, superfície equipotencial e linha equipotencial (Feitosa, 1997). O primeiro consiste no lugar geométrico formado pelos pontos que determinam as alturas potenciométricas de um aquífero, as quais são referentes a uma profundidade específica. O segundo, de superfície equipotencial, é determinado como uma superfície virtual onde todos os pontos possuem o mesmo potencial hidráulico (ou carga hidráulica). A linha equipotencial se caracteriza como a projeção no plano da intersecção da superfície potenciométrica com um plano de cota potenciométrica definida. O mapa potenciométrico, por fim, é o conjunto de linhas equipotenciais geradas pela projeção de diversas intersecções da superfície potenciométrica com planos de diferentes cotas potenciométricas. Tais mapas possibilitam a visualização bidimensional da direção de fluxo subterrâneo, e são elaborados a partir de dados de níveis potenciométricos obtidos em pontos d'água, que podem ser representados por poços de produção (desde que em repouso do bombeamento), por poços de monitoramento, poços escavados e nascentes.

A elaboração de mapas potenciométricos é a principal ferramenta para a determinação dos limites das bacias hidrogeológicas, pois fornecem direções de fluxo subterrâneo em duas dimensões, que devem ser comparadas com as direções de fluxo da bacia hidrográfica sobrejacente. Assim pode-se determinar se há alguma assimetria indicada por direções distintas de fluxo ou não.

Para os casos em que o número de poços é insuficiente ou mal distribuído pela área de ocorrência do aquífero, outras ferramentas devem ser utilizadas para a delimitação das bacias subterrâneas.

Estudos Hidrológicos

As heterogeneidades e anisotropias do meio geológico subterrâneo frequentemente podem fazer com que as vazões medidas sejam diferentes do que esperadas a partir da análise fisiográfica do terreno (Arraes e Campos, 2007).

A análise das vazões específicas de cursos superficiais d'água fornece somente um indicativo de que pode ou não haver assimetria entre os limites das bacias, logo este não é um método de análise preciso para determinação das bacias hidrogeológicas subjacentes. Entretanto,

este critério pode ser utilizado para uma primeira aproximação na escala de avaliação de grandes bacias hidrográficas.

Esta ferramenta é particularmente útil para sistemas cársticos e físsuro-cársticos, em que o próprio modelo conceitual dos sistemas é complexo e de difícil previsão, uma vez que o conjunto de fluxo de canais subterrâneos pode apresentar padrão convergente ou até divergente.

Ensaios de Traçadores

Os estudos com traçadores com uso de corantes fluorescentes, sais ou outras substâncias representam uma excelente ferramenta para a delimitação de bacias hidrogeológicas, pois validam os limites indicados pelos demais métodos, além de definirem com precisão os limites, uma vez que os ensaios necessitam de acesso direto aos aquíferos, através de poços ou sumidouros em aquíferos cársticos (Arraes e Campos, 2007). Os ensaios com traçador possuem também o benefício de possibilitar a definição dos limites quando estes variam no espaço em função de bombeamento de aquíferos livres sob explotação.

Traçadores em águas subterrâneas fornecem dados de padrão de fluxo no interior do aquífero, velocidade linear média da água, dispersão longitudinal e lateral, dentre outros. Ensaios com traçadores também auxiliam na definição com maior precisão dos parâmetros hidrodinâmicos: condutividade e transmissividade do aquífero. Como estes ensaios requerem elevada quantidade de poços monitorados, e ampla geração de dados, sua aplicação é recomendada para estudos em áreas menores e com objetivos específicos como, por exemplo, a delimitação de condições de contorno em projetos de modelagem de aquífero para remediação *in situ*.

Geoquímica Isotópica

Os estudos isotópicos podem ser importantes para a delimitação das bacias a partir da determinação do sinal isotópico das águas de recarga ou a partir da datação das águas depois que foram inseridas no aquífero por recarga.

Os isótopos radioativos de Carbono 14 e Trítio são amplamente utilizados na datação de águas devido às suas meias-vidas, que se adequam aos intervalos necessários para a datação, e por serem elementos naturalmente presentes nas águas. O Trítio apresenta meia-vida de 12,3 anos, e é utilizado na datação de amostras de águas jovens. O Carbono 14 apresenta meia-vida de 5.730 anos, e é adequado para a datação de amostras mais antigas, de 500 a 40.000 anos (Feitosa *et al*. 2008). A idade das águas é um importante indicativo em termos de fluxo, pois está associada ao tempo de residência destas no aquífero: águas mais jovens mostram menor tempo de residência, o que indica proximidade entre as áreas de recarga e de descarga, e por isso são

menos mineralizadas. As águas mais antigas mostram maior tempo de residência, suas áreas de recarga e descarga são os divisores e os cursos principais da bacia, e elas tendem a ser mais mineralizadas por permanecerem maior tempo em contato com as rochas do aquífero.

Os isótopos estáveis de oxigênio (^{18}O) e de hidrogênio (^{2}H) são muito utilizados em estudos de hidrogeologia para diferenciação de fontes de recarga das águas subterrâneas e possíveis misturas entre elas. O sinal isotópico do Oxigênio e Hidrogênio nas águas varia naturalmente, como resultado do fracionamento isotópico destes elementos, e pelo transporte ao qual eles são submetidos no ciclo hidrológico. Por isso a composição isotópica é utilizada em estudos envolvendo águas superficiais e subterrâneas, e a interação entre elas. As concentrações destes isótopos são medidas como $\delta^{18}O$ e $\delta^{2}H$, que não refletem concentrações absolutas, mas apontam desvios (na unidade por mil) das razões isotópicas com relação a um padrão definido (comumente o SMOW- *Standart Mean Ocean Water*). As razões isotópicas são calculadas como delta de acordo com a equação: $\delta\ (‰) = [R_{amostra} - R_{padrão}] / R_{padrão}$ X 1000, sendo que a razão R é expressa pelo quociente entre a concentração do isótopo pesado pelo respectivo isótopo leve.

O fracionamento dos isótopos estáveis ocorre devido a mudanças de fases no ciclo hidrológico, como evaporação, condensação e fusão. Este processo de fracionamento resulta em uma composição isotópica específica da água, que indica a sua fonte (Clark e Fritz, 1997).

Em geral estes dados são plotados em gráficos de $\delta^{18}O$ versus $\delta^{2}H$ e os resultados das amostras de águas do aquífero em estudo são comparados com as retas da água meteórica global ou local e os desvios interpretados a partir de processos físicos que incluem evaporação prévia à infiltração da água no aquífero, interação água-rocha com hidratação de minerais ou ainda, misturas de águas fósseis com águas de circulação moderna ou sub-moderna.

Assim, quando o sinal isotópico das águas de uma determinada porção de uma unidade hidroestratigráfica é muito distinto de outra porção, pode-se inferir que se trata de bacias ou sub-bacias hidrogeológicas distintas.

Análise de Lineamentos Estruturais

A análise de lineamentos é uma técnica útil na delimitação de bacias hidrogeológicas, considerando que frequentemente a assimetria ente bacias superficiais e subterrâneas é causada pela presença de estruturas geológicas de grande porte, tais como falhas regionais, zonas de cisalhamento ou dobras. As falhas e fraturas muitas vezes causam a inversão do fluxo subterrâneo, pelo fluxo lateral das águas de infiltração em direção às zonas de maior condutividade hidráulica causada pela "zona de dano" destas estruturas.

A análise de lineamentos fornece informações a partir de imagens orbitais ou fotografias aéreas a respeito de estruturas como zonas de falhas ou de fraturas. Ao longo destas estruturas o

conjunto de rochas subjacentes às coberturas de solos apresentam maior condutividade hidráulica que suas porções laterais. A drenança vertical ao longo de lineamentos regionais (principalmente aqueles situados em regiões de relevo aplainado) causa o rebaixamento localizado da superfície potenciométrica, o que, resulta na diferenciação de sub-bacias hidrogeológicas, pois estas feições são responsáveis pela mudança do sentido do fluxo.

Além dos traços das estruturas, seu mergulho também é importante, pois a água que drena através do plano das estruturas tenderá a migrar para a direção do seu caimento, resultando na mudança do sentido do fluxo considerado regional, e causando assimetria com relação às bacias hidrográficas sobrepostas.

3.2 Assimetria entre Limites Superficiais e Subterrâneos

Em muitos casos os limites projetados na superfície do terreno que delimitam as bacias hidrográficas e as bacias hidrogeológicas não são coincidentes. Esta falta de sobreposição entre os limites foi denominada por Arraes (2007) de assimetria entre as bacias superficial e subterrânea.

Diversos fatores podem ser responsáveis pela divergência entre os limites das bacias superficiais e subterrâneas, sendo os principais: padrão de relevo na superfície, estruturas geológicas, anisotropias em sistemas fraturados e cársticos, heterogeneidades, aquíferos com diferentes tipos de porosidades sobrepostos.

Assimetria Causada pela Presença de Estruturas Geológicas

A presença de estruturas geológicas como dobras, zonas cataclásticas ou falhas pode ser responsável pela alteração da dinâmica de fluxo no meio subterrâneo, pois afetam tanto a configuração física do meio, quanto a disposição de camadas litológicas de diferentes propriedades (Figura 3.2).

Uma dobra, por exemplo, que pode gerar a repetição de uma mesma camada que não existiria caso o substrato não estivesse deformado, causando a repetição da unidade hidroestratigráfica e tornando mais complexa o estabelecimento de bacias hidrogeológicas, que inclusive podem ser separadas verticalmente.

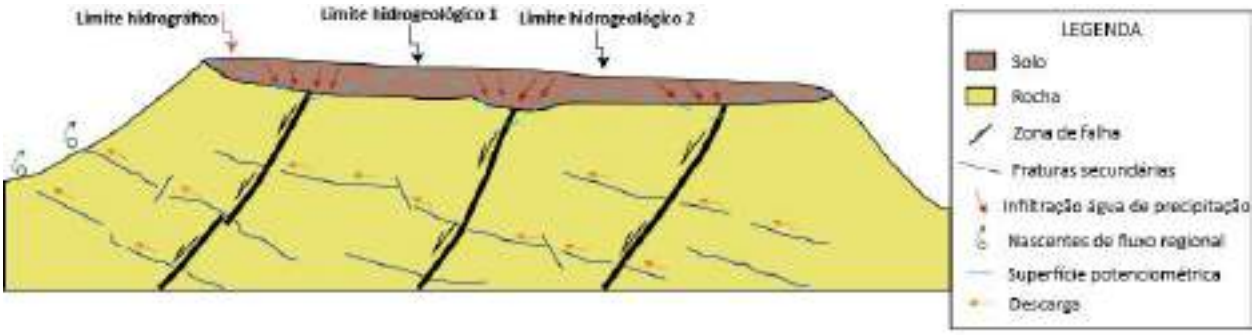


Figura 2.2. Ilustração esquemática demonstrando a influência que estruturas geológicas de grande porte exercem no estabelecimento de assimetrias entre os divisores hidrográficos e hidrogeológicos.

Corniello et al. (2017) observam que a complexa configuração tectônica da área estudada na região de Campania, no sul da Itália, com falhas extensionais associadas à pequenos cinturões cataclásticos de baixa permeabilidade, interfere nitidamente no fluxo de água subterrânea, configurando um grande número de bacias hidrogeológicas distintas.

A presença de anisotropia está associada a diferenças da condutividade hidráulica para as direções representadas pelos eixos coordenados (Feitosa, 1997). Camadas horizontais com menor permeabilidade afetam a velocidade do escoamento vertical, porém não interferem no escoamento horizontal, então a condutividade hidráulica na direção horizontal será maior do que na vertical.

Assimetria em Sistemas Cársticos

No caso de sistemas cársticos ou fissuro-cársticos, as aberturas representadas por estruturas planares primárias (falhas/fraturas) ou por estruturas planares secundárias (geradas por dissolução em carbonatos), podem representar direções de maiores condutividades hidráulicas, em função de propriedades como abertura dos condutos e interconexão entre as estruturas. Na Figura 3 está ilustrada situação em que os divisores hidrográficos e hidrogeológicos não coincidem devido a zona de maior condutividade gerada por sumidouro em um sistema cárstico com mergulho para direção oposta ao escoamento superficial.

Assimetria Causada por Heterogeneidades nos Aquíferos

As heterogeneidades existentes nos meios subterrâneos são uma das causas mais comuns para ocorrência de assimetria entre bacias hidrográficas e hidrogeológicas. Elas podem ser causadas por intercalações entre diferentes unidades hidroestratigráficas, pela presença de camadas impermeáveis ou pouco permeáveis ou pela presença de lentes com amplo contraste de condutividade hidráulica.

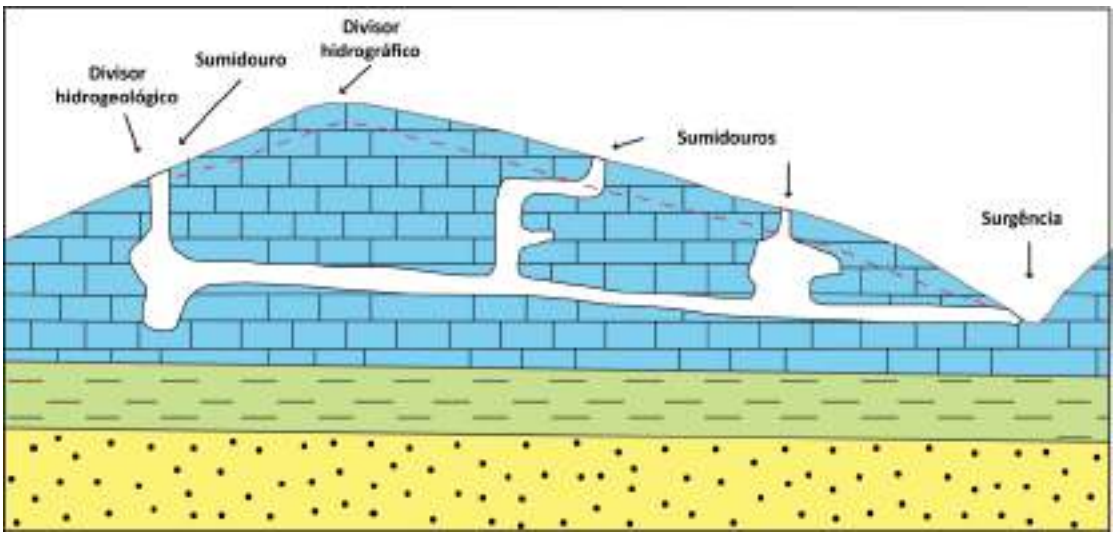


Figura 2.3. Assimetria em sistema cárstico com presença de sumidouros que representam zonas de maior condutividade hidráulica. A linha pontilhada em vermelho representa a superfície potenciométrica do sistema aquífero. Modificado de Arraes e Campos (2007).

No exemplo mostrado na Figura 2.4 a assimetria se deve à presença da camada impermeável na base do aquífero além de seu mergulho. O arranjo das camadas resulta em um aumento de gradiente hidráulico que desloca o limite hidrogeológico em relação ao limite hidrográfico. Neste exemplo, mesmo considerando que as duas bacias hidrográficas tenham a mesma área de drenagem, as vazões de base da drenagem 2 deverá ser maior que a observada na drenagem 1.

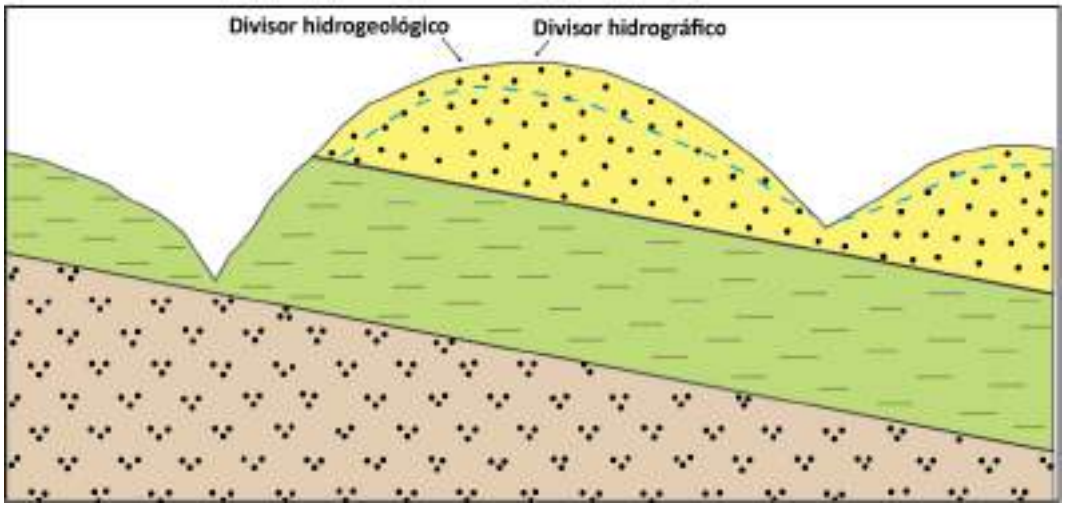


Figura 2.4. Caso em que há assimetria entre os limites hidrográficos e hidrogeológicos causada por presença de camada impermeável de folhelho sob um aquífero livre composto por arenito. A linha tracejada em azul representa a superfície potenciométrica do sistema aquífero. Modificado de Arraes e Campos (2007).

Assimetria Controlada por Feição Geomorfológica

Estruturas geográficas regionais como serras alinhadas (ex.: Serra Geral de Goiás), platôs regionais (ex.: Serra de Caldas Novas), bordas de chapadas (ex.: limite norte da Chapada

Contagem no Distrito Federal), mesas regionais (ex.: Serra da Água Morna na região de Posse, GO), dentre outras, comumente determinam a assimetria entre as bacias superficial e subterrânea em sua porção de terminação lateral, como pode ser observado na Figura 2.5. O controle é vinculado à elevada energia potencial que resulta no rápido rebaixamento da superfície potenciométrica do aquífero em direção ao compartimento de relevo rebaixado.

A rápida ruptura da superfície potenciométrica causa o deslocamento do limite hidrogeológico no sentido oposto ao da quebra abrupta do relevo. No contexto mais comum o limite hidrográfico fica situado próximo ao contorno do compartimento geomorfológico ou da estrutura elevada regional (serra, platô, crista, etc.).

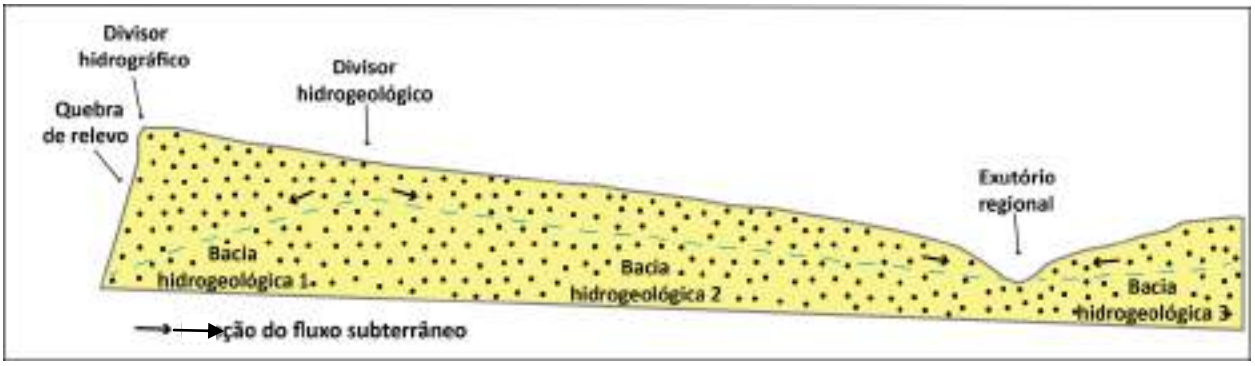


Figura 2.5. Assimetria causada por acentuada quebra de relevo. Observar este caso, no qual uma mesma bacia hidrográfica comporta três bacias hidrogeológicas subjacentes. Modificado de Arraes & Campos (2007).

2.3 Implicações e Aplicações

O conhecimento da delimitação das bacias hidrogeológicas é importante para várias aplicações práticas, além de ser um dos critérios para a própria definição do aquífero ou sistema aquífero. A seguir é mostrado de forma sucinta, e em alguns casos com uso de exemplos, as principais implicações e aplicações dos limites das bacias hidrogeológicas em estudos relativos aos recursos hídricos.

Gestão Integrada de Recursos Hídricos Superficiais e Subterrâneos

A implantação de estratégias de gestão de águas subterrâneas, no que diz respeito à susceptibilidade dos aquíferos a contaminação por elementos presentes nos solos ou nas águas, requer que sejam estabelecidos os limites individuais das bacias e sub-bacias hidrogeológicas. Considerando uma situação em que haja assimetria entre os limites hidrográficos e hidrogeológicos, a área susceptível a contaminação das águas do aquífero pode ser consideravelmente maior do que o esperado a partir de apenas análises da dinâmica superficial, em imagens aéreas e de satélites.

Ainda, os recursos superficiais e subterrâneos devem ser tratados como uma só unidade quando se refere à gestão integrada de ambos, não é possível gerir as águas subterrâneas sem levar em consideração as origens de suas recargas, o uso do solo em superfície, e vice-versa, é necessário compreender as áreas de descarga, quais rios são alimentados e inclusive mantidos em regime perene ou intermitente pelas águas provenientes dos reservatórios subterrâneos, quais são efluentes e quais são influentes. Todos os aspectos mencionados são afetados em alguma medida pela dinâmica de fluxo em subsuperfície, e como este se conecta com aquele em superfície.

Portanto, a determinação da conexão hidráulica entre os recursos hídricos superficiais e subterrâneos é uma premissa importante para a gestão integrada, visando à preservação de ambos os recursos. Quando não há conexão entre os rios e os aquíferos mais profundos, a gestão poderá ser realizada em separado, uma vez que se trata de reservatórios segmentados.

Aquíferos Transfronteiriços

Mundialmente já foram identificados cerca de 600 aquíferos transfronteiriços, segundo publicação de Villaseñor e Megdal (2021). Porém, destes 600 aquíferos, apenas 6 possuem acordos binacionais ou multinacionais formais de cooperação para o uso e a gestão da água subterrânea presente em tais reservatórios compartilhados.

O mesmo artigo citado anteriormente traz uma comparação entre os números de acordos existentes para a manutenção das reservas e uso de águas subterrâneas, e aqueles para águas superficiais, cuja unidade básica de gestão é a bacia hidrográfica. A diferença é marcante, e os autores atribuem tal fenômeno à falta de capacidade das instituições para o gerenciamento dos recursos hídricos subterrâneos, à ausência de dados ou incongruência com relação à dificuldade de se avaliar as reservas de água subterrânea, ao contrário dos recursos hídricos superficiais que podem ser observados e analisados diretamente.

A avaliação e o estudo dos sistemas aquíferos compartilhados, ou seja, as pesquisas científicas básicas e aplicadas, configura uma ferramenta imprescindível para qualquer tipo de acordo visando a melhor gestão dos recursos hídricos subterrâneos.

Também devem ser considerados os aquíferos que ocorrem além dos limites de unidades da federação, que também configura um tipo de sistema transfronteiriço, uma vez que, no Brasil, a legislação define que a dominialidade das águas subterrâneas é estadual ou distrital, de forma que quando o aquífero transpassa os limites geográficos, os aquíferos devem ser compartilhados pelas duas unidades geopolíticas.

O Programa de Avaliação de Aquíferos Transfronteiriços é uma espécie de força-tarefa entre os Estados Unidos e o México, com o objetivo de estudar aquíferos compartilhados ao redor do mundo e analisar os acordos estabelecidos por outras nações. O programa ainda visa

estabelecer cooperação binacional robusta para a elaboração de diretrizes para gerir os recursos hídricos subterrâneos da região compartilhada entre os dois países, levando-se em consideração os aquíferos como unidade fundamental de análise. Neste sentido, foi autorizado o estudo dos aquíferos Santa Cruz e São Pedro, compartilhados entre o estado do Arizona (EUA) com Sonora (México), e dos aquíferos Mesilla e Hueco Bolson, compartilhados entre Texas e Novo México (EUA) com Chihuahua (México).

A elaboração de planos de gestão dos recursos hídricos em situações de aquíferos que são transfronteiriços entre dois ou mais estados (ou países) também é uma das aplicações de maior relevância no tema de gestão. Este é um assunto sensível e que necessita de embasamento científico, tanto para práticas de explotação e uso da água subterrânea pelos estados envolvidos, quanto para atribuições de responsabilidades com relação à sobrexplotação do aquífero por bombeamento desordenado, e desenvolvimento de atividades que possam levar à contaminação do solo e consequentemente das águas subjacentes.

Estudos de Remediação in situ de Aquíferos Contaminados

A determinação de bacias e sub-bacias hidrogeológicas, principalmente aquelas controladas por lineamentos, é essencial na investigação de aquíferos contaminados. O padrão de fluxo subterrâneo é determinante para o entendimento da interação entre contaminante e meio subterrâneo, intergranular, fissural ou físsuro-cárstico, além é claro das características intrínsecas da substância química de interesse em si. A presença de bacias de menor ordem pode explicar mudanças no padrão de dispersão das plumas de contaminação, mudança no sentido de fluxo do contaminante ou até mesmo a presença de barreiras laterais ao fluxo. A divisão da pluma formando um padrão lobular é comumente vinculada à existência de sub-bacias hidrogeológicas nos sítios contaminados, por exemplo.

Além disso, um modelo conceitual de fluxo acurado é indispensável nas etapas de investigação confirmatória, direcionando inclusive os próximos passos a serem tomados nas etapas de tomada de decisão, como definição dos pontos a serem amostrados nas zonas vadosa e saturada. A caracterização do meio como um todo é importante, não apenas nas etapas de investigação e definição da contaminação, mas também para os planos de remediação.

Proteção de Aquíferos

Mundialmente falando, as águas subterrâneas praticamente não possuem legislação própria e específica no que se refere a sua proteção contra possíveis contaminações, usos inadequados que podem levar a sobrexplotação, ou intrusão da cunha salina em casos de aquíferos costeiros, entre outros riscos aos quais estes recursos finitos estão frequentemente expostos.

O cenário de regulamentação das águas subterrâneas se revela ainda mais crítico quando comparado à legislação existente para as águas superficiais. O artigo publicado por Toscano et al. (2008), Uma Síntese Analítica sobre Legislação de Proteção das Águas Subterrâneas no Brasil, aborda a questão mencionada.

Toscano et al. (2008), em uma análise realizada a respeito da legislação de proteção das águas subterrâneas no Brasil, compararam brevemente o que já havia no país na época de elaboração do artigo, 2008, com as leis existentes em nações como Estados Unidos e países da Europa, e foi observado que estes últimos dispunham de normas que definem critérios de delimitação de perímetros de proteção, com estabelecimento de restrições e controle de uso do solo, diferentemente do que ocorria no Brasil na época. Ainda, Toscano et al. (2008) relataram que apenas 6 estados brasileiros possuíam leis específicas referentes à proteção das águas subterrâneas, e 5 estados incluíam o assunto apenas nas Políticas Estaduais de Recursos Hídricos.

No cenário brasileiro, o sistema federal de meio ambiente dispõe de alguns documentos legais, como a Resolução N° 396 do CONAMA (CONAMA, 2008), que abordam questões específicas referentes à proteção das águas subterrâneas, como perímetros de proteção de poços de abastecimento, áreas de restrição e controle do uso da água subterrânea, e áreas de proteção de aquíferos. Cabe ressaltar, que foi apenas com a constituição de 1988 (Brasil, 1988) que a água subterrânea deixou de ser enquadrada como recurso mineral de subsolo pertencente à União (Art. 176), e passou à categoria de bem público de propriedade dos Estados e do Distrito Federal (Art. 26, I).

Quantificação de Reservas Hídricas Subterrâneas

A área de distribuição lateral de um aquífero é um dos principais parâmetros que deve ser considerado para os cálculos ou estimativas de reservas hídricas contidas nos aquíferos. Todas as equações propostas para estimativa das reservas hídricas (Costa, 1998) de um aquífero e suas adaptações para diferentes aquíferos, ou o uso do balanço hídrico para este mesmo fim, requerem o conhecimento da área de distribuição dos sistemas.

Desta forma, quando se desconsidera as eventuais assimetrias existentes entre as bacias superficiais (hidrográficas) e subterrâneas (hidrogeológicas), erros significativos podem ser gerados e propagados nos diferentes cenários.

Campos e Almeida (2012) estimaram as reservas hídricas subterrâneas dos aquíferos termais da região de Caldas Novas, no estado de Goiás e as áreas dos diferentes reservatórios subterrâneos foram determinadas a partir da proposição prévia dos limites das bacias hidrogeológicas. Junqueira (2020) apresentou as estimativas de reservas hídricas dos sistemas aquíferos termais da região da Chapada dos Veadeiros, estado de Goiás e os resultados foram

considerados preliminares, uma vez que as bacias hidrogeológicas ainda não têm seus limites minimamente definidos nesta região.

Caracterização de Modelos Conceituais de Aquíferos

A caracterização conceitual de aquíferos envolve todos os diferentes aspectos referentes ao meio físico, a dinâmica de fluxo subterrâneo, a interação entre o meio superficial e subsuperficial, a determinação do balanço hídrico nos diferentes compartimentos que compõem o ciclo hidrológico como um todo, a identificação e caracterização das áreas de recarga e descarga, a compreensão da espessura e parâmetros da zona vadosa, dentre outros aspectos.

Assim, para que seja elaborado um modelo conceitual de um aquífero, os meios superficiais e subsuperficiais devem ser caracterizados. Essa caracterização deve especificar o tipo de solo, sua textura, estrutura, conteúdo de matéria orgânica, espessura aproximada da zona vadosa, condutividade hidráulica, definição da rocha-mãe e descrição dos horizontes. Depois de realizada a caracterização dos solos, é importante a compreensão do balanço hídrico nos diferentes compartimentos envolvidos na transferência de água, com entendimento do padrão tempo-espacial da precipitação, da sua parcela que sofre evapotranspiração e interceptação pela vegetação no local, o montante que atinge o substrato, qual a proporção que alimenta o escoamento superficial, qual proporção infiltra no solo e supre a capacidade de campo do meio, e qual parte de fato caracteriza recarga para o aquífero.

Com a definição da proporção entre o que escoa superficialmente e o que infiltra no meio subterrâneo, define-se os montantes do fluxo interno e de base. Em seguida, pode-se a partir de dados potenciométricos definir se há assimetria entre os limites da bacia hidrográfica e hidrogeológica, e ainda dividir as sub-bacias hidrogeológicas. Por fim se caracteriza as áreas de recarga regionais de descarga do fluxo de base e conexão com o mar, no caso de aquíferos costeiros.

Simulação Numérica de Fluxo

Toda a análise apresentada no item anterior pode compor e aprimorar um modelo conceitual de aquífero, que da forma como foi apresentado seria um modelo qualitativo. Para a elaboração de modelos quantitativos é necessário o uso dos parâmetros hidrodinâmicos, os quais serão utilizados como dados de entrada em softwares de modelagem numérica, como SWOT, FEFLOW ou MODFLOW. Um dos principais conjuntos de dados de alimentação dos modelos numéricos de aquíferos são os limites dos sistemas, que compõem as condições de contorno da simulação, os quais são representados pelos próprios limites das bacias hidrogeológicas. Estes dados, em última análise, são responsáveis pela maior ou menor sensibilidade da modelagem ou mesmo pela coerência dos resultados.

Os dados de áreas dos aquíferos são obtidos a partir da modelagem em ambiente de geoprocessamento da projeção dos aquíferos dentro dos limites da bacia hidrográfica. Este método é coerente quando as bacias subterrânea e superficial apresentam a mesma delimitação. Para os casos de assimetria a área não pode ser calculada diretamente, mas apenas pode ser definida após uma análise que demonstre os limites das bacias sobrepostas.

As simulações numéricas podem ter grande imprecisão, quando realizadas em áreas limítrofes em as bacias hidrográficas e hidrogeológicas não são coincidentes. O mesmo pode ocorrer para casos em que a as bacias subterrâneas e superficial são desconectadas.

Um dos maiores problemas durante a elaboração de um modelo de fluxo de água subterrânea que se propõe a representar a configuração hidrogeológica de um aquífero ou bacia hidrogeológica específica é a proposição de um modelo conceitual que de fato se assemelhe à realidade (Demiroglu, 2016). A precisão de um modelo conceitual está intrinsecamente relacionada ao uso de dados de entrada igualmente acurados e detalhados. Apenas desta forma os dados de saída, que incluem a simulação e a análise de sensibilidade, poderão ser confiáveis (Demiroglu, 2016).

Enquadramento das Águas Subterrâneas

A Resolução CONAMA 396/2008 trata da classificação e diretrizes ambientais referentes ao enquadramento das águas subterrâneas e demais providências. Inicialmente são feitas considerações relevantes para o propósito de aplicação da resolução, dentre as quais se destacam: i) enquadramento dos corpos de água segundo classes será realizado de acordo com as características hidrogeológicas dos aquíferos e os seus usos respectivos; ii) consideração importante de que “os aquíferos se apresentam em diferentes contextos hidrogeológicos e podem ultrapassar os limites das bacias hidrográficas, e que as águas subterrâneas apresentam características físicas, químicas e biológicas intrínsecas, com variações hidrogeoquímicas, sendo necessário que as suas classes de qualidade sejam pautadas nessas especificidades” e iii) consideração que questões relacionadas a prevenção e controle de poluição estão associadas aos usos e classes de qualidade das águas que são exigidos para determinado corpo hídrico subterrâneo.

Os pontos enumerados são algumas das considerações realizadas na resolução antes da introdução específica das classes definidas para o enquadramento das águas, e foram destacados aqui porque demonstram a importância e relevância da caracterização correta do contexto hidrogeológico da área, além da análise integrada entre o contexto hidrogeológico e hidrográfico. E todos estes pontos perpassam pela definição dos limites das bacias hidrogeológicas, e entendimento se há ou não assimetria entre estes limites e os das bacias hidrográficas.

Neste aspecto é importante ressaltar que o enquadramento é aplicado a parte de uma bacia ou sub-bacia hidrogeológica, e o conhecimento de seus limites será fundamental para delimitar as áreas do aquífero com as mesmas classes. Os usos que causam a degradação da qualidade das águas subterrâneas podem ocorrer em pontos localizados, mas a dispersão da contaminação na forma de uma pluma pode afetar outras porções do aquífero que esteja na mesma bacia hidrogeológico, por isso, a definição dos seus limites é fundamental.

4. CONCLUSÕES

As bacias hidrográficas apresentam exutório representado por um ponto, isto é, toda a água afluente em um ponto de observação é drenada a partir da área total de drenagem situada a montante. As bacias hidrogeológicas comumente têm exutórios representados por uma área, isto é, a descarga dos aquíferos se dá em uma seção do aquífero e não apenas em um ponto.

A determinação do limite de uma bacia subterrânea deve ser apoiada em diferentes bases de dados, incluindo: potenciometria, estudo de estruturas geológicas, informações hidrográficas, bases hidroquímicas e isotópicas, além de documentação complementar (imagens de satélite, mapas geomorfológicos, modelos digitais de elevação, dentre outros).

A assimetria entre os limites de bacias hidrográficas e as bacias subterrâneas sotopostas pode ser determinada por diferentes controles, incluindo: relevo, anisotropias, estruturas geológicas, heterogeneidades dos aquíferos dentre outras.

O conhecimento dos limites das bacias hidrogeológicas e sua relação com as bacias hidrográficas sobrepostas são importantes para diferentes estudos aplicados aos aquíferos com destaque para: aquíferos transfronteiriços, gestão integrada de recursos hídricos, remediação de aquíferos contaminados, estudos de simulação numérica de fluxo, dentre outras implicações.

As relações entre as bacias hidrográficas e subterrâneas apresentam maior relevância nos casos em que há efetiva conexão hidráulica entre o aquífero e os cursos d'água superficiais. Nos casos de aquíferos confinados ou aquíferos fraturados profundos em regiões com relevo pouco pronunciado, a separação física dos reservatórios subterrâneo e superficial permite que os limites sejam tratados como simétricos.

5. REFERÊNCIAS

ARRAES, T.M.; CAMPOS, J.E.G. Proposição de critérios para avaliação e delimitação de bacias hidrogeológicas. Revista Brasileira de Geociências, **37**(1):81-89. 2007.

ARRAES, T.M.; CAMPOS, J.E.G. Aplicação de ensaio de traçador e dados de potenciometria como ferramentas para a delimitação de bacias hidrogeológicas. Geociências (São Paulo. Online), **29**:623-631. 2010.

ARRAES, T.M. Proposição de critérios e métodos para delimitação de bacias hidrogeológicas. Dissertação (Mestrado em Geologia), Instituto de Geociências, Universidade de Brasília,

Brasília. 125p. 2008.

CAMPOS, J.E.G.; ALMEIDA, L. Balanço térmico aplicado à recarga artificial dos aquíferos da região de Caldas Novas, estado de Goiás. Revista Brasileira de Geociências **42**(1):196-207. 2012.

CLARK, I. D.; FRITZ, P. 1997. *Environmental Isotopes in Hydrogeology. CRC Press, Jul 23, 1997 – Science – 352 pages.*

CNRH 2001. *Resolução nº15, de 11 de janeiro de 2001*. Conselho Nacional de Recursos Hídricos, Diário Oficial da União, publicado em 22 de janeiro de 2001.

CNRH 2002. *Resolução nº22, de 24 de maio de 2002*. Conselho Nacional de Recursos Hídricos, Diário Oficial da União, publicado em 04 de julho de 2002.

CONAMA 2001. Resolução CONAMA n°279, de 27 de Junho de 2001. Conselho Nacional do Meio Ambiente, Diário Oficial da União, publicado em 29/06/2001.

CONAMA 2008. Resolução CONAM n°396, de 3 de Abril de 2008. Conselho Nacional do Meio Ambiente, Diário Oficial da União, publicado em 7/04/2008.

CORNIELLO A.; DUCCI, D.; MONTI, G.M. *An integrated approach for the delimitation of a groundwater basin: the case study of the Conca di Acerno (Campania, southern Italy). Italian Journal of Engineering Geology and Environment, Special Issue 1*. 2017

COSTA, W.D. Uso e gestão de água subterrânea. In: Feitosa, F.A.C; Manoel Filho. Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações. 2a ed. Rev. e Ampl. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Rio de Janeiro, RJ. p. 341-367. 2000.

DEMIROGLU, M. Identifying the groundwater basin boundaries, using environmental isotopes: a case study. 2016.

FEITOSA, E.C. Pesquisa de Água Subterrânea. In: A.C.F. Feitosa & J. Manoel Filho (ed.) Hidrogeologia: Conceitos e aplicações, Fortaleza, CPRM/LABHID, 53-80. 1997.

FEITOSA, A.C.F.; MANOEL FILHO, J.; FEITOSA, E.C.; DEMÉTRIO, J.G.A. (Coord.). Hidrogeologia:conceitos e aplicações. CPRM/LABHID. Rio de Janeiro. 3a ed. Ampliada e Revisada. 812p. 2008.

GUNN, J. Contributory area definition for groundwater source protection and hazard mitigation in carbonate aquifers. Natural and Anthropogenic Hazards in Karst Areas: Recognition, Analysis, and Mitigation. Geol Soc Lond 279:97-109. 2007.

JUNQUEIRA, T.P. Modelo conceitual das águas termais da região da Chapada dos Veadeiros (GO): estudos estruturais, hidroquímicos e isotópicos. Dissertação (Mestrado em Geologia), Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. 101p. 2020.

KOHNKE M.W. Atenuação natural de contaminantes, metodologias para a delimitação do perímetro de proteção de poços (PPP). *ABAS Informa*, S.Paulo, **121**:9-10. 2001.

LOBO-FERREIRA J.P. Vulnerabilidade à poluição de águas subterrâneas: fundamentos e conceitos para uma melhor gestão e proteção dos aquíferos de Portugal. *In*: APRH, Congresso da Água, 4, Lisboa, *comunicações*, 1-16. 1998.

PALMER, A.N. Understanding the hydrology of karst. Geol Croat 63:143-148. 2010.

PUTRANTO T.T., LUTHFI M.I. Aquifer system, recharge-discharge zone and groundwater basin boundary mapping to support open and transparent water data, case study: Karangkobar Groundwater Basin. 2019.

REBOUÇAS A.C. Água subterrânea no sistema nacional de gerenciamento dos recursos hídricos. *ABAS Informa*, São Paulo, **154**:3. 2005.

VILLASEÑOR, E.M., MEGDAL, S.B. *The U.S.-Mexico Transboundary Aquifer Assessment Program as a Model for Transborder Groundwater Collaboration. Water* 2021, 13, 530. 2021.

TIEDMAN R.C.; GOODE D.J.; HSIEH P.A. Characterizing a ground water basin in New England Mountain and valley terrain. *Ground Water,* **36**(4):611-621. 1998.

TOSCANO G.L.G.; SANTOS K.M.; ALMEIDA C.N.; SILVA T.C. Uma Síntese Analítica sobre Legislação de Proteção das Águas Subterrâneas no Brasil. XV Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. 2008.

WHITE, W.B. Karst hydrology: recent developments and open questions. Eng Geol 65:85-105.

CAPÍTULO 3 - CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

3.1 Contexto Geológico Regional e Local

A área de estudo - APANRV e vizinhança - está localizada no contexto geológico da Bacia do São Francisco, inserida no cráton de mesmo nome. A área abrange rochas neoproterozoicas pertencentes ao Grupo Bambuí, as quais predominam na área estudada, e rochas fanerozoicas pertencentes ao Grupo Urucuia (Campos & Dardenne, 1997).

As unidades litoestratigráficas conhecidas no contexto da Bacia do São Francisco são: o embasamento (>1.8 Ga), o Supergrupo Espinhaço (Paleo/Mesoproterozoico), o Supergrupo São Francisco, que abrange os grupos Macaúbas e Bambuí (Neoproterozoico), o Grupo Santa Fé (Permocarbonífero) e os grupos Areado, Mata da Corda, e Urucuia, sendo estes três últimos sedimentos de idades cretáceas. Na Figura 2.1 está representada uma coluna estratigráfica simplificada da Bacia São Francisco, com as unidades empilhadas cronologicamente.

3.1.1 Embasamento

O embasamento do Cráton do São Francisco é constituído por rochas granito-gnáissicas com idades mais antigas que 1,8 Ga, que afloram na porção sul da Bacia do São Francisco (Alkmim, 2004), e na porção central do cráton, nas regiões de São Domingos, GO e Correntina, BA.

3.1.2 Supergrupo Espinhaço

O Supergrupo Espinhaço apresenta exposição somente da sua porção superior na maior parte da bacia, com depósitos eólicos e fluviais, além de alternância entre pelitos e arenitos marinhos. Os locais onde este supergrupo se apresenta completamente exposto são restritos à Faixa Araçuaí e ao Aulacógeno do Paramirim (Alkmin & Martins Neto, 2001 e Alkmin, 2004).

3.1.3 Supergrupo São Francisco

O Supergrupo São Francisco é a unidade litoestratigráfica com maior extensão em termos de área na bacia, e é composto pelo Grupo Macaúbas na base e pelo Grupo Bambuí, no topo. O contato entre o Supergrupo Espinhaço e o Grupo Macaúbas é caracterizado por discordância angular, e este grupo é composto por diamictitos, arenitos e pelitos de origem glacio-continental, com transições para ambiente glacio-marinho (Alkmin, 2004). O Grupo Bambuí é caracterizado por rochas carbonáticas e pelíticas, que dão lugar a arcóseos e arenitos à medida que se ascende na estratigrafia, e em direção às bordas da bacia (Dardenne, 1978). Este grupo é composto, de acordo com Dardenne (1978, 1981), pelas formações Jequitaí, Sete Lagoas, Serra de Santa

Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias, da base para o topo, e descritas a seguir.

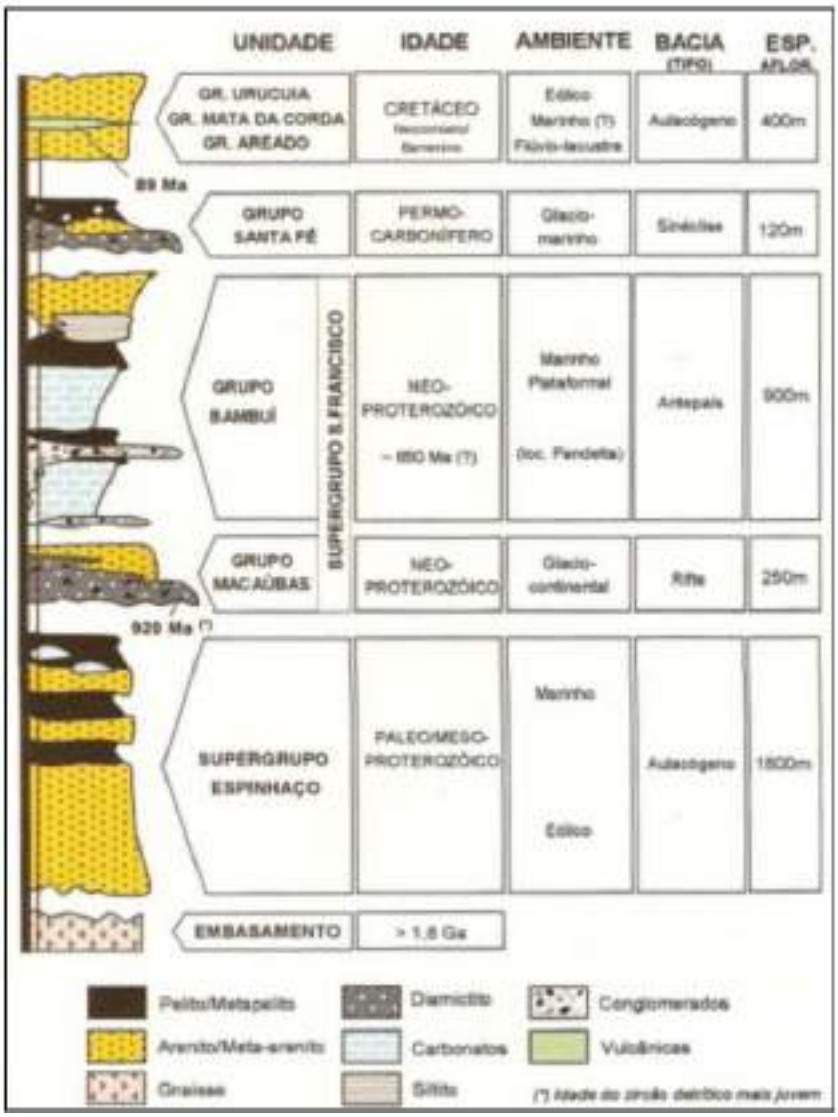


Figura 3.1 - Coluna estratigráfica resumida da Bacia do São Francisco. (Retirado de Agnel 2012, coluna modificada de Alkmim, 2004).

Formação Jequitaí

Esta formação foi definida como sendo a base do Grupo Bambuí por Branco e Costa (1961), e definida por Dardenne (1978) como sendo constituída por um conglomerado matriz-suportado, com matriz pelítica esverdeada, onde são encontrados clastos de dimensões contrastantes de quartzito, calcário, dolomito, gnaisses, granitos, rochas vulcânicas, entre outros.

Formação Sete Lagoas

A Formação Sete Lagoas, na Faixa Brasília, é composta por lentes carbonáticas, calcários e dolomitos, intercalados e interdigitados em uma sucessão onde predominam margas e pelitos. As lentes carbonáticas predominam ou constituem horizontes contínuos na região cratônica

estável de Januária, Itacarambi, Montalvânia, no estado de Minas Gerais, e Serra do Ramalho, no estado da Bahia (Dardenne, 1978 e Dardenne & Walde, 1979).

Formação Serra de Santa Helena

A Formação Serra de Santa Helena configura um nível composto por folhelhos e siltitos de coloração cinza a cinza esverdeado, que se localiza entre dois níveis carbonáticos na sucessão do Grupo Bambuí (Dardenne, 1978). Nela é possível observar também, localmente, lentes de calcário cinza escuro.

Formação Lagoa do Jacaré

Esta unidade é composta por lentes de calcários oolíticos e psolíticos alternados, de coloração cinza escuro, com um odor fétido em algumas regiões, e presença de siltitos e margas (Dardenne, 1978).

Formação Serra da Saudade

A Formação Serra da Saudade foi definida por Branco & Costa (1961) como sendo composta por siltitos e argilitos de coloração cinza, com intercalações de camadas mais arenosas. Dardenne (1978) descreve a formação como folhelhos e argilitos de coloração esverdeada, que progressivamente passam para siltitos feldspáticos ou arcoseanos em direção ao topo. E acrescenta ainda que as exposições mais completas desta unidade são observadas nas proximidades da Serra de São Domingos, estado de Minas Gerais.

Formação Três Marias

Constituída por siltitos e arcóseos de coloração verde escuro, segundo Dardenne (1978). Braun (1988) descreve a formação como sendo um conjunto de siltitos, grauvacas líticas e arcóseos com coloração variando de verde a marrom escuro, com intercalações por siltitos calcíferos e siltitos argilosos.

3.1.4 Grupo Santa Fé

O Grupo Santa Fé é datado do Permo-carbonífero, e subdividido nas formações Floresta e Tabuleiro. São sedimentos glaciogênicos que marcam a glaciação gonduânica na Bacia do São Francisco (Campos & Dardenne, 1997).

3.1.5 Grupo Aerado

O Grupo Aerado (Eocretáceo) é dividido em três formações interdigitadas: Abaeté na base, Quiricó e Três Barras no topo. São sedimentos depositados em ambientes fluviais, lacustres ou eólicos. Na porção sul é onde ocorre a maior espessura destes, com cerca de 200 m, enquanto

em direção ao centro e ao norte a espessura alcança até 60 metros, com ocorrências mais descontínuas (Campos & Dardenne, 1997).

3.1.6 Grupo Mata da Corda

O Grupo Mata da Corda (Neocretáceo) ocorre apenas na porção sul da bacia, e é dividido nas formações Patos e Capacete, sendo a primeira caracterizada por rochas vulcânicas alcalinas e a segunda por sedimentos epiclásticos gerados a partir de rochas vulcânicas (Campos & Dardenne, 1997).

3.1.7 Grupo Urucuia

O Grupo Urucuia constitui a unidade mais expressiva em termos de distribuição espacial geográfica na Bacia do São Francisco, com as maiores extensões sendo observadas na porção central-norte da bacia (Gaspar, 2006). Apesar da grande extensão em área, esta unidade é relativamente homogênea, sendo composta basicamente por arenitos que variam na proporção de quartzo e feldspato, e por vezes conglomerados no topo. Ela ocorre de forma contínua na sub-bacia Urucuia, e se estende até o sul do estado do Piauí; na porção sul, Sub-bacia Abaeté, é descontínua e ocorre na forma de mesetas e morros testemunhos (Gaspar, 2006).

A posição estratigráfica desta unidade foi debatida durante muitos anos na literatura, até que Campos (1996) e Campos & Dardenne (1997a) definiram que o Grupo Urucuia é uma unidade separada do Grupo Aerado. Campos (1996) definiu a divisão do grupo nas formações Posse na base, e Serra das Araras no topo.

Contexto Geológico Local da Área de Estudo

A área analisada no presente estudo está inserida na porção oeste da Bacia do São Francisco, a qual se localiza inteiramente no cráton de mesmo nome. Neste contexto, afloram rochas neoproterozoicas do Grupo Bambuí, mais especificamente das formações Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade, rochas neocretáceas do Grupo Urucuia, além de amplas áreas com sedimentos coluvionares, detrito-lateríticos e aluvionares (Figura 3.2).

A Formação Lagoa do Jacaré é representada na área por carbonatos micríticos comumente intercalados com calcarenitos intraclásticos (Figura 3.3A), e por margas de coloração cinza e extensas camadas de siltitos. Os carbonatos ocorrem na área como extensas lentes que apresentam continuidade em subsuperfície, como indica a existência de sistema de cavernas com extensão de até 14 km. Nas imagens aéreas as regiões de ocorrência dos carbonatos são bem distintas, pela vegetação típica que em associação às exposições rochosas apresenta um padrão de baixa reflectância resultando em coloração escura nas imagens orbitais.

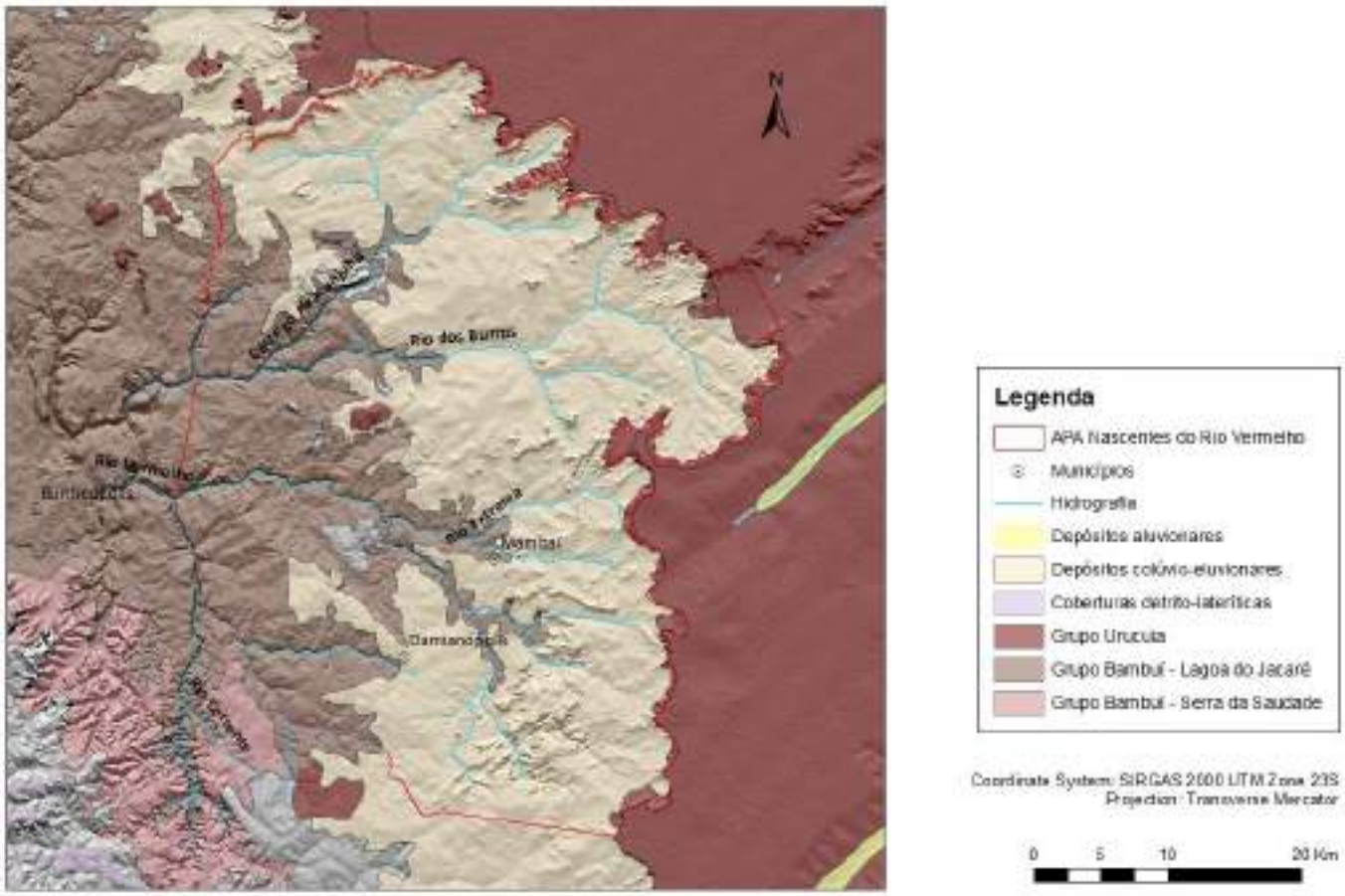


Figura 3.2 - Mapa geológico sobreposto a modelo digital de elevação confeccionado com dados de relevo sombreado. No centro está destacada a APANRV em polígono vermelho, bem como os principais municípios da região e os principais cursos superficiais d'água. Diferenciadas por cores distintas estão as unidades geológicas que ocorrem na área, os depósitos aluvionares, colúvio-eluvionares, coberturas detrito-lateríticas, Grupo Urucuia e Grupo Bambuí, com as formações Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade. Fonte Mapa Geológico: CPRM.

No perímetro da APANRV a unidade geológica presente é a Formação Lagoa do Jacaré, descrita na literatura como composta por intercalações e interdigitações laterais e verticais de siltitos com lentes de carbonatos. Em alguns locais mais restritos essas intercalações são regulares e em outras, como na APA, se observam extensas camadas de siltito e marga com lentes carbonáticas frequentemente descontínuas.

O Grupo Urucuia é representado por arenitos de coloração clara, compostos por grãos eólicos bem arredondados e esféricos, com silicificação incipiente. Em outros locais o arenito observado apresenta bimodalidade granulométrica, com grãos de quartzo de dois tamanhos distintos na rocha. São observadas frequentemente estratificações cruzadas em escala de afloramento, como demonstrado na Figura 3.3B.

A Formação Chapadão é a unidade cenozoica que ocorre na forma de coberturas colúvio-eluvionares arenosas principalmente na porção basal da escarpa que define a Serra Geral de Goiás. São materiais arenosos, de coloração clara, restrita presença de matriz fina, sem estruturas sedimentares e não litificados.



Figura 3.3 – Fotos de campo de afloramentos representativos das unidades da área. **A**) Afloramento de calcário da Formação Lagoa do Jacaré observado em campo em que se pode notar a intercalação entre uma porção de granulometria mais grossa, o calcarenito, e uma porção mais fina, representada pelo micrito. **B**) Afloramento da Formação Posse, do Grupo Urucuia, onde se observa os planos de estratificação menores em uma paleo duna típica desta unidade basal do grupo.

Na área da APA Nascentes do Rio Vermelho foi possível observar com clareza, em trabalhos de campo, regiões de mata ciliar e mata de encosta com coloração mais esverdeada, e manchas pontuais em que a vegetação se torna mais esparsa e seca, onde se concentram as barrigudas, árvores típicas de áreas carbonáticas que apresentam escassez pronunciada de água (áreas de mata seca). À medida que se aproxima das regiões mais a lesta da área, em direção à fronteira com o oeste do estado da Bahia, os terrenos desmatados para criação de gado e plantio de lavouras dominam gradativamente mais a paisagem, na área de ocorrência dos colúvios cenozoicos, como pode ser observado na imagem obtida do *GoogleEarth* (Figura 3.4). Os pastos são as áreas representadas pela maior reflectância que predominam na porção oriental da APA.

Em direção a leste, no estado da Bahia, o padrão de uso é modificado, sendo que o sistema de plantio de monoculturas de grãos em grandes áreas passa a predominar. Esta mudança do padrão de uso é facilitada pelo relevo com padrão plano a suave ondulado, e pela presença predominante de latossolos.



Figura 3.4 - Imagem de satélite obtida do sistema *GoogleEarth Pro*, com as sedes dos principais municípios destacados, além dos diferentes padrões de ocupação das terras. Na porção leste da imagem, em coloração mais esbranquiçada, observa-se o domínio do Grupo Urucuia, no extremo oeste do estado da Bahia, Município de Jaborandi.

3.2 Pedologia

Na área de estudo ocorrem latossolos, nitossolos, argissolos, neossolos litólicos e cambissolos. De acordo com dados de sistemas de informações dos estados de Goiás e da Bahia, os tipos de solo predominantes na região são os latossolos, seguidos pelos cambissolos e argissolos, e por fim os neossolos (quartzarênicos e litólicos) e gleissolos. A seguir é apresentada breve descrição de cada uma dessas classes de solo, de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (Embrapa, 2018).

Neossolos

São solos pouco desenvolvidos, com horizonte A composto por material mineral ou orgânico com menos de 20 cm de espessura, sem qualquer presença de horizonte B diagnóstico (Figura 3.5).

Neossolos litólicos, o tipo predominante na área de estudo, são solos definidos como possuindo contato lítico ou lítico fragmentário inserido nos 50 cm iniciais a partir da superfície, com horizonte A ou horizonte hístico localizado imediatamente acima da rocha ou acima do horizonte C, ou ainda, sobre material com percentual de 90% ou mais de sua massa constituída de fragmentos líticos grossos (diâmetro maior que 2 mm). A sequência de horizonte mais comumente observada é: A → AC → C → R.



Figura 3.5 - Perfil de Neossolo Litólico desenvolvido sobre siltitos da Formação Lagoa do Jacaré. Notar a ausência de horizonte B, em que o horizonte superficial A ocorre imediatamente sobre horizonte saprolítico C e este sobre rocha pouco alterada (pelito fraturado do Grupo Bambuí).

Cambissolos

Solos constituídos por minerais preservados com presença de horizonte B incipiente acima de qualquer horizonte superficial (exceto hístico) ou de horizonte A chernozêmico desde que o horizonte B incipiente apresente argila de alta atividade e alta saturação por bases. A sequência de horizontes diagnóstica é representada pela sucessão: A → Bi →C → R (Figura 3.6).

Argissolos

Argissolos são solos com presença de minerais preservados, necessariamente com presença de horizonte B textural abaixo do horizonte A ou E, com presença de argila de baixa atividade ou de alta atividade, mas associada a baixa saturação por bases ou caráter aluminoso predominante no horizonte B. Ainda, segundo o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos, se cumpridos os requisitos acima, a eventual presença de horizonte plíntico não preenche os critérios para Plintossolos, assim como a eventual presença de horizonte glei não o torna um Gleissolo. Os horizontes se organizam da seguinte ordem: A (±E) → Bt → C → R (Figura 3.7).



Figura 3.6 - Perfil de Cambissolo Háplico desenvolvido sobre siltitos da Formação Serra da Saudade. O horizonte B incipiente é rico em matéria orgânica e bastante estruturado.



Figura 3.7 - Perfil de Argissolo Vermelho eutrófico, desenvolvido sobre calcários e margas da Formação Lagoa do Jacaré. A estruturação granular grossa é comum nos horizontes superficiais. A cerosidade é observável a olho nu, até os 60 cm do perfil. Os fragmentos de rocha carbonática representam a rochosidade que é comumente observada nos solos podzolizados desta região.

Latossolos

São solos constituídos por material mineral, com presença de horizonte B latossólico e horizonte A de qualquer tipo, desde que dentro dos 200 cm iniciais a partir da superfície do solo. A sequência de horizontes típica é: A → Bw →C → R. Na região estudada estes solos dominam a região oeste da Bahia, sendo a classe de Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico, com textura média a arenosa a mais comum (Figura 3.8).



Figura 3.8 - Perfil de Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico, desenvolvido sobre arenitos da Formação Posse do Grupo Urucuia. A estruturação é pouco desenvolvida, em um perfil com textura arenosa.

Gleissolos

Solos constituídos de material mineral com horizonte glei formado a partir dos primeiros 50 cm da superfície do solo ou ainda entre os 50 e 150 cm desde que localizado imediatamente abaixo de horizonte A ou E, ou de horizonte hístico (de espessura menor que 40 cm, insuficiente para caracterizar Organossolo).

3.3 Geomorfologia

A paisagem da região estudada é caracterizada por dois compartimentos geomorfológicos que são divididos por uma cuesta. Um dos compartimentos situado na porção centro-leste, é denominada Chapadão Central e se insere sobre os arenitos do Grupo Urucuia, com interpretação de que é um remanescente da superfície Sulamericana; a porção centro-oeste, denominada de Vão do Paranã, se estabeleceu sobre as rochas do Grupo Bambuí. Ao longo da cuesta é possível

observar também morros testemunhos, e no seu sopé localizam-se depósitos coluvio-eluvionares arenosos, resultantes do intemperismo e erosão dos arenitos do Grupo Urucuia durante o Cenozoico (Cherem e Varajão, 2014). Estes depósitos são atribuídos à Formação Chapadão.

3.4 Clima

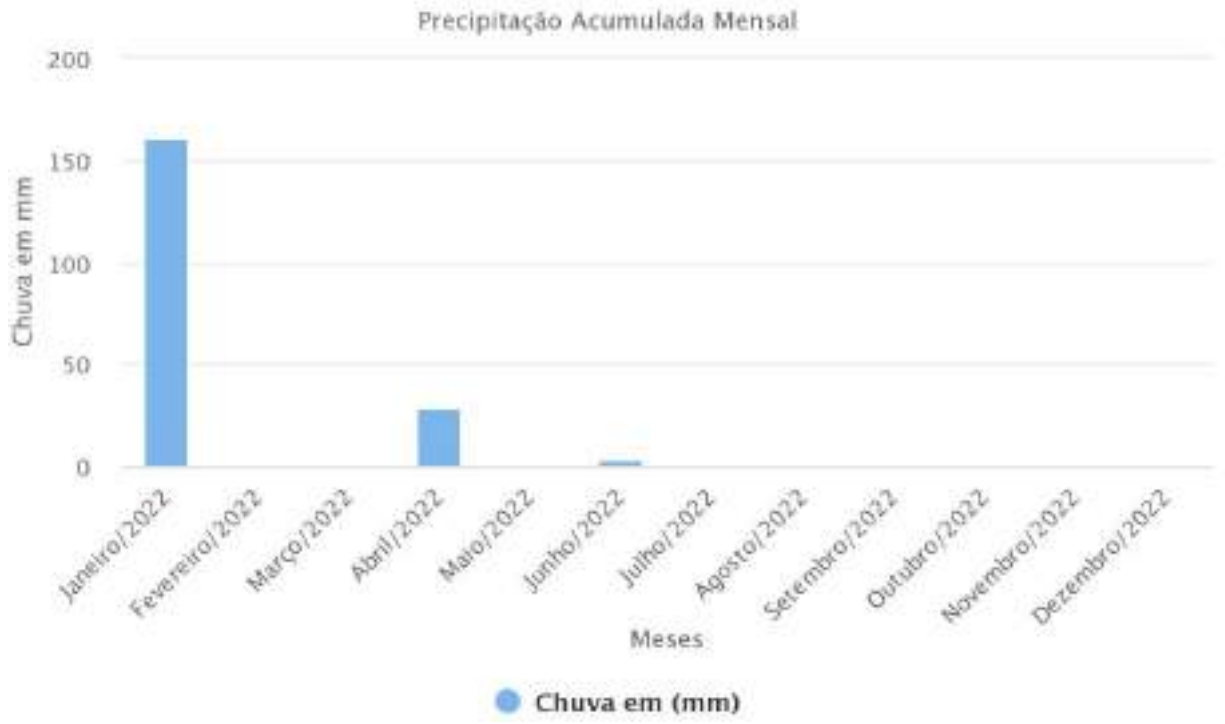


Figura 3.9 - Gráfico do acumulado mensal da pluviosidade medida durante o ano de 2022. Valores de precipitação em mm. Estação: PCH Riachão Jusante (ANA - D7967). Fonte: INMET.

O clima na área de estudo é caracterizado como tropical com forte caráter sazonal, onde são bem definidas duas estações, inverno seco, que se estende de Maio a meados de Setembro, e verão chuvoso, compreendendo o período de Outubro a Abril. Cerca de 95% da chuva que precipita no decorrer de um ano se concentra nos meses da estação chuvosa, principalmente em Janeiro. No gráfico da Figura 3.9 estão representados os acumulados mensais de precipitação para o ano de 2022, medidos na PCH Riachão Jusante, localizada no interior da APANRV. No ano hidrológico em questão o máximo de pluviosidade medido foi cerca de 160 mm, em Janeiro/2022. Em Abril/2022, esse valor ficou em cerca de 25 mm, o que mostra a ampla variabilidade da precipitação na região mesmo no período chuvoso.

3.5 Hidrografia

Hidrograficamente, a região está majoritariamente inserida na bacia do rio Tocantins, com pequena porção a leste localizada na bacia do rio São Francisco, cujas nascentes partem da Serra Geral de Goiás, a qual constitui o divisor regional das águas de superfície (Chaves *et al*., 2006).

Os principais cursos d'água da região são os rios Buritis e Extrema, que nascem no Grupo Urucuia a lesta da área de estudo. O rio Extrema é tributário do rio Vermelho a oeste, e a leste se encontra com o Rio Corrente, no extremo oeste da área delimitada como APA das nascentes do rio Vermelho. O rio Piracanjuba também apresenta nascentes nas áreas de ocorrência e distribuição do Grupo Urucuia, e a oeste se une ao rio Buritis, que é um afluente direto do rio Corrente.

3.6 Contexto Hidrogeológico

Sistema Aquífero Urucuia

O Sistema Aquífero Urucuia ocorre na região do oeste do estado da Bahia, e se estende desde o extremo sul do Maranhão e Piauí até o extremo noroeste do estado de Minas Gerais. A oeste é limitado pela Serra Geral de Goiás que segue até o sudoeste do Tocantins (Gaspar, 2006). A área efetiva do sistema aquífero compreende cerca de 76.000 km^2, desde o oeste da Bahia até o sudeste do Tocantins.

O Sistema Aquífero Urucuia é caracterizado como um conjunto de aquíferos que ocorrem na área do Grupo Urucuia, incluindo a sub-bacia Urucuia definida por Campos & Dardenne (1997). O sistema está inserido na província hidrogeológica São Francisco, é do tipo intergranular e situa-se disposto como um tabuleiro extenso, composto basicamente por quartzo arenitos e arenitos feldspáticos eólicos bem selecionados, com presença de níveis silicificados e conglomeráticos em menor proporção (Gaspar, 2006).

O Sistema Aquífero Urucuia foi definido e detalhado por Gaspar (2006), como sendo composto por quatro subsistemas relacionados vertical e lateralmente. Tais subsistemas são representados pelo aquífero regional livre, aquífero suspenso local, aquífero regional livre profundo e aquífero confinado ou semiconfinado. Além do trabalho pioneiro de Gaspar (2006), outros estudos se sucederam visando melhor compreensão do Sistema Aquífero Urucuia, com destaque para Barbosa (2009 e 2016) e Barbosa *et al*. (2014 e 2017).

Na área de estudo ocorre o aquífero livre profundo (Figura 3.10). De acordo com Gaspar & Campos (2006), a superfície potenciométrica neste contexto apresenta um aumento progressivo de profundidade em direção ao limite da Serra Geral de Goiás.

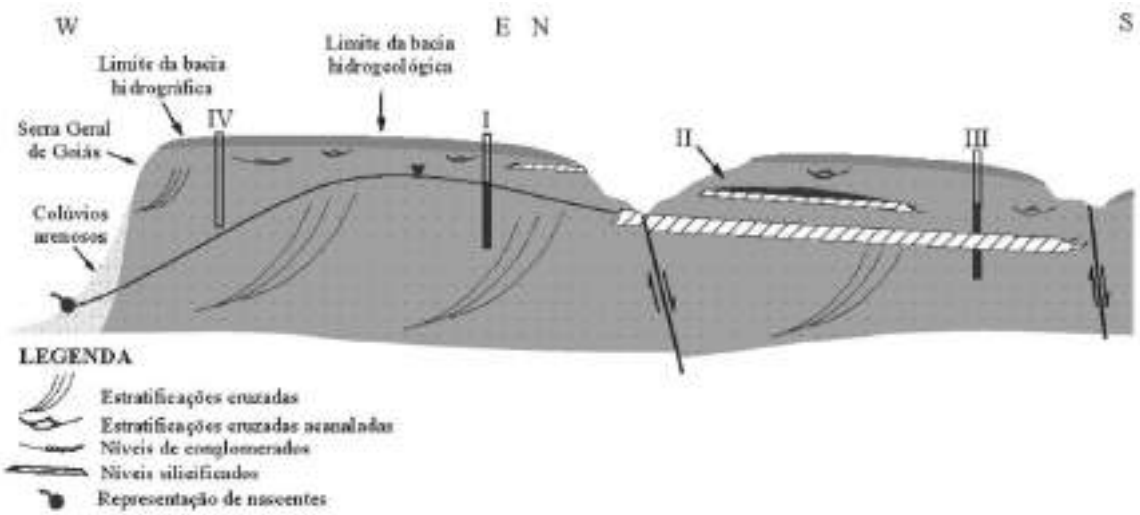


Figura 3.10 - Modelo esquemático dos subtipos de aquíferos presentes no Sistema Aquífero Urucuia. Seção WE e NS integradas. O aquífero livre profundo é representado na seção leste-oeste (WE), pelo número IV. A superfície potenciométrica regional é representada pela linha contínua. Retirado de Gaspar & Campos (2006).

A condição de elevado gradiente hidráulico gera um rápido fluxo da água subterrânea em direção a oeste, e é este sistema de exutório que alimenta os rios da região cárstica do Goiás e Tocantins, bem como parte das areias coluvionares situadas entre os limites dos grupo Urucuia e Bambuí.

Sistema Aquífero Bambuí

O Sistema Aquífero Bambuí é caracterizado como um sistema cárstico ou físsuro-cárstico, e pode ser dividido em subsistemas em função dos diferentes tipos de rochas existentes na ampla área de ocorrência do Grupo Bambuí. No estado de Goiás, Almeida *et al*. (2006) subdividiram o sistema aquífero em subsistemas fraturados e cársticos, em função das áreas de ocorrência de rochas carbonáticas e não carbonáticas. Campos (2012) subdividiu o Sistema Bambuí na região do Distrito Federal em Subsistema Base e Subsistema Topo, respectivamente relacionados a aquíferos físsuro-cársticos e fraturados.

Aquífero Coluvionar

O Aquífero Coluvionar foi separado para efeito do presente estudo, pois em campo observou-se que este desempenha importante papel na alimentação do sistema físsuro-cárstico representado pelo Aquífero Bambuí.

A taxa de infiltração das águas de escoamento superficial na área de ocorrências de colúvio, que é basicamente uma faixa de transição entre o Grupo Urucuia a leste e o Grupo Bambuí a oeste, é relativamente elevada, e contribui para o aporte de água que chega ao sistema Bambuí. A condutividade hidráulica (K) e o coeficiente de armazenamento (S) deste aquífero

devem ser compatíveis com aqueles observados no Sistema Urucuia em sua porção não confinada. Por outro lado, em função de sua menor espessura saturada a transmissividade (T) deve ser significativamente menor.

De qualquer modo este aquífero deve desempenhar importante função reguladora no sistema hidrológico local, de forma a receber águas de precipitação e transmitir para o compartimento superficial e para outros aquíferos.

CAPÍTULO 4 - RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Resultados

4.1.1 Considerações Iniciais

O presente capítulo foi organizado em dois itens, incluindo os Resultados e as Discussões, os quais foram divididos em subitens. Inicialmente são introduzidos os dados coletados em campo e na literatura, com apresentação de figuras, tabelas e gráficos. Em seguida, os dados são integrados e discutidos, com o objetivo de mostrar as interpretações e implicações para o modelo conceitual da área de estudo. A associação dos itens deste capítulo visa a partir dos dados sobre a caracterização dos aquíferos, ensaios de infiltração *in situ*, dados hidroquímicos, parâmetros físico-químicos, e análises isotópicas, definir o modelo conceitual do fluxo subterrâneo, caracterizar as transferências de águas entre os diferentes compartimentos, definir as bacias e sub-bacias hidrogeológicas, e a produção hídrica dos diferentes reservatórios.

No subitem de caracterização dos aquíferos são apresentadas as características intrínsecas destes, incluindo condutividade hidráulica, transmissividade e coeficiente de armazenamento, os quais demonstram basicamente o potencial de cada aquífero em armazenar e transmitir água. No subitem de Ensaios de Infiltração *in situ* são apresentados os resultados obtidos a partir dos ensaios conduzidos em campo, e será feita uma análise no sentido do que tais resultados contribuem para o entendimento destes sistemas e para o modelo conceitual de fluxo final. No subitem dedicado a hidroquímica é apresentada a caracterização das amostras de água analisadas e feita separação de grupos quimicamente distintos, a fim de compreender quais valores caracterizam misturas e quais demonstram águas mais puras provenientes de um sistema aquífero específico.

O subitem de análises isotópicas apresenta os resultados das análises de trítio e de radiocarbono, os quais também contribuem para o modelo conceitual de fluxo final, auxiliando na compreensão de possíveis misturas entre as diferentes águas, com um indicativo de tempo de residência destas águas nos diferentes reservatórios. O tópico de modelo conceitual do fluxo subterrâneo apresenta o modelo integrado, resultando na descrição da dinâmica de transferência das águas entre os aquíferos estudados, com caracterização de duas bacias hidrogeológicas regionais a partir das informações obtidas e considerações sobre a produção hídrica dos diferentes reservatórios, sob uma ótica descritiva e qualitativa.

Considerando que parte dos resultados que serão apresentados está relacionada a amostras coletadas em pontos mapeados em diferentes etapas de campo, a Tabela 4.1 a seguir traz a identificação dos pontos, coordenadas UTM associadas, o contexto geológico correspondente, e as identificações das amostras hidroquímicas e isotópicas referentes a cada local.

Tabela 4.1 - Coordenadas dos pontos de coleta de amostras de água para análises hidroquímicas (*H) e isotópicas (*I), incluindo seu contexto geológico, coordenadas dos pontos de amostragem e codificação das amostras.

ID Ponto / Descrição	UTM	Contexto geológico	Amostra hidroquímica	Amostra isotópica
Ponto 8A (*H) - córrego com contribuição do Colúvio e margas.	371366 / 8406534	Colúvio	AMF_10	-
Ponto 8B (*H, I) - afluente do córrego, exclusivo do Bambuí.	371366 / 8406534	Bambuí - carbonatos	AMF_9	IMF 2A e B
Ponto 9 (*H) - córrego Urucuia.	371368 / 8406533	Urucuia	AMF_6	-
Ponto 10 (*H) - Rio Vermelho.	382165 / 8392435	Maior contribuição Bambuí	AMF_4	-
Ponto 12 (*H) - afluente do Rio Vermelho, córrego proveniente do Urucuia, correndo sobre carbonatos do Bambuí.	380112 / 8389317	Proveniente Urucuia - corre sobre os carbonatos do Bambuí	AMF_5	-
Ponto 14 (*H) - vereda Urucuia.	375394 / 8404928	Proveniente do Urucuia/Colúvio	AMF_7	-
Ponto 15 (*H, I) - surgência cárstica.	374011 / 8403712	Surgência cárstica	AMF_8	IMF 8A e B
Ponto 21 (*H) - afluente do Rio Corrente.	350767 / 8398134	Proveniente do Urucuia, corre no Bambuí	AMF_1	-
Ponto 23 (*H) - córrego proveniente do Urucuia.	354618 / 8396417	Urucuia	AMF_2	-
Ponto 24 (*H, I) - em propriedade de família (reservatório de água do poço).	352538/8405303	Exclusivo Bambuí	AMF_11	IMF 5A e B
Ponto 25 (*I) - córrego no Urucuia, próximo a nascente.	0385930/8397479	Urucuia	-	IMF 7B
Ponto 26 (*I) - poço próximo à vereda, no colúvio.	0375280/8404021	Colúvio	-	IMF 6B

O Mapa da Figura 4.1 mostra a distribuição espacial dos pontos de amostragem. É importante acrescentar que a amostragem foi precedida de uma análise da área como um todo, de forma que todos os compartimentos geológicos, pedológicos e geomorfológicos fossem contemplados.

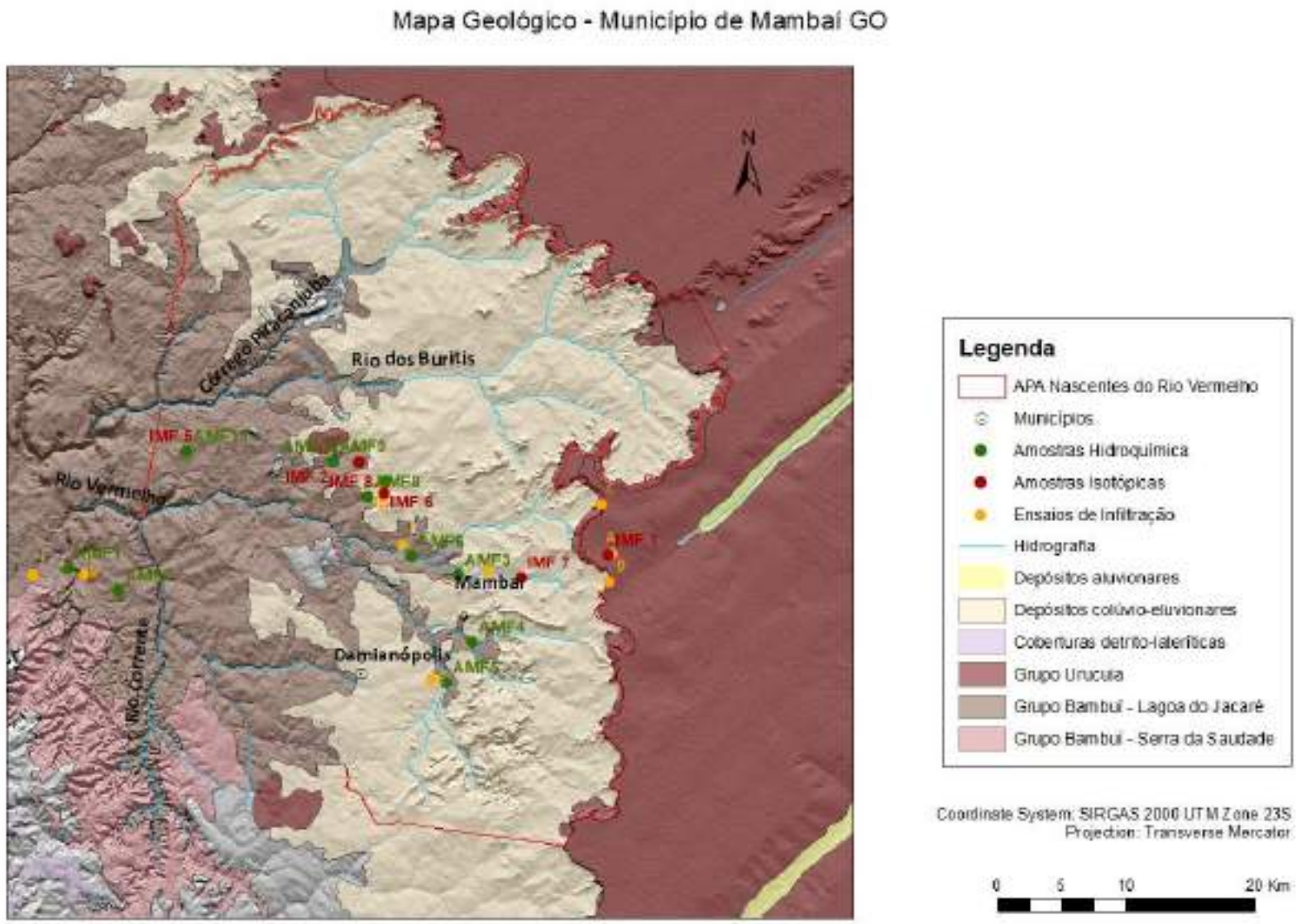


Figura 4.1 - Mapa com representação das amostras de hidroquímica, de análise isotópica, e com os pontos onde foram realizados ensaios de infiltração na área.

4.1.2 Caracterização dos Aquíferos

Sistema Aquífero Bambuí

O Sistema Aquífero Bambuí ocorre na porção central da área de estudo, onde se localiza a APA Nascentes do Rio Vermelho. Na região ocorrem os seus dois subtipos descritos na literatura, o aquífero cárstico e o aquífero fraturado. No aquífero cárstico foram observadas em campo as feições mais comuns desse tipo de formação geológica, como cavidades, sumidouros, cavernas e surgências cársticas. Nas regiões onde ocorrem as lentes de carbonato a vegetação é típica sendo denominada de "mata seca" ou floresta estacional decídua, com ampla ocorrência de paineira, aroeira, angico, entre outras espécies comuns em solos eutróficos.

Foram encontrados poucos poços cadastrados no banco de dados SIAGAS, do Serviço Geológico do Brasil, localizados na região da APA. Alguns dos boletins apresentam dados mais completos do perfil construtivo, mas a maior parte traz apenas informações relativas à profundidade, as quais variam desde 35 até 180 metros.

A porção cárstica deste sistema aquífero apresenta dois tipos de porosidades secundárias: planar e por dissolução. A porosidade secundária planar é representada por fraturas e planos de acamamento desplacados e abertos. A porosidade secundária por carstificação é típica de rochas carbonáticas, em que os espaços vazios ocorrem em função da dissolução do carbonato por ação das águas de precipitação. Em razão deste último tipo de porosidade mencionada, o tipo de fluxo predominante neste ambiente é o turbulento.

O segundo subtipo de aquífero encontrado na área de estudo é o fraturado. Este tipo ocorre nas regiões onde predominam siltitos e margas, e apresentam exclusivamente porosidade secundária do tipo planar, representada por fraturas e dilatação em planos de acamamento.

Na região da APA Nascentes do Rio Vermelho predomina o subtipo cárstico, denominado por Campos (2012) como subsistema Bambuí base. Na literatura, ele é caracterizado como um aquífero do tipo livre, raso, heterogêneo, anisotrópico e descontínuo. A condutividade hidráulica da zona não saturada varia na faixa de 10^{-5} a 10^{-6} m/s na fácies representada pelos siltitos, e na faixa de 10^{-6} a 10^{-8} m/s, na fácies carbonática do sistema. Estes últimos são os menores valores observados na área de estudo, e demonstram a baixa capacidade de infiltração nesse sistema, nos níveis mais superficiais.

Sistema Aquífero Urucuia

O sistema aquífero Urucuia é uma unidade hidroestratigráfica composta basicamente por arenitos não litificados na maior parte da seção, sendo apenas localmente silicificados em camadas pouco espessas a diferentes profundidades. Este sistema aquífero apresenta grandes

espessuras que podem alcançar até mais de 600 metros, contudo na área de estudo os dados disponíveis indicam espessuras da ordem de 250 metros, que explicam as maiores transmissividade associadas a este sistema, em comparação com o Coluvionar. Os ensaios de infiltração *in situ* conduzidos resultaram em valores de condutividade hidráulica com ordem de grandeza variando na faixa de 10^{-4} m/s na superfície. Justamente por ser um aquífero intergranular, composto por litologia relativamente homogênea, com elevada transmissividade e permeabilidade, o potencial de infiltração, de armazenamento e de transmissão deste sistema é muito elevado, e se imagina que este sistema é o principal regulador hídrico da região em estudo.

Na área de estudo é caracterizado como homogêneo, isotrópico, livre e profundo, com porosidade intergranular primária amplamente preservada. Esta porosidade confere ao aquífero um fluxo do tipo laminar, pelo caráter intergranular predominante.

Este aquífero ocorre no extremo oeste do estado da Bahia, e em superfície seu limite coincide com o limite hidrográfico, definido pela Serra Geral de Goiás, que também compõe o limite geográfico entre os estados da Bahia e Goiás.

Sistema Aquífero Coluvionar

O sistema aquífero coluvionar é um aquífero intergranular que, na área de estudo, ocorre em uma faixa de transição entre os aquíferos Bambuí e Urucuia. É representado por areias pouco compactas, sem estruturação, em sem matriz fina. Sua espessura varia de poucos metros até mais de 40 metros. Essa unidade hidroestratigráfica é classificada como intergranular, livre, com ampla condutividade hidráulica (tanto da zona não saturada, quanto da zona saturada), homogêneo e isotrópico.

A Tabela 4.2 traz a síntese comparativa entre os aquíferos presentes na região em estudo.

Tabela 4.2. Comparação dos valores de referência de parâmetros hidrodinâmicos e dimensionais dos diferentes modelos conceituais de aquíferos. η = porosidade, ηe = porosidade efetiva, K = condutividade hidráulica da zona saturada, T = transmissividade, S = coeficiente de armazenamento e Cesp = capacidade específica.

AQUÍFERO	**PARÂMETROS HIDRÁULICOS E DIMENSIONAIS**					
	η (%)	*ηe (%)*	*K (m/s)*	*T (m²/s)*	*S*	Tipo de Porosidade
Urucuia	18 a 22	15 a 20	10^{-5} - 10^{-6}	10^{-3} - 10^{-4}	10^{-1}	Intergranular
Coluvionar	22 a 25	20 a 22	10^{-5}	10^{-6}	10^{-1}	Intergranular
Bambuí - Cárstico	15 a 30	2 a 25	10^{-4} - 10^{-6}	10^{-3} - 10^{-5}	10^{-1}	Secundária por dissolução
Bambuí - Fraturado	2 a 5	1 a 2	10^{-6} - 10^{-8}	10^{-4} - 10^{-6}	10^{-1} - 10^{-2}	Secundária planar

4.1.3 Ensaios de Infiltração *in situ*

Os ensaios de infiltração foram realizados nos locais de ocorrência dos principais tipos de solo encontrados na área analisada, sendo eles: latossolos vermelhos, neossolos quartzarênicos, nitossolos vermelhos e argissolos vermelhos, conforme Tabela 4.3. Importante destacar que estes resultados representam a condutividade hidráulica da porção rasa da zona não saturada dos diferentes aquíferos estudados e apresentam implicações importantes sobre o comportamento da infiltração e recarga nos aquíferos.

Tabela 4.3 - Resultados dos ensaios de infiltração, gerando dados de condutividade hidráulica vertical, da zona não saturada, em superfície e subsuperfície, pelos ensaios de Anéis Concêntricos e *Open end Hole*.

	Tipo de solo	**Coordenadas UTM Elevação**	**Kv (m/s) - Anéis Concêntricos**	**Kv (m/s) - *Open end Hole* (profundidades distintas)**
Ponto A	Latossolo Vermelho	0393022/8399385 885 m	**$5{,}48 \times 10^{-4}$**	50 cm - **$4{,}25 \times 10^{-6}$** 100 cm - **$1{,}82 \times 10^{-6}$** 150 cm - **$1{,}11 \times 10^{-6}$** 200 cm - **$1{,}07 \times 10^{-6}$**
Ponto B	Latossolo Vermelho	0392849/8397122 880 m	**$1{,}42 \times 10^{-4}$**	50 cm - **$1{,}39 \times 10^{-6}$** 100 cm - **$1{,}53 \times 10^{-6}$** 150 cm - **$6{,}56 \times 10^{-7}$** 200 cm - **$6{,}46 \times 10^{-7}$**
Ponto C	Latossolo Vermelho-amarelo	0392167/8403216 925 m	**$3{,}01 \times 10^{-4}$**	100 cm - **$1{,}30 \times 10^{-6}$** 150 cm - **$9{,}89 \times 10^{-7}$** 200 cm - **$7{,}98 \times 10^{-8}$**
Ponto D	Neossolo Quartzarênico	0383496/8398028 773 m	**$5{,}26 \times 10^{-4}$**	50 cm - **$1{,}34 \times 10^{-5}$** 100 cm - **$4{,}70 \times 10^{-6}$** 150 cm - **$2{,}81 \times 10^{-6}$** 200 cm - **$2{,}58 \times 10^{-6}$**
Ponto E	Neossolo Quartzarênico	0379002/8389527 702 m	**$2{,}51 \times 10^{-5}$**	50 cm - **$2{,}33 \times 10^{-6}$** 100 cm - **$7{,}74 \times 10^{-7}$** 150 cm - **$6{,}01 \times 10^{-7}$** 200 cm - **$6{,}86 \times 10^{-7}$**
Ponto F	Nitossolo Vermelho eutrófico	0376721/8400022 701 m	**$3{,}53 \times 10^{-5}$**	40 cm - **$1{,}23 \times 10^{-7}$** 50 cm - **$2{,}77 \times 10^{-6}$**
Ponto G	Nitossolo Vermelho eutrófico	0371366/8406534 695 m	**$2{,}69 \times 10^{-6}$**	40 cm - **$9{,}17 \times 10^{-7}$** 60 cm - **$4{,}34 \times 10^{-7}$**
Ponto H	Nitossolo Vermelho eutrófico	0375313/8404275 742 m	**$5{,}03 \times 10^{-6}$**	30 cm - **$1{,}29 \times 10^{-7}$** 50 cm - **$1{,}94 \times 10^{-7}$**
Ponto I	Latossolo Vermelho-Amarelo	0375213/8403837 763 m	**$7{,}81 \times 10^{-5}$**	50 cm - **$5{,}04 \times 10^{-6}$** 100 cm - **$2{,}84 \times 10^{-6}$** 150 cm - **$1{,}23 \times 10^{-6}$** 200 cm - **$9{,}14 \times 10^{-7}$**
Ponto J	Argissolo Vermelho eutrófico	0347963/8397692 538 m	**$5{,}28 \times 10^{-7}$**	40 cm - **$1{,}96 \times 10^{-6}$** 50 cm - **$4{,}73 \times 10^{-7}$**
Ponto K	Argissolo Vermelho eutrófico	0351931/8397715 614 m	**$6{,}18 \times 10^{-6}$**	40 cm - **$1{,}24 \times 10^{-7}$** 50 cm - **$4{,}56 \times 10^{-8}$**

Os latossolos vermelho e vermelho-amarelo estão associados aos arenitos pertencentes ao Grupo Urucuia, e são caracterizados por valores mais elevados de condutividade hidráulica, quando comparados aos demais solos. Os valores na faixa de 10^{-4} m/s na superfície, obtidos através dos ensaios de anéis concêntricos demonstram elevada infiltração no meio subterrâneo.

Os neossolos quartzarênicos ocorrem nos locais onde predomina o Colúvio, o qual configura uma zona de transição entre os arenitos e os siltitos/carbonatos do Grupo Urucuia e Bambuí, respectivamente, e que é composta por areias inconsolidadas. Os valores de condutividade hidráulica para estes solos são ligeiramente inferiores aos do latossolo vermelho, variando entre 10^{-4} e 10^{-5} m/s na superfície.

Os nitossolos vermelhos apresentam associação com a fácies de siltito do Grupo Bambuí, com valores de condutividade hidráulica na superfície variando entre 10^{-5} e 10^{-6} m/s. Já a fácies carbonática do Grupo Bambuí na área é representada pelos argissolos vermelhos, que apresentam os valores mais baixos de condutividade observados, com uma faixa de 10^{-6} a 10^{-7} m/s na superfície.

4.1.4 Hidroquímica e Parâmetros Físico-Químicos

A coleta para as análises de espectrometria e cromatografia foi realizada no período da seca da região centro-oeste. Foram coletadas ao todo onze amostras, intituladas AMF-1 a AMF-11, as quais estão listadas na Tabela 4.4 a seguir, com os respectivos dados de coordenadas UTM, cota do local de coleta, e parâmetros físico-químicos medidos *in situ*, sendo eles temperatura, condutividade elétrica, pH e Eh, e foi feita também correlação entre a identificação da amostra e o ponto onde a mesma foi coletada.

Tabela 4.4 - Parâmetros físico-químicos das águas coletadas na primeira campanha de monitoramento.

Amostra	Ponto	Geologia	UTM	UTM	Cota (m)	CE (µS/cm)	pH	Eh (mV)
AMF-1	21	Urucuia	350767	8398134	523	447	7,99	-59,1
AMF-2	23	Urucuia	354618	8396417	688	161,8	7,32	-20,0
AMF-3	3	Colúvio	381094	8397690	705	12,28	7,11	-7,2
AMF-4	10	Bambuí	382165	8392435	678	32,6	7,66	-38,8
AMF-5	12	Urucuia	380112	8389317	687	19,18	7,66	-38,8
AMF-6	9	Urucuia	377463	8399113	645	13,24	7,53	-31,5
AMF-7	14	Urucuia	375394	8404928	726	8,4	5,75	72,7
AMF-8	15	Bambuí	374011	8403712	708	217,6	8	-58,5
AMF-9	8B	Bambuí	371366	8406534	635	391	8,13	-66,3
AMF-10	8A	Colúvio	371366	8406534	635	117,9	7,95	-55,6
AMF-11	24	Bambuí	352538	8405303	713	725	7,52	-32,8

A princípio é possível destacar a amostra AMF-11 como sendo a de maior condutividade elétrica entre as coletadas, com 725 µS/cm, e este foi também o valor mais alto observado na área de estudo. Esta amostra foi coletada em região onde afloravam lentes de calcáreo, já distante do local de domínio dos arenitos do Grupo Urucuia ou areias do Colúvio, no reservatório da água oriunda de um poço de abastecimento doméstico. Tal condutividade observada com valor elevado pode ser resultado de um tempo maior de residência dessa água no sistema carbonático, o que pode ter gerado em alguma medida certa interação água-rocha, por mais que não seja um processo comum na área de estudo, como será discutido posteriormente. A segunda amostra com alto valor de condutividade elétrica analisada é a AMF-1, com 447 µS/cm, e pH de 7,99. Esta amostra foi coletada em um afluente do Rio Corrente, que nasce na região do oeste da Bahia, mas em função do divisor hidrográfico da região corre para oeste, e passa a interagir com águas do sistema Bambuí, o que lhe confere características de águas com contribuição do sistema cárstico. A amostra coletada com menor condutividade é a AMF-7, com valor de 8,4 µS/cm, e o pH mais ácido observado dentre as amostras. Esta água foi coletada em um local de vereda localizada em areias coluvionares. A segunda amostra com condutividade mais baixa é a AMF-3, coletada em um córrego já próximo a cidade de Mambaí. Este córrego drena integralmente as areias inconsolidadas, e nasce dentro da área do Colúvio e, portanto, considera-se como sendo um exemplo de água exclusiva desta unidade hidroestratigráfica. Outra amostra com baixa condutividade é a AMF-6, com CE de 13,24 µS/cm e pH de 7,53. Esta amostra foi coletada em córrego que nasce na área do Urucuia, mas no local de coleta este curso d'água está em contato com os calcários da Formação Lagoa do Jacaré. Pelos parâmetros descritos é possível sugerir que este é um córrego que ainda não sofreu mistura com águas do carste, mesmo estando inserido em seu domínio.

Pode-se afirmar que a maior parte das águas amostradas não é exclusiva do Sistema Bambuí, uma vez que em sua maioria são coletadas em cursos superficiais que de alguma forma tem contribuições de drenagens que fluem a partir da Serra Geral de Goiás, tendo então interação com os arenitos do Grupo Urucuia. A única amostra que pode ser considerada exclusiva do sistema cárstico é a AMF-8, que apresenta condutividade elétrica de 217,6 µS/cm e pH alcalino igual a 8. Esta amostra é de um local típico de sistemas carbonáticos, representado por uma surgência cárstica em meio aos calcários da Formação Lagoa do Jacaré. Neste local foi possível observar o ponto exato da surgência com exudação de gases junto com a água. Esta é a nascente mais representativa do sistema cárstico na região.

Os resultados analíticos das águas coletadas e analisadas em laboratório para elementos maiores e menores estão representados nos diagramas de Piper da Figura 4.2. Na Figura 4.2A estão representados os resultados das águas em que foram realizadas apenas as análises

hidroquímicas de elementos maiores e menores. O diagrama da Figura 4.2B representa as águas em que também foram realizadas análises dos isótopos de radiocarbono e/ou trítio. As amostras AMF-9 e IMF-2 correspondem ao mesmo ponto de coleta, bem como a AMF-8 e IMF-8, e a AMF-11 e IMF-5.

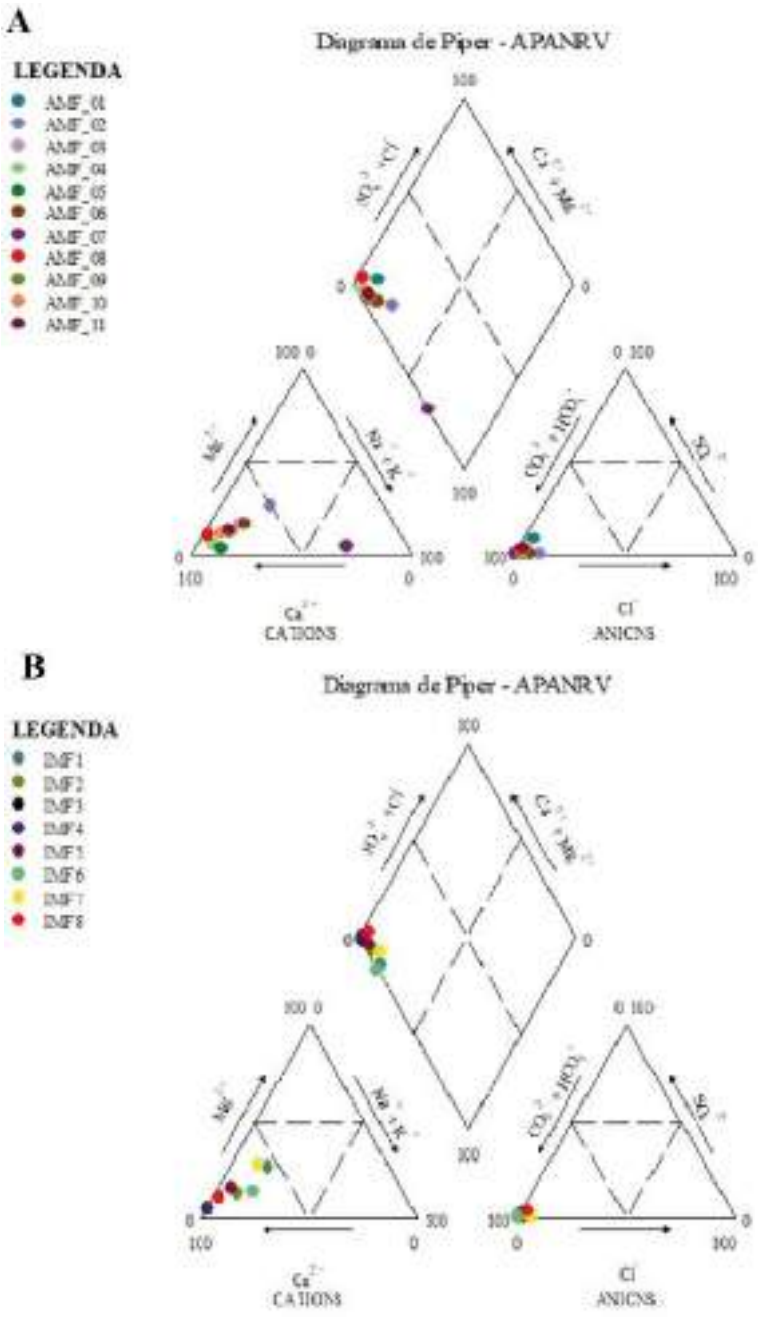


Figura 4.2 - Diagramas de classificação do tipo químico predominante nas amostras de águas da região estudada. A - Primeira campanha de monitoramento (período seco 2020); B - Terceira campanha de monitoramento (período seco 2021).

No decorrer do presente trabalho foi realizado monitoramento dos parâmetros físico-químicos em pontos considerados essenciais para a diferenciação e compreensão da interação entre os três sistemas aquíferos da região. A primeira campanha de medição foi realizada no período de seca, em outubro de 2020, com monitoramento de nove pontos (os quais seguiram

sendo monitorados nas duas campanhas seguintes). A segunda campanha ocorreu no período chuvoso, em janeiro de 2021, e a terceira novamente no período da seca, em setembro de 2021.

A localização dos pontos e descrição foi apresentada na Tabela 4.1. Os parâmetros físico-químicos obtidos nos três monitoramentos são apresentados na Tabela 4.5 a seguir, incluindo dados de condutividade elétrica (CE - µS/cm), potencial hidrogeniônico (pH - adimensional), Eh (potencial de oxi-redução - mV).

O monitoramento foi realizado com intuito de distinguir águas que se originam nos arenitos do Sistema Aquífero Urucuia de águas provenientes do Aquífero Coluvionar, mas principalmente de águas que são produzidas pelo Aquífero Urucuia e percorrem extensos percursos no terreno cárstico do Aquífero Bambuí, sofrendo misturas e passando por interações com o sistema, como é o caso, por exemplo, das amostras coletadas no rio vermelho (Ponto 10). Na medição realizada neste local na época da seca no ano de 2020, é possível notar um valor baixo de condutividade elétrica, 32,60 µS/cm e um pH de 7,66, valores mais associados ao contexto dos arenitos do Grupo Urucuia, onde o sistema como um todo é mais inerte, com águas pouco mineralizadas e neutras a levemente ácidas. Estas medições demonstram que o Rio Vermelho preserva as características do seu local de origem, mesmo percorrendo maiores distâncias sobre rochas carbonáticas.

Na área foram identificados dois extremos bem característicos para as águas monitoradas, e um terceiro intervalo de valores intermediários aos dois primeiros. De maneira geral observou-se que as águas oriundas do Aquífero Bambuí são as mais mineralizadas da região, com condutividades elétricas variando entre 200 e 447 µS/cm, e valores de pH entre 7,99 e 8,13. O outro extremo são as águas provenientes do Aquífero Urucuia, que como já foi comentado, é um sistema mais inerte, com condutividades elétricas variando entre 8 e 33 µS/cm, e valores de pH entre 5,75 e 7,66. As águas intermediárias são as medidas na região das areias do sistema Coluvionar, com valores de condutividade elétrica no intervalo de 100 a 120 µS/cm, e pH na faixa de 7,90.

Os sistemas Urucuia e Coluvionar são relativamente similares, uma vez que os depósitos colúvio-eluvionares são derivados da erosão recuante e retrabalhamento dos próprios arenitos. Mas é perceptível como as condutividades elétricas do Urucuia são muito mais baixas quando comparadas às do sistema coluvionar, e são também águas ligeiramente mais ácidas.

Outro aspecto importante que deve ser observado nos dados de monitoramento é que no decorrer das três campanhas as águas foram seguindo uma tendência de diluição desde Outubro de 2020, até Janeiro de 2021 e por fim em Setembro de 2021. Este fenômeno provavelmente está associado a variações no período chuvoso que houve entre 2019 e 2020, resultando na diluição das águas da região no período seguinte.

Tabela 4.5 - Pontos onde foi realizado monitoramento dos parâmetros físico-químicos das respectivas águas, com dados das coordenadas UTM e os valores medidos de temperatura (T), condutividade elétrica (CE), pH e Eh, nas datas associadas.

Data Medição			Outubro de 2020 (seca)				Janeiro de 2021 (chuvoso)				Setembro de 2021 (seca)			
Parâmetros			T (°C)	CE (µS/cm)	pH	Eh (mV)	T (°C)	CE (µS/cm)	pH	Eh (mV)	T (°C)	CE (µS/cm)	pH	Eh (mV)
Pontos	UTM													
8A - Córrego com contribuição de colúvio e margas	371366	8406534	23,80	117,90	7,95	-55,60	24,5	108,60	8,78	104,00	17,80	78,40	7,55	31,90
8B - Afluente do córrego, exclusivo Bambuí	371366	8406534	25,20	391,00	8,13	-66,30	24,40	424,00	8,68	-98,30	18,90	305,00	7,71	-41,20
9 - Córrego no Urucuia	371368	8406533	24,20	13,24	7,53	-31,50	25,20	17,83	8,68	-109,80	24,10	9,12	7,35	-21,40
10 - Rio Vermelho	382165	8392435	24,20	32,60	7,66	-38,80	24,40	36,90	8,56	-91,00	25,70	26,10	7,76	-45,20
12 - Córrego vindo do Urucuia, correndo no carste do Bambuí	380112	8389317	24,10	19,18	7,66	-38,80	23,70	19,06	8,70	-99,00	23,90	11,57	7,25	-15,00
14 - Vereda no Urucuia	375394	8404928	28,50	8,40	5,75	72,70	30,10	8,96	5,47	89,30	27,80	6,58	5,38	93,60
15 - Surgência cárstica	374011	8403712	24,70	217,60	8,00	-58,50	23,80	207,50	8,66	-96,70	23,30	158,40	7,84	-49,40
21 - Afluente do rio Corrente	350767	8398134	29,10	447,00	7,99	-59,10	25,50	326,00	9,28	-133,00	21,90	290,00	8,14	-66,30
23 - Córrego proveniente do Urucuia	354618	8396417	32,50	161,80	7,32	-20,00	35,50	164,90	7,64	-39,00	26,40	263,00	7,22	-14,00

4.1.5 Análises Isotópicas

Na Tabela 4.6 está apresentada a localização e as principais feições de campo das oito amostras analisadas para radiocarbono e/ou trítio, com as respectivas coordenadas UTM, contexto geológico associado, matriz amostrada e parâmetros medidos *in situ*, respectivos valores de pH, condutividade elétrica e Eh.

Tabela 4.6 - Localização das amostras para análises isotópicas e principais características dos pontos de coleta.

Data da Coleta	Identificação da Amostra	Coordenadas	Geologia Associada	Matriz Amostrada	Parâmetros
09/09/21 (~16h)	IMF 1A e B	23L 0392753/8399189 883m elevação	Grupo Urucuia	Poço - água **subterrânea**	pH: 6,01 CE: 7,10µS/cm Eh: +57,1mV
10/09/21 (~8:30)	IMF 2A e B	23 L0371366/8406534 695 m elevação	Grupo Bambuí: margas, calcários e siltitos.	Afluente de córrego - água **superficial**	pH: 7,71 CE: 305µS/cm Eh: -41,2mV
10/09/21 (~10:00)	IMF 3A e B	23L 0373344/8406392	Grupo Bambuí: caverna no calcário.	Água coletada dentro da caverna Tarimba - água **subterrânea**	pH: 8,3 CE: 153,3µS/cm Eh: -75,1mV
10/09/2021 (~10:10)	IMF 4A e B	23L 0373344/8406392	Grupo Bambuí: caverna no calcário.	Água coletada dentro da caverna - água **subterrânea**	pH: 8,08 CE: 74,8 µS/cm Eh: -63,2mV
10/09/21 (~11:40)	IMF 5A e B	23L 0352538/8405303	Grupo Bambuí: extremamente carbonatada.	Água coletada de torneira vinda diretamente do poço - água **subterrânea**	pH: 7,27 CE: 421 µS/cm Eh: -17,5mV
10/09/2021 (~14:00)	IMF 6B	23L 0375280/8404021 762 m elevação	Colúvio.	Água coletada diretamente na torneira do poço - água **subterrânea**	pH: 5,78 CE: 13,8 µS/cm Eh: 70,7 mV
10/09/21 (~17:00)	IMF 7B	23L 0385930/8397479 776 m elevação	Grupo Urucuia. Nos arenitos.	Água coletada em córrego localizado no Urucuia - água **superficial**	pH: 6,78 CE: 8,66 µS/cm Eh: +12,2mV
11/09/21 (~07:40)	IMF 8A e B	23L 0374011/8403712 708 m elevação	Grupo Bambuí. Carbonatos micríticos.	Água coletada em surgência cárstica. Pode ser considerada nascente - água **superficial**	pH: 7,76 CE: 162,3 µS/cm Eh: -44,4mV

A Tabela 4.7 mostra os resultados das análises isotópicas, com os valores de bicarbonato e os cátions Ca, Sr, Na e K analisados em laboratório, e os valores para radiocarbono, *Apparent RC Age*, e trítio, Unidade de Trítio.

Tabela 4.7 - Tabela com as amostras analisadas para Trítio e Radiocarbono, e suas respectivas informações. T: temperatura; CE: condutividade elétrica; HCO_3: bicarbonato; Ca: cálcio, Sr: estrôncio, Na: sódio, K: potássio.

Amostra	HCO_3 (mg/L)	Apparent RC Age	Unidade de Trítio (UT)	Ca (mg/L)	Sr (mg/L)	Na (mg/L)	K (mg/L)
IMF 1	**4,78**	**1890**	**0,48±0,13**	**0,67**	**<ld**	**0,18**	**0,09**
IMF 2	**162,46**	**20**	**1,14±0,19**	**76,9**	**0,31**	**8,06**	**6,16**
IMF 3	**77,2**	**1550**	**0,82±0,18**	**39,5**	**0,13**	**0,52**	**0,3**
IMF 4	**34,43**	**3390**	**0,90 ± 0,16**	**19,1**	**0,06**	**0,24**	**0,13**
IMF 5	**215,07**	**280**	**0,86 ± 0,16**	**118**	**2,09**	**10,93**	**1,03**
IMF 6	**1,5**	**-**	**0,67 ± 0,14**	**0,52**	**<ld**	**0,14**	**0,01**
IMF 7	**3,55**	**-**	**0,28 ± 0,14**	**0,89**	**<ld**	**0,16**	**0,1**
IMF 8	**79,25**	**1020**	**0,91 ± 014**	**45,4**	**0,18**	**1,54**	**0,6**

4.1.5.1 Trítio

Os resultados isotópicos para trítio são analisados em unidade de trítio, e sua avaliação deve ser feita de forma comparativa entre as diferentes amostras. No hemisfério sul os valores são mais baixos do que os registrados no hemisfério norte, devido aos testes nucleares realizados desde a década de 1950.

Nesta pesquisa os resultados de trítio foram utilizados em conjunto com os de radiocarbono, uma vez que o primeiro método é aplicado para datação de águas relativamente jovens, e o segundo se aplica a águas mais antigas que 250 anos. Os menores valores de trítio identificam águas mais velhas ou com pequena contribuição de águas de precipitação mais recente, enquanto os valores mais altos se referem a águas jovens e/ou com maior contribuição de recarga recente. Tendo como base essa premissa, os resultados obtidos – em unidades de trítio – foram analisados e separados em quatro grupos distintos, os quais seguem.

O primeiro grupo se refere às amostras 1 e 7, com valores 0,48UT e 0,28UT, respectivamente. São os menores valores observados dentre as análises, e ambos representam águas provenientes do Grupo Urucuia, e caracterizam, portanto, águas com menor contribuição de recarga recente ou águas mais antigas desde sua entrada no aquífero. Tais resultados contribuem para o modelo conceitual da área, uma vez que indicam que as águas do Aquífero Urucuia se infiltram e abastecem o sistema, alimentando fluxos regionais mais profundos.

O segundo grupo se refere à amostra 2, com valor de 1,14 UT, sendo este o maior valor observado. Esta amostra foi coletada em um tributário próximo a nascente de um córrego principal, nos calcários do Grupo Bambuí. O valor mais elevado indica uma água com contribuição de recarga recente advinda das precipitações que ocorrem na região.

O terceiro grupo é composto pelas amostras IMF-3, 4, 5 e 8, com valores intermediários de trítio. As duas primeiras foram coletadas no interior da caverna denominada Tarimba, sendo a amostra IMF-3 de um afluente principal, e a IMF-4 de um afluente secundário. Ambas possuem pH alcalino similar, porém o que chama a atenção são as condutividades elétricas medidas em campo. A amostra IMF-3 apresentou valor de 153,3 µS/cm e a amostra IMF-4 valor de 74,8 µS/cm. O valor mais elevado de CE indica uma água com maior concentração de sais dissolvidos, o que se associa às águas advindas do sistema carbonático ou que tiveram maior tempo de permanência com essas rochas. O resultado para trítio da primeira foi de 0,82 UT e da segunda 0,90 UT, valores relativamente próximos e moderados, o que indica águas com maior tempo de permanência no sistema ou então com pequena contribuição de recargas recentes. Porém, a condutividade elétrica da amostra IMF-4 condiz com um sistema de caráter mais inerte, mais propriamente correlacionável aos arenitos do Grupo Urucuia, e não com um sistema mais rico em carbonatos e siltitos da Formação Lagoa do Jacaré.

Estas constatações sugerem que as águas do canal secundário provavelmente advêm de uma mistura entre o fluxo regional oriundo do Sistema Aquífero do Urucuia e um fluxo mais local de águas jovens e modernas que se infiltraram nos carbonatos do Bambuí.

A amostra IMF-5 apresenta valor de 0,86 UT e foi coletada em calcários da Formação Lagoa do Jacaré do Bambuí, enquanto a IMF-8 apresenta valor de 0,91 UT, e foi coletada em surgência tipicamente cárstica. Ambas são interpretadas como águas relativamente jovens e associadas ao sistema carbonático predominante da área de estudo.

O quarto grupo é composto pela amostra IMF 6, também caracterizada como intermediária. Ela foi coletada em poço localizado na região do colúvio, e resultou em valor de 0,67 UT, mais baixo que o observado no grupo 3. Portanto, é uma água com menor contribuição de recargas recentes, ou que apresenta maior tempo de permanência no sistema coluvionar. Estas interpretações atribuem às águas do sistema coluvionar um caráter de fluxos regionais a intermediários, onde há maior tempo de residência destas águas no sistema, e de forma que tais fluxos possam ter se originado no Sistema Aquífero Urucuia.

4.1.5.2 Radiocarbono

Os resultados das análises de radiocarbono são reportados como porcentagem de carbono moderno (pMC), e fração de carbono moderno (F14C), os quais são obtidos a partir do carbono

inorgânico dissolvido (DIC). A idade aparente de radiocarbono é utilizada apenas como referência, pois representa o tempo de residência da água no reservatório na ausência de quaisquer efeitos hidro-geoquímicos. Os isótopos de carbono reportados (d13C, em partes por mil) são relativos ao padrão internacional VPDB, e os isótopos de deutério e oxigênio (dD e d18O, também em partes por mil) são reportados com relação ao padrão VSMOW.

As idades fornecidas pelo laboratório como idades aparentes (*Apparent RC Age*) são idades calculadas com base na equação:

$$t = -8035 \ln (\delta C14_{final} / \delta C14_{initial})$$

Onde:

t = a idade de radiocarbono da amostra.
8035 = a constante de decaimento do radiocarbono, ou seja, a meia-vida dividida por ln2. Foi considerada uma meia-vida de 5568 anos para o carbono 14, convenção internacional (meia-vida de Libby).
ln = logaritmo natural.
dC14 final = o conteúdo medido de radiocarbono da amostra.
dC14 inicial = o conteúdo de radiocarbono do padrão moderno.

Este valor fornece uma medição simples da idade da água subterrânea, antes de se aplicar a correção associada a diluição do carbono. Após a correção os valores de idade podem permanecer iguais à idade aparente ou serem mais jovens, e por isso estas idades de *Apparent RC Age* são consideradas como idade máxima. O que ocorre nos sistemas é que durante o tempo de residência das águas nos aquíferos existem outras fontes que podem adicionar carbono através de reações químicas, principalmente por dissolução de carbonatos, processo que se imagina muito abundante no aquífero Bambuí sob estudo. Os carbonatos do meio subterrâneo, por terem sido formados há muitos milhares de anos, dificilmente apresentam algum conteúdo restante de C14 em sua matriz, e por essa razão tendem a diluir o teor que será analisado de C14 da água. Por esse motivo a datação absoluta fornece a idade máxima (Silva Jr. *et al*, 2021).

A partir dos valores reportados nos laudos do laboratório, foi proposto um gráfico de σ18O *versus* σD (Gráfico na Figura 4.3), com a representação da Reta Meteórica Global (*Global Meteoric Water Line – GMWL*) (Craig, 1961), calculada a partir da equação y = 8x+10, onde x é o valor de σ18O de cada amostra plotada, e y é o valor calculado de σD.

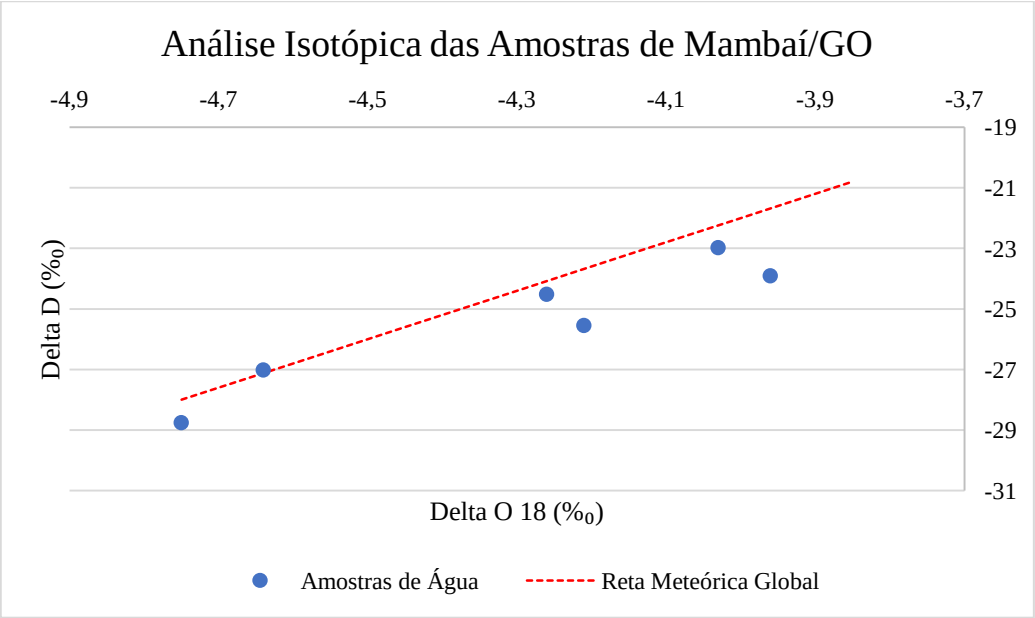


Figura 4.3 - Análise isotópica das amostras da região de Mambaí/GO e arredores. Eixo X: $\sigma^{1}8O$ (‰). Eixo Y: delta D (‰). Linha tracejada em vermelho: reta meteórica global.

4.2 Discussão

Os resultados obtidos a partir dos testes de infiltração permitem afirmar que os aquíferos Urucuia e Coluvionar são as unidades responsáveis pelas melhores condições de infiltração e recarga, enquanto na área do Aquífero Bambuí as taxas de infiltração são de duas a três casas decimais inferiores, predominando nestes solos o escoamento superficial em detrimento da infiltração e recarga do sistema.

Os dados de condutividade hidráulica na porção rasa da zona não saturada confirmam que os responsáveis pela manutenção da produção hídrica no Sistema Aquífero Bambuí da região são os arenitos do Grupo Urucuia e as areias coluvionares. Então estas unidades hidroestratigráficas são as mantenedoras do caráter perene dos cursos superficiais na região da APA Nascentes do Rio Vermelho, onde ocorrem as rochas do Grupo Bambuí.

Do ponto de vista estrito da função reservatório o Sistema Urucuia é a unidade com maior expressão, pois apresenta a maior espessura saturada dentre os três conjuntos. Entretanto o sistema Coluvionar, mesmo tendo menor potencial como reservatório mostra excelentes condições de infiltração e recarga e, portanto, seu funcionamento como regulador das vazões dos cursos superficiais com escoamento de base é similar ao do Sistema Aquífero Urucuia.

A avaliação geral dos dados de hidroquímica, tanto pela classificação das águas, quanto pelo monitoramento de parâmetros físico-químicos mostra que dois grupos de águas podem ser definidos do ponto de vista químico: i) águas produzidas em arenitos maturos e que apenas tiveram contato com este tipo de reservatório (exemplos: águas de poços tubulares nos sistemas aquíferos Urucuia e Coluvionar ou águas de veredas que nascem e se mantêm exclusivamente

em areias da Formação Chapadão); ii) águas de descarga do Sistema Aquífero Urucuia que entram em contato com rochas carbonáticas da Formação Lagoa do Jacaré.

No primeiro caso as águas são ácidas com baixa mineralização e no segundo grupo o pH é mais elevado e a mineralização total da água é significativamente maior. As variações da condutividade elétrica das águas do segundo grupo são devidas ao maior/menor tempo de contato e interação entre a água de fluxo superficial ou subterrâneo com rochas carbonáticas.

Os diagramas de Piper com plotagem de amostras de períodos secos (Figura 4.2) possibilitam verificar que a maior parte das amostras é rica no cátion cálcio e em bicarbonato como ânion, e são, portanto, águas classificadas como bicarbonatadas cálcicas. A amostra AMF-7 apresenta composição distinta em termos catiônicos, com maior quantidade de sódio, e seria então uma água bicarbonatada sódico-cálcica. Esta é a amostra mencionada anteriormente como sendo aquela com a menor condutividade elétrica observada na área, coletada em uma vereda onde ocorrem exclusivamente areias coluvionares de retrabalhamento do Grupo Urucuia.

Pode-se observar no gráfico da Figura 4.3 que os resultados das amostras identificadas como IMF plotaram abaixo da Reta Meteórica Global, indicando que as águas sofreram evaporação previamente a sua entrada no aquífero na forma de recarga, pois são águas mais enriquecidas nos isótopos pesados quando comparadas às águas de precipitação global.

Este comportamento do resultado das águas em comparação com a reta da água meteórica global também é uma evidência que corrobora com a hipótese de que não há uma forte interação água-rocha no sistema estudado. Esta interação seria na forma de hidratação de argilas, ou de feldspatos com a água de circulação dos aquíferos, o que resultaria na tendência de que os pontos plotassem acima da reta da água meteórica local ou global (Souza, 2017).

Mesmo considerando a existência do aquífero cárstico, o íon bicarbonato passa por processo de dissolução, mas não há fracionamento a partir da disponibilização preferencial de hidroxilas da estrutura dos minerais.

De forma geral os resultados de radiocarbono e trítio são concordantes. A amostra IMF-1 foi coletada diretamente do Sistema Aquífero Urucuia a partir de poço tubular profundo, e é uma das amostras mais antigas e com menor contribuição de recarga recente dentre as analisadas. Seu resultado de trítio é baixo, menor do que 0,5 UT, de forma que se trata de água com baixa contribuição de águas meteóricas recentes, e que provavelmente integra o fluxo regional na região, o que corrobora a interpretação de não haver contribuição de infiltração recente. É importante salientar que a porção estudada do Sistema Aquífero Urucuia foi classificada por Gaspar (2006) e Gaspar & Campos (2006) como o subtipo regional profundo. Outro dado que chama atenção neste poço é o valor elevado de condutividade elétrica, o qual é atribuído ao fluido de perfuração uma vez que se trata de amostragem realizada em um poço recém-construído.

As amostras coletadas no interior da Gruta Tarimba também apresentaram resultados interessantes para trítio e radiocarbono. São águas com valores similares de UT, mas com idades de radiocarbono bastante distintas, a amostra IMF-3 possui idade aparente da ordem de 1.550 anos AP, enquanto a amostra IMF-4 indica idade aparente de 3.390 anos AP. Esta última amostra, com idade mais antiga mostra menor pH quando comparada a amostra IMF-3. Estas informações indicam que a amostra IMF-3 pode ter maior contribuição de água produzida pelo próprio carste, enquanto a amostra IMF-4 apresentou idades de radiocarbono mais antigas, o que pode indicar maior contribuição de água proveniente de fluxo regional do Sistema Urucuia. As condutividades elétricas corroboram com esta hipótese sobre a origem de cada uma das águas, a amostra IMF-4 mostra valor mais baixo (de 74 µS/cm), que é mais coerente com as águas do Sistema Aquífero Urucuia; principalmente em comparação com a IMF-3, que se assemelha mais aos valores de condutividade elétrica atribuídos ao Sistema Aquífero Bambuí. Embora sejam águas coletadas em pontos próximos no interior de uma cavidade cárstica, são águas de origens distintas, com tempos distintos de permanência no sistema e com diferentes tempos de residência em seus reservatórios (a amostra IMF-4, embora mais antiga, teve menor contato com rochas carbonáticas).

A água com maior valor de UT dentre as analisadas é a IMF-2, que possui 1,14 UT e 20 anos AP de idade aparente de carbono. E não coincidentemente, os valores indicam que esta é a água da região com maior resultado de trítio, ou seja, com maior contribuição das águas meteóricas recentes, e ao mesmo tempo possui idade aparente de radiocarbono extremamente baixa. Estas são águas coletadas no sistema Bambuí, em locais de ocorrência de margas, calcários e siltitos, e imagina-se que sejam de fato águas com maior contribuição de recarga recente, pelo próprio caráter do reservatório.

4.2.1 Modelo Conceitual do Fluxo Subterrâneo

A partir dos dados disponíveis foi elaborado o modelo hidrogeológico conceitual representado na Figura 4.4. No modelo estão representados os três sistemas estudados na área: Urucuia, Bambuí e Coluvionar. O primeiro representado em amarelo, com indicação das estratificações cruzadas de grande porte, é a unidade hidroestratigráfica com maior espessura. O Sistema Aquífero Bambuí foi representado por suas duas fácies de ocorrência na região, o aquífero fraturado composto por siltitos (em marrom), e o aquífero representado pelos calcários e margas (em azul). Nota-se na representação que os calcários são lentes que ocorrem imersas em meio aos siltitos, como observado em campo. O Sistema Coluvionar configura a área de transição entre os outros dois aquíferos, e está representado em cor laranja como areias médias não estruturadas, por ser um litologia já extremamente inconsolidada. É importante verificar que abaixo do aquífero coluvionar há continuação do Sistema Aquífero Bambuí.

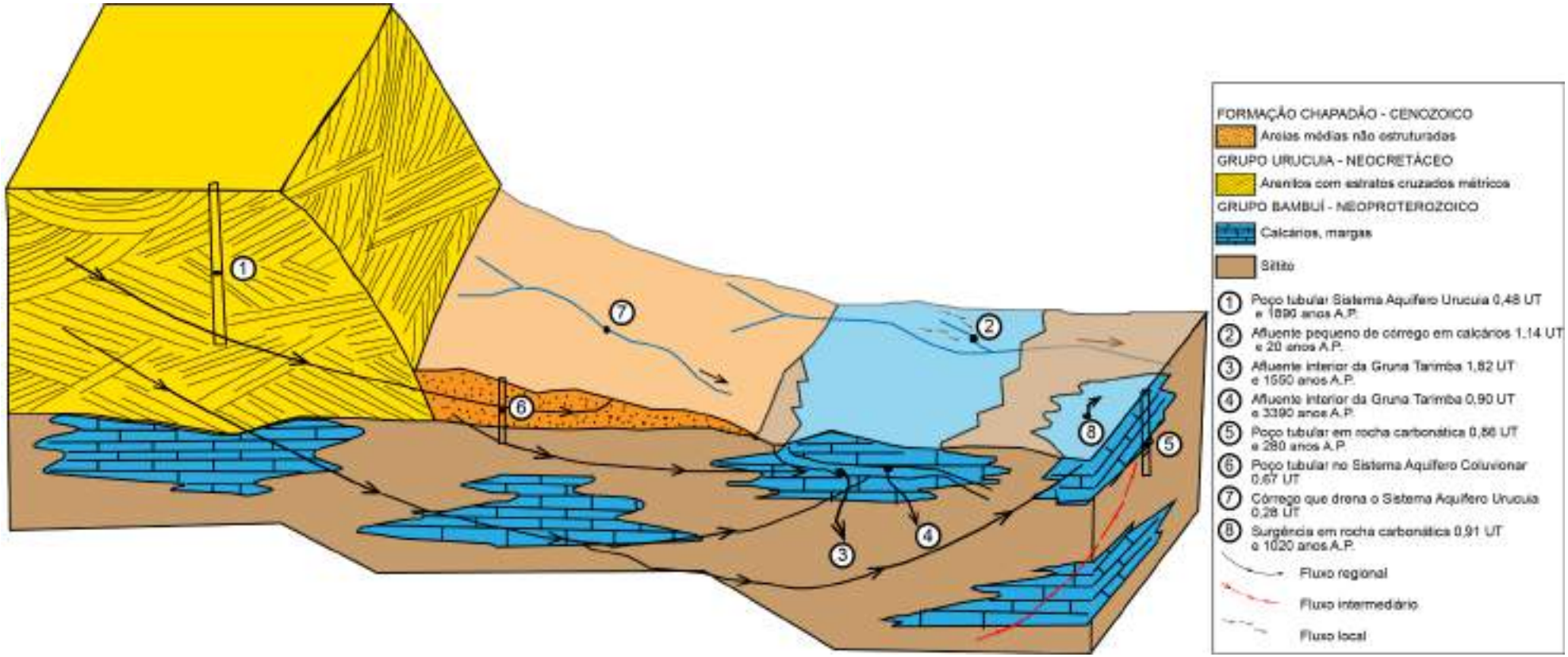


Figura 4.4 - Bloco diagrama esquemático mostrando os diferentes sistemas de fluxo hidrogeológico. Fluxo regional é originado pela recarga no platô do chapadão do Urucuia. No fluxo regional a água migra no interior do Sistema Aquífero Urucuia e pode interagir do com Sistema Aquífero Coluvionar e desaguar no sistema Aquífero Bambuí (exemplos, pontos 1 e 4). Fluxo intermediário a água tem menor tempo de permanência nos aquíferos em comparação ao fluxo regional (exemplo, ponto 5). Fluxo local é considerado a partir de águas oriundas do Sistema Coluvionar e em menor proporção águas infiltradas no próprio Sistema Bambuí. Fluxo local pode ocorrer em qualquer um dos sistemas aquíferos, sendo representado por descargas rápidas de águas infiltradas em diferentes tipos de solos que alimentam nascentes e cursos d'água intermitentes (exemplo, ponto 2).

O segundo elemento inserido no modelo são as linhas de fluxo representativas da dinâmica de escoamento na região. Foram representados três tipos de fluxo, o regional que percorre desde o Sistema Aquífero Urucuia, em maiores profundidades, até os colúvios da Formação Chapadão. Mas o que predomina de fato é o fluxo de base que percorre desde os arenitos até os siltitos e carbonatos em maiores profundidades.

Foram representados no modelo também os locais esquemáticos onde houve as amostragens de água para análises isotópicas com os respectivos resultados de trítio e radiocarbono. O poço tubular no sistema Urucuia é o local de coleta da amostra IMF-1, e é uma das águas com menor contribuição de recarga recente. O afluente de córrego em calcários é a amostra IMF-2, com elevada contribuição de recarga recente indicada por 1,14 UT.

A análise integrada das amostras IMF-1 e IMF-7 mostra grande coerência, pois a recarga no Aquífero Urucuia é lenta, por se tratar de uma condição de zona não saturada muito espessa. Por outro lado, na região do colúvio a recarga é eficiente e rápida, por representar uma faixa com zona vadosa pouco espessa. O afluente coletado no interior da Gruta Tarimba representado pela amostra IMF-3 é o ponto com contribuição de água recente, e que provavelmente é produzido pela infiltração e drenagem do próprio Sistema Bambuí ou ainda contribuição do Sistema Coluvionar que ocorre nas proximidades. Por outro lado, o afluente coletado na Gruta Tarimba representativo da amostra IMF-4 apresenta menor concentração de trítio, sendo possivelmente um ponto de exudação de suas águas diretamente produzidas pelo Sistema Aquífero Urucuia. É importante destacar que a diferença de idades entre estas amostras é maior que 100%.

A amostra IMF-5 coletada no poço tubular instalado em litologia carbonática apresenta uma quantidade de recarga recente significativa, o que é esperado para sistemas cársticos com amplo desenvolvimento de processo de dissolução.

O poço tubular da amostra IMF-6 localizado no colúvio sugere também que há menor contribuição meteórica quando comparado com os demais pontos. Outra provável explicação para este comportamento é a possibilidade de que o Sistema Urucuia tenha grande contribuição na vazão total, o que pode diluir o efeito da descarga de águas de recarga recente. Neste sentido, é importante destacar que em alguns casos, o conteúdo isotópico ou assinatura isotópica de uma água natural representa uma média ponderada de águas de distintas origens.

A amostra IMF-8 é da surgência cárstica encontrada na área de estudo, e apresenta um valor relativamente elevado de trítio, o que leva a considerar que há maior recarga de água meteórica no sistema.

4.2.1.1 Transferências de Águas

Um dos principais objetivos dos estudos hidrogeológicos é determinar as formas de transferências de águas dos diferentes compartimentos, desde a atmosfera até a superfície e para os aquíferos e em muitos casos entre diferentes aquíferos.

Neste sentido, a entrada primária da água para todos os aquíferos na região em estudo é a precipitação pluvial. As chuvas na região ocorrem de forma abundante (na faixa de 1300 mm/ano), mas com forte sazonalidade. O aspecto sazonal da precipitação restringe a recarga média, pois após longo período sem chuvas a zona não saturada permanece com baixa umidade e a cobertura vegetal mostra amplo déficit hídrico. As primeiras chuvas não resultam em recarga efetiva, de forma que estas águas são perdidas para reposição de umidade nos solos e pela vegetação.

Após alcançar a superfície do terreno, as águas de precipitação podem seguir dois caminhos: se infiltrar através da zona vadosa ou escoar pela superfície. Estes processos se dão de forma contrastante nos diferentes compartimentos da área em estudo, sendo que o escoamento é nulo sobre os sistemas Urucuia e Coluvionar e muito grande no Sistema Bambuí. Neste sistema heterogêneo há tendências distintas quando se analisa a porção fraturada em comparação com a porção cárstica. No carste em que há amplo desenvolvimento de feições de dissolução próximo à superfície (epicarste) há infiltração significativa. Na porção fraturada com solos rasos e argilosos sobre siltitos, a infiltração é mínima. Considerando que o escoamento e a infiltração são componentes complementares, pode-se afirmar que nos sistemas Urucuia e Aluvionar, toda a precipitação se infiltra na zona vadosa.

Em todos os compartimentos da região em estudo a maior perda de água que retorna para a atmosfera se dá por evapotranspiração. Este processo é responsável por retirar na bacia o maior volume da água que ingressou por precipitação.

Outro ponto fortemente contrastante entre os ambientes aquíferos na região em estudo é como a água é transmitida através dos meios geológicos (solos e rochas). Esta característica é o principal parâmetro que diferencia os ambientes.

Para os sistemas Urucuia e Coluvionar, por se tratar de meios intergranulares o fluxo é do tipo laminar e, portanto, a velocidade linear média é função da condutividade hidráulica, porosidade efetiva e gradiente hidráulico. Nestes casos, o tempo entre a entrada da água no sistema e sua volta à superfície nos exutórios é grande (centenas de anos). Esta feição resulta em aquíferos com alta capacidade de armazenamento, transmissão e regularização do ciclo hidrológico em que estejam vinculados, inclusive cursos d'água com os quais tenham conexão hidráulica.

O Sistema Aquífero Bambuí, com seus dois subsistemas e solos associados mostra um comportamento contrastante, em que os fluxos são rápidos a instantâneos, com restrita capacidade de regularização dos sistemas hídricos. Assim, estes aquífero têm capacidade limitada de produção hídrica regular ao longo do tempo, sendo similares a rios sob clima sazonal, apresentam ampla vazão no período de chuvas e baixa vazão ou até mesmo secam nos períodos chuvosos.

Outra componente importante na decomposição do ciclo hídrico da região é o escoamento interno ou *interflow*, que representa perdas de por parte da água infiltrada quando são interceptadas camadas em profundidade com contraste de condutividade hidráulica. Em geral este processo resulta em nascentes de restrita vazão intermitentes. Nos sistemas Urucuia e Coluvionar o interfluxo é considerado nulo, uma vez que a condutividade hidráulica é elevada e homogênea ao longo dos perfis de solos e nos corpos rochosos. Contudo, no Sistema Bambuí, principalmente na sua porção fraturada esta componente é significativa.

A Figura 4.5 mostra de forma esquemática e sintética a decomposição do ciclo hidrológico nos distintos compartimentos da área em estudo.

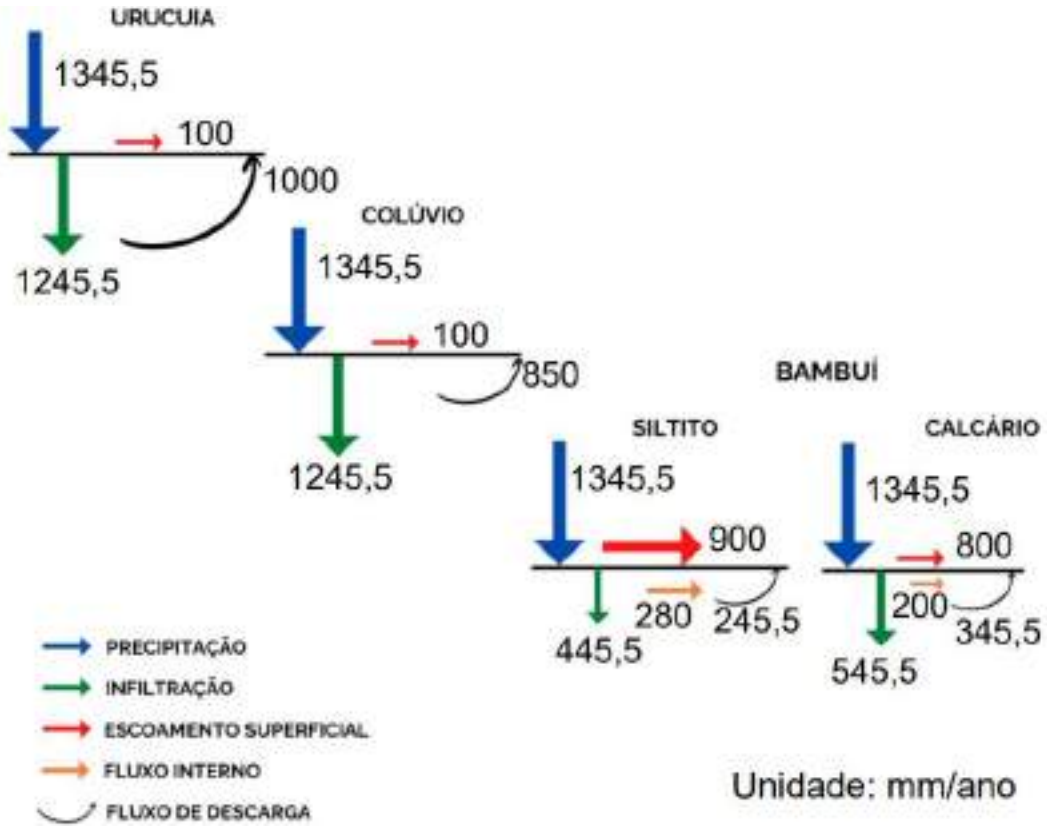


Figura 4.5 - Decomposição esquemática do ciclo hidrológico nos diferentes ambientes hidrogeológicos da região estudada. O tamanho das setas é proporcional ao desenvolvimento de cada processo. A precipitação é considerada igual em todos os ambientes. Os valores indicados são números de referência, exceto a precipitação que foi quantificada pelo INNMET.

O principal controle das taxas de infiltração é a condutividade hidráulica na porção superior da zona vadosa. Uma vez que os maiores valores são encontrados em Latossolo e Neossolo Quartzarênico sobre os sistemas Urucuia e Coluvionar, as taxas de recarga são máximas nestes compartimentos. As porções da área onde ocorrem siltitos da Formação Lagoa do Jacaré, recobertos por Nitossolo Vermelho apresentam taxas de infiltração maiores do que as observadas sobre margas e lentes de calcário (em geral recobertas por Argissolo Vermelho). Entretanto, mesmo sendo maiores que as do carste, ainda assim são taxas de infiltração muito baixas, em comparação com a recarga em material de textura arenosa (Neossolo e Latossolo). Na Figura 4.5 as diferentes etapas do ciclo estão representadas por setas de tamanho proporcional à sua intensidade de ocorrência em cada meio, e os valores em mm/ano são números de referência compilados da literatura, exceto a precipitação, que é a Normal medida de 1991 a 2020, e disponibilizada Instituto Nacional de Metereologia (INMET).

4.2.1.2 Análise Potenciométrica e Bacias Hidrogeológicas

Na região de Mambaí e arredores, até Alvorada do Norte e da divisa dos estados em direção a leste, não foi encontrado um número significativo de poços em funcionamento, e os poucos existentes não possuem dados cadastrados no SIAGAS (CPRM). Esta situação dificultou consideravelmente a obtenção de dados para a análise da potenciometria na área.

A análise potenciométrica foi realizada de forma alternativa para os diferentes sistemas presentes na área. Tradicionalmente o que se faz é, coletar valores de nível d'água (nível estático) nos poços e nascentes, e os valores de cota da superfície (altimetria). Os valores das cargas potenciométricas são obtidos com a subtração da cota na superfície do nível d'água. Para o caso de nascentes, o nível d'água considerado é igual à cota do terreno, pois se considerada que este ponto representa o afloramento da superfície potenciométrica. Em posse das cotas potenciométricas, é realizada a interpolação em software específico de geoprocessamento (ex. Surfer, ArcGis, QGis, Geosoft ou outros).

No caso do presente projeto, o principal problema enfrentado foi a dificuldade de medição dos níveis estáticos em campo, especialmente na região onde ocorre o Grupo Bambuí. Os poços em funcionamento são raros, e não há banco de dados com registro de valores pretéritos que pudesse ser utilizado. Na região de ocorrência do Grupo Urucuia encontrar poços em funcionamento não foi problema, porém a grande maioria desses localiza-se na região a leste do município de Jaborandi, já muito distante da porção de interesse deste estudo. Na faixa de ocorrência do Colúvio, entre o Grupo Bambuí e o Grupo Urucuia, foi enfrentada a mesma dificuldade com relação à poços em funcionamento onde se pudesse medir os níveis estáticos.

Ao final do projeto foi possível obter de alguns dados de nível d'água em nascentes, na

região dos aquíferos Coluvionar e Urucuia, e alguns dados de nível estático na área de ocorrência do Grupo Urucuia. A partir destes valores foi possível estabelecer a superfície potenciométrica e o divisor das bacias hidrogeológicas. O divisor estabelece um fluxo para leste (em direção à bacia do São Francisco) e outro para oeste (em direção à bacia do Tocantins).

A carta-imagem da Figura 4.6 mostra o eixo aproximado do divisor hidrogeológico regional na área estudada.

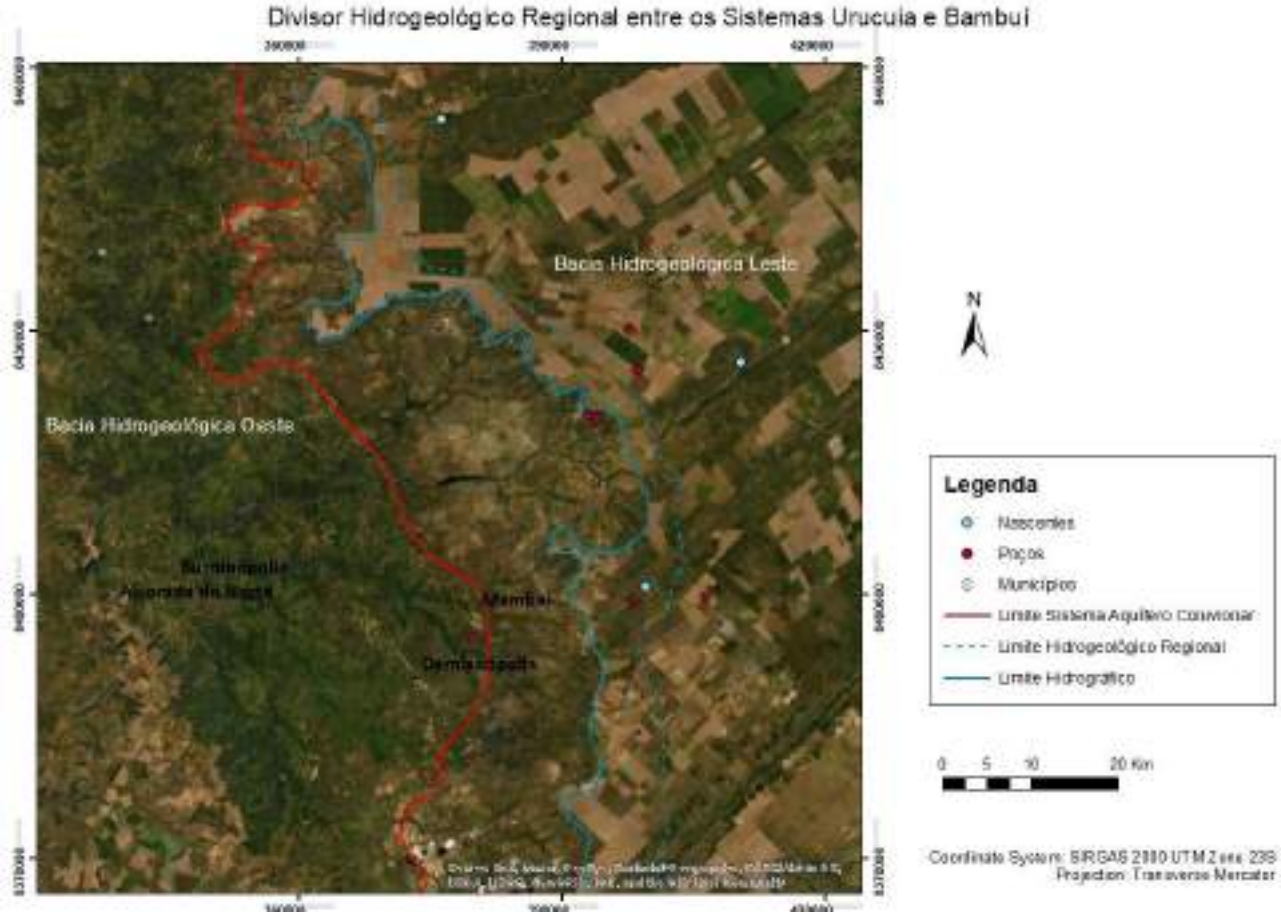


Figura 4.6 - Carta-imagem da divisão regional das bacias hidrogeológicas na região estudada. A linha azul contínua representa o limite hidrográfico aproximado. A linha azul tracejada representa o limite entre as bacias hidrogeológicas de leste e de oeste. A linha vermelha marca o limite da bacia do Sistema Aquífero Coluvionar, que integra a bacia hidrogeológica de oeste.

A divisão assimétrica entre as bacias hidrográfica e hidrogeológica, implica no estabelecimento de fluxo subterrâneo em que há uma componente do Sistema Aquífero Urucuia que alimenta o Sistema Aquífero Bambuí, no estado do Goiás, além da rede de drenagem superficial principal que drena para oeste.

Na região de ocorrência do Sistema Aquífero Bambuí as diretrizes são diferentes, pois a análise potenciométrica em meio fraturado e cárstico é mais complexa, uma vez que as características intrínsecas do sistema determinam várias superfícies potenciométricas distintas, e não apenas uma relativamente contínua, como ocorre nos casos de aquíferos intergranulares.

Logo, para o sistema Bambuí esta análise teria que ser feita com a individualização de compartimentos, a partir da caracterização dos grandes lineamentos regionais, retirados de imagens de satélite ou imagens aéreas com boa visualização das grandes estruturas. Após definidos os grandes lineamentos e os compartimentos por eles determinados, a análise potenciométrica como descrita anteriormente deveria ser feita para cada bloco individualmente. Método similar foi proposto por Oliveira et al. (2022) para a área de estudo do presente projeto.

A assimetria entre os divisores superficiais e subterrâneos traz inúmeras implicações para os recursos hídricos regionais e inclusive para outros aspectos fisiográficos regionais. A intensa carstificação observada na região de Mambaí, GO (que conta a terceira maior caverna brasileira, a Gruta da tarimba), tem seu controle vinculado à descarga do Sistema Aquífero Urucuia em direção a oeste. Como estas águas são moderadamente a fortemente ácidas a carstificação é intensificada. A formação dos extensos cânions observados no vale dos rios Vermelho, Buritis e Corrente, sem dúvida, tem controle vinculado às águas ácidas que percolam as principais fraturas em camadas horizontalizadas.

A própria perenização dos principais cursos d'água tributários do rio Paranã é exclusivamente explicada pela assimetria entre os limites hidrográfico e hidrogeológico. Os dados mostram que caso os limites fossem simétricos bacias fossem os rios seriam intermitentes ou teriam vazões mínimas no período de recessão das chuvas.

Outro aspecto importante é o fato de que o Sistema Aquífero Coluvionar funcionar como um prolongamento do Sistema Aquífero Urucuia em direção a oeste. Neste caso, pode-se afirmar que de forma indireta a assimetria fica ainda mais pronunciada, pois a descarga do reservatório vinculado aos colúvios é integralmente para oeste.

CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

5.1 Conclusões

Diante das informações coletadas e discutidas, as principais conclusões alcançadas pela integração das interpretações incluem:

- ✓ Na região estudada são reconhecidos três sistemas aquíferos: Urucuia, Coluvionar e Bambuí, sendo que este pode ser dividido em dois subsistemas, um cárstico e outro fraturado.
- ✓ Os aquíferos Urucuia e Coluvionar são do tipo intergranular, homogêneo, isotrópico e apresentam condutividade hidráulica elevada, tanto da sua zona vadosa quanto da zona saturada.
- ✓ A principal diferença entre os aquíferos Urucuia e Coluvionar é vinculada à sua transmissividade. O Sistema Urucuia tem transmissividade de 10 a 100 vezes maior que a observada no Sistema Aquífero Coluvionar.
- ✓ O sistema Aquífero Bambuí apresenta valores de condutividade hidráulica da zona vadosa restritos.
- ✓ Os aquíferos intergranulares apresentam função reguladora muito bem desenvolvida, enquanto que no Sistema Aquífero Bambuí esta função é mínima ou em grande parte da área ausente.
- ✓ Sistemas de fluxo regionais são reconhecidos na área, principalmente aqueles iniciados pela infiltração da água através do Sistema Aquífero Urucuia. Esta afirmação é corroborada pelas idades de águas reconhecidamente produzidas nesta unidade hidroestratigráfica.
- ✓ As águas antigas obtidas em poços e sistemas de cavidades no aquífero Bambuí, são na prática, produzidas nos aquíferos intergranulares e transferidas por fluxo regional.
- ✓ Os dados de trítio comprovam que a recarga do Sistema Aquífero Urucuia na região é lenta. Este dado é coerente com a espessura da zona não saturada que supera os 100 metros.
- ✓ O Sistema Aquífero Bambuí, particularmente sua porção cárstica, tem restrita capacidade de produção hídrica, funcionando como um ambiente de rápida drenagem e escoamento. A porção fraturada do Aquífero Bambuí na região funciona como um reservatório passivo, com restrita produção hídrica e se destacando como um ambiente em que os processos hidrológicos de fluxo lateral predominam.
- ✓ De forma enfática, pode-se afirmar que se os sistemas intergranulares não existissem na porção limítrofe entre os estados da Bahia e Goiás, todos os afluentes da margem direita

do rio Paranã seriam intermitentes. Em outras palavras, a perenização do rio Corrente e seus tributários é exclusivamente controlada pelos aquíferos Urucuia e Coluvionar.

- ✓ A composição química das águas demonstra que amostras associadas unicamente aos sistemas Urucuia e Coluvionar apresentam caráter ácido e com baixa mineralização total. Os dados também mostram que as águas obtidas de cursos d'água que fluem sobre o Sistema Bambuí, na prática são misturas de águas alcalinas com águas mais ácidas. Da mesma forma, a mineralização destas águas indica se tratar de águas mistas. Apenas amostras obtidas de poços ou nascentes exclusivamente vinculadas aos carbonatos indicam maiores valores de pH (até maiores que 8,0) e maior mineralização total (da ordem de centenas de mg/L).
- ✓ A decomposição do ciclo hidrológico nos diferentes compartimentos mostra que o escoamento superficial é máximo nos solos sobre siltitos da Formação Lagoa do Jacaré, e considerado nulo sobre os aquíferos Urucuia e Coluvionar.
- ✓ Na região existe assimetria entre os divisores das bacias hidrográficas (em superfície) e as bacias hidrogeológicas (em profundidade). Parte da água que se infiltra em área correspondente à bacia do rio São Francisco, flui através do aquífero em direção à bacia do rio Tocantins.
- ✓ O comportamento hidrogeológico do Sistema Aquífero Coluvionar é considerado muito eficiente, sendo desempenhadas as funções filtro, reguladora e de reservatório. Neste sentido, a assimetria entre as bacias hidrogeológicas e hidrográficas fica mais pronunciada, uma vez que o aquífero coluvionar se situa a oeste do divisor hidrogeológico regional.
- ✓ A integração de dados geológicos, pedológicos, hidráulicos, hidroquímicos e isotópicos se mostrou efetiva para o entendimento da dinâmica entre aquíferos como na região estudada. De forma geral houve boa convergência entre os diferentes dados.

Por fim, considera-se que o presente trabalho alcançou os objetivos que se propôs com a elaboração de um modelo conceitual que descreveu qualitativamente a dinâmica de fluxo entre os aquíferos Urucuia, Bambuí e Coluvionar, e determinação das duas principais bacias hidrogeológicas na região.

5.2 Recomendações

Dentre as sugestões e recomendações para um aprimoramento do modelo conceitual elaborado para a área, devem ser considerados:

- ✓ Realizar estudos de isótopos estáveis de estrôncio, uma vez que a razão isotópica $^{87}Sr/^{86}Sr$ funciona como um indicador da interação rocha-água nos sistemas

hidrogeológicos, e não foi possível elucidar completamente esta questão apenas com uso dos isótopos estáveis e radiogênicos (^{14}C e trítio).

- ✓ Intensificar os estudos isotópicos com maior número de pontos amostrais para se corroborar e se estabelecer uma estatística de dados. A composição de uma linha meteórica local pode ser de grande valia para estudos futuros.
- ✓ Desenvolver estudo potenciométrico com obtenção de mais dados de carga hidráulica de poços de captação de água, ou poços de monitoramento, principalmente na região da fronteira entre os estados da Bahia e Goiás, de forma a se detalhar as áreas de assimetria entre as bacias hidrográficas e hidrogeológicas.
- ✓ Propor um sistema de gestão compartilhada do Sistema Aquífero Urucuia com representantes técnicos dos estados da Bahia e de Goiás, uma vez que os recursos hídricos no nordeste do estado de Goiás são fortemente dependentes deste importante aquífero nacional brasileiro.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALKMIN, F. F. Geologia do Continente Sul-americano: Evolução da Obra de Fernando Marques de Almeida. O que faz de um cráton um cráton?, 575-592. 2004.

ALMEIDA, L; RESENDE. L; RODRIGUES, A.P; CAMPOS, J.E.G. Hidrogeologia do Estado de Goiás e Distrito Federal. Superintendência de Geologia de Mineração, Governo de Estado de Goiás. 230p. 2006.

ARRAES, T.M.; CAMPOS, J.E.G. Proposição de critérios para avaliação e delimitação de bacias hidrogeológicas. Revista Brasileira de Geociências, **37**(1):81-89. 2007.

ARRAES, T.M.; CAMPOS, J.E.G. Aplicação de ensaio de traçador e dados de potenciometria como ferramentas para a delimitação de bacias hidrogeológicas. Geociências (São Paulo. Online), **29**:623-631. 2010.

ARRAES, T.M. Proposição de critérios e métodos para delimitação de bacias hidrogeológicas. Dissertação (Mestrado em Geologia), Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. 125p. 2008.

BETA ANALYTIC. Datação por Radiocarbono de águas subterrâneas – Conceito e Aplicação Prática. Disponível em: C14 Datação de Águas Subterrâneas Aplicação Prática (radiocarbon.com), 2021.

CAMPOS, J.E.G. Estratigrafia, sedimentação, evolução tectônica e geologia do diamante da porção centro-norte da Bacia Sanfranciscana. Instituto de Geociêcias, Universidade de Brasília. Tese de Doutorado, 204p. 1996.

CAMPOS, J.E.G.; ALMEIDA, L. Balanço térmico aplicado à recarga artificial dos aquíferos da região de Caldas Novas, estado de Goiás. Revista Brasileira de Geociências **42**(1):196-207. 2012.

CAMPOS, J.E.G.; DARDENNE, M.A. Estratigrafia e Sedimentação da Bacia Sanfranciscana: Uma Revisão. Revista Brasileira de Geociências 27(3):269-282. 1997.

CLARK, I. D.; FRITZ, P. *Environmental Isotopes in Hydrogeology. CRC Press, Jul 23, 1997 - Science - 352 pages.* 1997.

CNRH 2001. *Resolução nº15, de 11 de janeiro de 2001*. Conselho Nacional de Recursos Hídricos, Diário Oficial da União, publicado em 22 de janeiro de 2001.

CNRH 2002. *Resolução nº22, de 24 de maio de 2002*. Conselho Nacional de Recursos Hídricos, Diário Oficial da União, publicado em 04 de julho de 2002.

CONAMA 2001. Resolução CONAMA n° 279, de 27 de Junho de 2001. Conselho Nacional do Meio Ambiente, Diário Oficial da União, publicado em 29/06/2001.

CONAMA 2008. Resolução CONAM n° 396, de 3 de Abril de 2008. Conselho Nacional do Meio Ambiente, Diário Oficial da União, publicado em 7/04/2008.

CORNIELLO A.; DUCCI, D.; MONTI, G.M. *An integrated approach for the delimitation of a groundwater basin: the case study of the Conca di Acerno (Campania, southern Italy). Italian Journal of Engineering Geology and Environment, Special Issue 1*. 2017.

COSTA, W.D. Uso e gestão de água subterrânea. In: Feitosa, F.A.C; Manoel Filho. Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações. 2a ed. Rev. e Ampl. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Rio de Janeiro, RJ. p. 341-367. 2000.

CRAIG, H. Isotopic variations in meteoric waters. Science, 133: 1702-1703. 1961b.

CRUZ, A. B. Detalhamento da geologia das unidades carbonáticas do Grupo Bambuí na região de Alvorada do Norte, Goiás. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 2012.

DARDENNE, M. A. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. Anais do

XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, 1978. V. 2.

DEMIROGLU, M. Identifying the groundwater basin boundaries, using environmental isotopes: a case study. 2016.

FEITOSA, E.C. Pesquisa de Água Subterrânea. In: A.C.F. Feitosa & J. Manoel Filho (ed.) Hidrogeologia: Conceitos e aplicações, Fortaleza, CPRM/LABHID, 53-80. 1997.

FEITOSA, A.C.F.; MANOEL FILHO, J.; FEITOSA, E.C.; DEMÉTRIO, J.G.A. (Coord.). Hidrogeologia: conceitos e aplicações. CPRM/LABHID. Rio de Janeiro. 3a ed. Ampliada e Revisada. 812p. 2008.

GASPAR, M.T.P. Sistema Aquífero Urucuia: caracterização regional e propostas de gestão. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 148p. 2006.

GUNN, J. Contributory area definition for groundwater source protection and hazard mitigation in carbonate aquifers. Natural and Anthropogenic Hazards in Karst Areas: Recognition, Analysis, and Mitigation. Geol Soc Lond 279:97-109. 2007.

JUNQUEIRA, T.P. Modelo conceitual das águas termais da região da Chapada dos Veadeiros (GO): estudos estruturais, hidroquímicos e isotópicos. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. 101p. 2020.

KOHNKE, M.W. Atenuação natural de contaminantes, metodologias para a delimitação do perímetro de proteção de poços (PPP). *ABAS Informa*, S.Paulo, **121**:9-10. 2001.

LIBBY, W. F. *Atmospheric helium three and radiocarbon from cosmic radiation. Physical Review,* 69:671-672. 1946.

LOBO-FERREIRA J.P. Vulnerabilidade à poluição de águas subterrâneas: fundamentos e conceitos para uma melhor gestão e proteção dos aquíferos de Portugal. *In*: APRH, Congresso da Água, 4, Lisboa, *comunicações*, 1-16. 1998.

PALMER, A.N. Understanding the hydrology of karst. Geol Croat 63:143-148. 2010.

PUTRANTO, T.T., LUTHFI M.I. Aquifer system, recharge-discharge zone and groundwater basin boundary mapping to support open and transparent water data, case study: Karangkobar Groundwater Basin. 2019.

REBOUÇAS, A.C. Água subterrânea no sistema nacional de gerenciamento dos recursos hídricos. *ABAS Informa*, São Paulo, **154**:3. 2005.

SILVA, G.C. Aplicação do isótopo radioativo de carbono (^{14}C) na determinação de tempos de residência em aquíferos. Derbyana, São Paulo, 42: e743, 2021.

VILLASEÑOR, E.M., MEGDAL, S.B. *The U.S.-Mexico Transboundary Aquifer Assessment Program as a Model for Transborder Groundwater Collaboration. Water* 2021, 13, 530. 2021.

TIEDMAN, R.C.; GOODE D.J.; HSIEH P.A. Characterizing a ground water basin in New ENGLAND MOUNTAIN AND VALLEY TERRAIN. GROUND WATER, 36(4):611-621. 1998.

TOSCANO, G.L.G.; SANTOS K.M.; ALMEIDA C.N.; SILVA T.C. UMA SÍNTESE ANALÍTICA SOBRE LEGISLAÇÃO DE PROTEÇÃO DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS NO BRASIL. XV CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS. 2008.

WHITE, W.B. KARST HYDROLOGY: RECENT DEVELOPMENTS AND OPEN QUESTIONS. ENG GEOL 65:85-105. 2002.

CAPÍTULO 8

Universidade de Brasília -UnB
Instituto de Ciências Humanas
Departamento de Geografia
Programa de Pós-Graduação em Geografia

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

DINÂMICA PALEOAMBIENTAL EM VALES SECOS DA ÁREA DE PROTEÇÃO AMBIENTAL NASCENTES DO RIO VERMELHO-APANRV, MAMBAÍ-GO.

Adivane Morais Nogueira

Tese de Doutorado

Brasília-DF: Outubro / 2022

Universidade de Brasília -UnB
Instituto de Ciências Humanas
Departamento de Geografia
Programa de Pós-Graduação em Geografia

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

DINÂMICA PALEOAMBIENTAL EM VALES SECOS DA ÁREA DE PROTEÇÃO AMBIENTAL NASCENTES DO RIO VERMELHO-APANRV, MAMBAÍ-GO.

Adivane Morais Nogueira

Orientador: Rogério Soares Elias Uagoda

Tese de Doutorado

Brasília-DF: Outubro / 2022

Universidade de Brasília -UnB
Instituto de Ciências Humanas
Departamento de Geografia
Programa de Pós-Graduação em Geografia

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA

DINÂMICA PALEOAMBIENTAL EM VALES SECOS DA ÁREA DE PROTEÇÃO AMBIENTAL NASCENTES DO RIO VERMELHO-APANRV, MAMBAÍ-GO.

Adivane Morais Nogueira

Tese de Doutorado submetida ao Departamento de Geografia da Universidade de Brasília, como parte dos requisitos necessários para a obtenção do Grau de Doutor Geografia, área de concentração Gestão Ambiental e Territorial, opção Acadêmica.

Aprovado por:

_____

Prof. Dr. Rogério Uagoda, GEA/UnB
(Orientador)

_____

Prof. Dr. José Antonio Ferrari (Instituto Geológico-SP /IGc-USP)
(Examinador Externo)

_____

Prof. Dr. Fabiano Nascimento Pupim - (Unifesp)
(Examinador Externo)

_____

Prof. Dr. Luis Felipe Soares (UFG)
(Examinador Externo)

Brasília, DF, outubro de 2022

Universidade de Brasília -UnB
Instituto de Ciências Humanas
Departamento de Geografia
Programa de Pós-Graduação em Geografia

ADIVANE MORAIS NOGUEIRA
DINÂMICA PALEOAMBIENTAL EM VALES SECOS DA ÁREA DE PROTEÇÃO AMBIENTAL NASCENTES DO RIO VERMELHO-APANRV, MAMBAÍ-GO, ...p., (UnB – Geografia, Doutor, Gestão Ambiental e Territorial, 2022).
Tese de Doutorado – Universidade de Brasília. Pós-Graduação em Geografia

1 Geomorfologia sedimentar 2 Vales Secos
2 Carste 3Cerrados

I. UnB. Geografia II. Título (série)

É concedida à Universidade de Brasília permissão para reproduzir cópias desta tese e emprestar ou vender tais cópias somente para propósitos acadêmicos e científicos. O autor reserva outros direitos de publicação e nenhuma parte desta tese de doutorado pode ser reproduzida sem a autorização por escrito do autor.

_____

Adivane Morais Nogueira

Dedicatória

Aos meus, família, amigos
e professores dedico esta tese, em especial ao grande conhecedor do carste
Luís Beethoven Piló (*In* memoriam)

Agradecimentos

Primeiramente, gostaria de agradecer e saudar Conhecimento. Não somente ao conhecimento da Ciência Geográfica, que eu escolhi, ou ainda a Geomorfologia, que me escolheu, mas do conhecimento da vida, do viver, do autoconhecimento e amadurecimento, que tem acontecido durante o processo de doutoramento. O mundo da pesquisa científica nem sempre é fácil, normalmente não é. Às vezes é assustador, porém outrora encantador. No entanto, diante todos obstáculos e dificuldades, tenho desvendado que nada pode me assustar o bastante para me fazer desistir. Hoje eu sei o porque. Toda minha trajetória me revela. Pois, com certeza não foi a mais difícil, ciente da situação da população brasileira. Todavia foi de muita luta, isso sim, com certeza. Quero deixar aqui registrado e eternizado, principalmente para mim mesma (caso um dia eu volte a me comparar, duvidar da minha capacidade ou sofrer quando não conquistar tudo que almejo), que eu nunca me esqueça de onde vim e o quão longe estou conseguindo ir, pois, já me sinto vencedora hoje. Pois, nem na minha fértil imaginação infantil eu poderia fantasiar a força e determinação que eu teria para conquistar meus sonhos, meu espaço no mundo e construir uma história de diversas batalhas vencidas. Não imaginava que eu, descendente de lavradores analfabetos ou que não puderam concluir o ensino fundamental I, e nascida no interior do interior do Mato Grosso, na zona rural, sem energia elétrica, meio de transporte, estudando em escola do campo, com inúmeras dificuldades, conseguisse chegar tão longe, a cursar uma universidade pública, fazer um mestrado acadêmico e concluir um curso de doutoramento na Universidade de Brasília, capital Federal.

Tenho descoberto nesse período que nem sempre são as facilidades que definem onde chegamos e sim a nossa persistência. Hoje, percebo o que me move, a curiosidade e a autossuperação. Estou superando minhas dificuldades, e o que acredito que tenho aprendido de mais valioso é jamais esquecer nossa história pois só sabemos o real valor da chegada quando lembramos exatamente de onde saímos. No entanto, a real importância não está no fim, mas sim, na trajetória, em cada batalha travada consigo mesmo e superada a cada novo desafio. Gostaria de agradecer profundamente todos que contribuíram ao longo desta descoberta. Ao povo brasileiro que custeia as escolas, universidades, bolsas de assistência estudantil e projetos de pesquisa. Povo esse que muitas vezes lhe foi negada a oportunidade de frequentar tais espaços. Aos professores que ainda seguem acreditando na importância do conhecimento não somente para formação de mão de obra qualificada, mas na importância de participar, socializar nestes universos de pluralidade de ideias e ideais. Ao meu Orientador que acreditou no meu potencial e determinação mesmo diante de um tema de pesquisa novo desafiador, área de estudo e metodologias novas. Aos professores Fabiano Pupim pelo suporte em especial Luís Beethoven Piló ((*In* memoriam) que contribuiu grandemente na qualificação da tese. Aos amigos que fiz ou aprofundei laços nessa trajetória, alguns contribuintes que não me deixaram desistir e ainda acreditar na bondade humana. A todos de Mambaí que acompanharam e contribuíram para a realização da pesquisa, que abraçaram a

pesquisa com carinho e confiando na importância da ciência. Aos amigos e amigas dos grupos de pesquisa que compartilham nossos sentimentos voltados ao trabalho acadêmico, em especial Dandara Caldeira, minha amiga para vida que esteve comigo em todas etapas da pesquisa me apoiando incondicionalmente, Maria Rita Fonseca, Leonardo Chaves Mendes, exemplos de que não existe barreiras que impede a ajuda mútua quando se tem determinação, dentre tantos outros. Ao meu esposo Paulo Eder Gouveia que foi minha âncora durante momentos turbulentos, minha família que sempre me incentivou e acreditou no meu potencial. À vida que me permite experenciar situações diversas, mas todas com intuito de despertar o melhor de mim.

Apoio Financeiro

A autora agradece o apoio do TCCE 01/2018 - Vale/ICMBio, processo n° 02667.000110/2017-10: Susceptibilidade, Hidrologia e Geomorfologia Cárstica Aplicadas à Conservação do Patrimônio Espeleológico da Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho (DOU n° 99 SEÇÃO 3 de 24/05 de 2018), fornecendo os equipamentos, análises, monitoramento, diárias e logística de campo para o projeto. Ao programa de pós-graduação em Geografia da Universidade de Brasília.

Resumo

DINÂMICA PALEOAMBIENTAL EM VALES SECOS DA ÁREA DE PROTEÇÃO AMBIENTAL NASCENTES DO RIO VERMELHO-APANRV, MAMBAÍ-GO.

Autora: Adivane Morais Nogueira

Orientador: Rogério Elias Soares Uagoda

O entendimento da dinâmica evolutiva dos sistemas fluviocársticos é fundamental para implementação de medidas para conservação do patrimônio espeleológico. Desta forma, este estudo se propôs em analisar a dinâmica paleoambiental dos vales secos no carste da área de proteção ambiental nascentes do rio vermelho-APANRV em Mambaí-GO. Neste sentido, se fez necessário a aplicação de diversas técnicas de análise como granulometria, morfoscopia, geoquímica (ICP-OES), mineralogia (Difração de Raio-X), isótopos estáveis ($\delta^{13}C$), morfologia, análise faciológica, datações (Luminescência Opticamente estimulada –LOE e Carbono 14) além da aplicação de geofísica rasa (GPR). Inicialmente realizou-se uma revisão teórica voltada para o conceito, possibilidades e estudos em vales secos em carste, bem como pesquisas em depósitos fluviais brasileiros que utilizaram métodos de datação (LOE e Carbono 14). Os resultados dos demais artigos demonstraram diversas fases deposicionais com idades que alcançaram no máximo 23 mil anos, no entanto, as transições fluviocársticas com abandono de vales secos ocorreram no Holoceno. Os processos deposicionais ocorreram de forma razoavelmente contínua ao longo do período analisado, com hiatos deposicionais típicos de ambientes fluviais, não indicando uma relação com os eventos climáticos regionais. Logo, indica um controle cárstico nos sistemas deposicionais nos vales secos. A dinâmica deposicional em conjunto com a interpretação na paisagem permitiram propor modelos evolutivos para cada vale seco estudado, demonstrando que as fases deposicionais estão vinculadas ao processo de transição fluviocárstica, a relação entre os sistemas deposicionais as capturas e a evolução da paisagem regional, pois as idades dos sedimentos e o período de captura ocorreram de acordo com a distância da escarpa erosiva da Serra Geral de Goiás. Os perfis de GPR a nível de vale reconheceu os limites do preenchimento dos vales secos com depósitos fluviais. O entendimento da dinâmica evolutiva dos ambientes cársticos perpassa estudo de suas diversas feições típicas, como os vales secos. Desse modo, este estudo visou contribuir para maior conhecimento da evolução complexa das paisagens cársticas, que

possui grande capacidade de resguardar sedimentos que podem ser utilizados em estudos paleoambientais e auxiliar em tomadas de decisões que viabilizem práticas de conservação/ restauração das paisagens cársticas.

Palavras-Chave: Carste, Vales Secos, Sedimentação, depósitos fluviais

PALEOENVIRONMENTAL DYNAMICS IN THE DRY VALLEYS OF THE ENVIRONMENTAL PROTECTION AREA SPRINGS OF THE RIO VERMELHO-APANRV, MAMBAÍ-GO.

Author: Adivane Morais Nogueira

Doctoral Advisor: Rogério Elias Soares Uagoda

Abstract

The understanding of the evolutionary dynamics of fluviokarstic systems is essential for the implementation of modes for the conservation of the speleological heritage. Thus, this study aimed to analyze paleoenvironmental dynamics of dry valleys in the karst of the Vermelho River Rising Environmental Protection Area-APANRV in Mambaí-GO. In this sense, it was necessary to apply several analytical techniques such as granulometry, morphoscopy, geochemistry (ICP-OES), mineralogy (X-ray Diffraction), stable isotopes (δ13C), morphology, faciological analysis, dating (Optically Stimulated Luminescence – OSL, Carbon 14) in addition to the application of near surface geophysics (GPR). Initially, a theoretical review was carried out focused on the concept and studies in dry valleys in karst and its possibilities, as well as studies of Brazilian fluvial deposits that used dating methods (OSL and Carbon 14). The results showed several depositional facies whose ages reached a maximum of 23 thousand years, however the fluviokarstic transitions with abandonment of dry valleys occurred in the Quaternary. The correlation of ages with regional studies showed an intimate relationship between past climatic events and fluviokarstic processes. The depositional dynamics along with the interpretation in the landscape allowed to propose evolutionary models for each dry valley studied, demonstrating the depositional phases linked to the fluviokarstic transitional process. The valley-level GPR profiles demonstrated the limits of filling dry valleys with fluvial deposits. The understanding of the evolutionary dynamics of karst environments goes by the study of their various typical features, such as dry valleys. Thus, this study aimed to contribute to a better understanding of the complex evolution of karst landscapes, which

have a great capacity to protect sediments that can be used in paleoenvironmental studies, allowing understanding possible future scenarios.

Keywords: Karst, Dry Valleys, Sedimentation, fluvial deposit**s**

Universidade de Brasília -UnB
Instituto de Ciências Humanas
Departamento de Geografia
Programa de Pós-Graduação em Geografia

SUMÁRIO

LISTA DE ILUSTRAÇÕES 1411

LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS 1412

1 INTRODUÇÃO 1513

1.1 OBJETIVOS 1615

1.1.1 OBJETIVO GERAL 1615

1.1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS 1715

1.3 ÁREA DE ESTUDO 1716

2 DESENVOLVIMENTO 2221

2.1 ORGANIZAÇÃO DA TESE 2221

3 CAPÍTULO 1 -REVISÃO TEÓRICA 2321

3. 1 ESTUDOS DE VALES SECOS EM ÁREAS CÁRSTICAS: REVISÃO E POSSIBILIDADES 2321

3.2 CRONOLOGIA DE DEPÓSITOS FLUVIAIS BRASILEIROS: UMA REVISÃO 4241

4 CAPÍTULO 2 -ARTIGOS DE RESULTADOS 5958

4.1 REGISTROS SEDIMENTARES EM VALES SECOS CÁRSTICOS: MAMBAÍ, BRASIL CENTRAL 5958

4.2 RECONSTRUÇÃO DA PAISAGEM A PARTIR DE SEDIMENTOS FLUVIAIS DE VALES SECOS ABANDONADOS DEVIDO A DINÂMICA FLUVIOCÁRSTICA NO CERRADO DO BRASIL CENTRAL 9188

4.3 O USO DA GEOFÍSICA NA CARACTERIZAÇÃO DE DEPÓSITOS SEDIMENTARES EM VALES SECOS DE ÁREA CÁRSTICA, CERRADOS DO BRASIL CENTRAL ..... 91~~29~~

5 CONCLUSÕES GERAIS ..... 153~~145~~

ANEXOS ..... 157~~147~~

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1-Configuração geográfica da área de estudo.A) Localização da área de estudo no contexto do bioma do Cerrado brasileiro na América Latina. B) APA no nordeste goiano e o contexto regional. C) Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho (APANRV) no cenário das formações geológicas da região. D) contexto altimétrico dos dos vales secos 1) rio das Pedras; 2 (a/b) rio Ventura3 Rio Extrema. E) perfil longitudinal altimétrica Fonte: SIG- Goiás-Superintendência de Geologia e Mining SIG (2006)

Figura 2 Configuração geomorfológica regional A) borda do Chapadão Central mirante para superficies dissecadas B) vale do rio Vermelho em direção ao rio Correntes C) Morros testemunhos da antiga superficie D) rio Extrema passando do ambiente superficial para o cárstico (sumidouro) E) Ressurgencia do rio Estrema F) Dinâmica geomorfológica adaptado de (GASPAR; CAMPOS, 2007;CALDEIRA et al., 2021).

LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS

APANRV - Área de Proteção Ambiental Nascente do Rio Vermelho
CANIE – Cadastro Nacional de Informações Espeleológicas
14C – Carbono 14
CECAV – Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas
CPRM – Serviço Geológico do Brasil
ICMBIO – Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade
LAGEQ – Laboratório de Geoquímica e Água
LALLS – Low Angle Laser Light Scattering
LEGaL - Laboratório de Espectrometria Gama e Luminescência
LOE – Luminescência Opticamente Estimulada
UnB- Universidade de Brasília
A.P. “Antes do Presente” considerando o presente o ano de 1950 A.D.

1 INTRODUÇÃO

Terrenos cársticos são regiões sob rochas que sofreram processos de dissolução pela ação da água superficial e subterrânea, formando feições distintas como depressões, dolinas, sistemas de cavernas dentre outras (KARMANN, 1994). Vales secos (*Dry valleys*) também característicos de regiões cársticas, correspondem aos vales fluviais sem rios em que o fluxo foi capturado por um sistema subterrâneo, ou seja, onde anteriormente havia um rio que atualmente flui em subsuperfície (JOCY; CRUZ, 2019; TRAVASSOS, 2019). A transição (captura) de fluxo superficial ocorre por meio de sumidouros, local onde um rio superficial encontra uma abertura na rocha, podendo demarcar entradas de cavernas. O termo sumidouro é amplamente utilizado para descrever um buraco, fissura ou rachadura tanto em maciços rochosos quanto nos contatos litológicos de uma região cárstica, ou seja, um sumidouro é uma abertura pela qual o rio superficial é capturado para o subterrâneo (JOCY; CRUZ, 2019; TRAVASSOS, 2019). Os sumidouros podem se apresentar horizontalmente ou ainda verticalmente no leito do rio (*pot-holes)* podendo estar associados as fraturas em rochas solúveis (TRAVASSOS, 2019).

Os vales secos podem conter sedimentos que sejam de fato do antigo canal fluvial (paleocanal) com base em evidências como: localização e alinhamento geral do depósito com o percurso anterior do rio, inclinação consistente entre ambos e morfologia transversal do vale antigo (paleovale) similar ao atual. Tais evidências podem levar a conclusão de que o vale seco é de fato um paleovale do rio atual (JERIN; PHILLIPS, 2017). Os processos de transição fluvial para cárstico e vice-versa favorecem a existência de paisagens dominadas pelo carste com ausência quase total de sistemas superficiais, ou ainda, ricas em fluxos superficiais e pobres em carste quando o domínio cárstico é convertido em fluvial. Supõe-se que a competição entre eles seja responsável pela divergência da paisagem e o equilíbrio entre a drenagem fluvial e cárstica é frequentemente dependente das condições ambientais locais (PHILLIPS; WALLS, 2004).

Estudos de sedimentos contidos em paleovales de áreas cársticas podem ser utilizados como próxies ambientais diversos, para o entendimento erosivo deposicional em ambiente cárstico, registros paleoclimáticos, evolução da paisagem dentre outros (JAILLET et al., 2004; JERIN; PHILLIPS, 2017; PHILLIPS et al., 2004; PHILLIPS; WALLS, 2004; WOODSIDE; PETERSON; DOGWILER, 2015; BAI et al., 2013;

BENAC et al., 2013; DE WAELE et al., 2012; GIOIA et al., 2011; MONOD; KUZUCUOĞLU; OKAY, 2006; PHILLIPS; WALLS, 2004).

Portanto, esta pesquisa envolve a dinâmica fluviocárstica com uso de sedimentos contidos em vales secos localizados no nordeste goiano, na Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho (APANRV) integrando-se o projeto de "Susceptibilidade, Hidrologia e Geomorfologia Cárstica Aplicadas à Conservação do Patrimônio Espeleológico da Área de Proteção Ambiental das Nascentes do Rio Vermelho" (Termo de Compromisso de Compensação Espeleológica- TCCE nº 01/2018/ICMBIO). O mesmo é coordenado pelo professor Dr. Rogério Uagoda, que também é orientador no âmbito do projeto de doutorado, no programa de pós-graduação em Geografia-UnB.

Esta pesquisa permeia no campo da geomorfologia cárstica e fluvial, com suporte em cartografia, sedimentologia, geocronologia, geoquímica, mineralogia, isótopos estáveis e demais técnicas relativas à temática. A área da APANRV não dispõe de informações acerca dos mecanismos de controle da evolução fluviocárstica, tão pouco da história sedimentar anterior as transições fluviocársticas. A investigação se justifica principalmente pela ausência de informações a respeito do carste da APANRV e os resultados da pesquisa integram o conjunto de informações úteis ao planejamento e gestão da APA, resultantes do projeto maior citado.

O problema da pesquisa baseia-se em como as transições fluviais por meio de sumidouros oferecem registros sedimentares contidos nos paleovales que permitem reconstruir cenários paleoambientais anteriores, durante e depois do processo de transição fluviocárstica, passagem do rio superficial para o ambiente subterrâneo. Inclusive podem ocorrer de forma repentina gerando grandes transformações na paisagem. Vale ressaltar que a pesquisa se desenvolveu orientando-se por algumas hipóteses, como demonstrar por meio do estudo que os vales abandonados eram de fato oriundos dos determinados rios que foram capturados, bem como evidenciar a participação dos fenômenos estruturais e climáticos no processo evolutivo, além de entender melhor a evolução da paisagem local e regional. Diante da problemática foram propostos os seguintes objetivos:

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 OBJETIVO GERAL

Analisar a dinâmica paleoambiental dos depósitos fluviais contidos em vales secos originários do sistema fluviocárstico, utilizando análise multiparâmetro para

interpretação dos níveis deposicionais, a fim de propor modelos evolutivos das áreas dos vales estudados na APANRV.

1.1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

1- Construir um arcabouço teórico sobre sedimentos fluviais e vales secos em áreas cársticas, incluindo uma revisão sobre a cronologia de depósitos fluviais no Brasil;

2- Identificar os vales secos com sedimentos fluviais originários a partir de transições fluviais superficiais para o sistema cárstico por meio de sumidouros;

3 – Entender o processo e dinâmica fluviocárstica com a caracterização das fases deposicionais presentes em cada perfil sedimentar dos vales secos por múltiplas análises;

4- Propor um modelo evolutivo para as áreas de transições fluviocársticas analisadas correlacionando as características dos sistemas deposicionais dos vales secos juntamente com a geomorfologia cárstica envolvida;

5- Reconhecer as formas deposicionais dos vales com uso de radar de penetração do solo (GPR).

1.3 ÁREA DE ESTUDO

A APANRV está localizada no cerrado do Brasil central (Figura 1-A) no nordeste goiano entre os municípios de Mambaí, Damianópolis, Buritinópolis e Posse, a 230 km de Brasília-DF (Figura 1-B/C). Esta unidade de conservação foi criada em 2001, com o objetivo principal da conservação de seu patrimônio espeleológico (PORTARIA Nº 116, DE 12 DE FEVEREIRO DE 2020 - ICMBio processo SEI nº 02070.001144/2020-37). Na área estudada afloram dois conjuntos litológicos principais: calcários e arenitos. A maior parte da unidade de conservação está sobre arenitos avermelhados e friáveis do Grupo Urucuia (Neocretáceo), responsáveis pelos maiores desníveis da área, escarpas retraídas no setor oriental. A parte superior é de plana a suavemente ondulada, chegando a escarpada quando próxima à Serra Geral de Goiás, na divisa de Goiás com a Bahia. Nesse setor pode-se vislumbrar a porção ocidental, constituída por calcários da Formação Lagoa do Jacaré, Grupo Bambuí (Neoproterozóico), onde se localizam as cavernas e o fluviocarste em que se assentam as bacias dos rios Corrente e Vermelho (Figura 1-C/E). No geral, as áreas de calcários são topograficamente mais deprimidas e dissecadas pela rede de drenagem, com afloramentos calcários com intercalações de folhelhos, correlacionados à Formação Lagoa do Jacaré (CRUZ, 2012a) (Figura 1-D/E).

Na região, o relevo cárstico está associado às rochas carbonáticas (Neoproterozóicas) do Grupo Bambuí, que apresenta sequência pelítico-carbonatada depositados em ambiente de sedimentação exclusivamente marinho, compreendendo da base para o topo as formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias (CRUZ, 2012b). A Formação Lagoa do Jacaré, que aflora na

região é composta por estratos que correspondem a uma associação de rochas pelito-carbonáticas compostas por calcários oolíticos e psolíticos, cinza escuros, fétidos, siltitos e margas (ALVARENGA et al., 2007; CRUZ, 2012b) (Figura1-C).

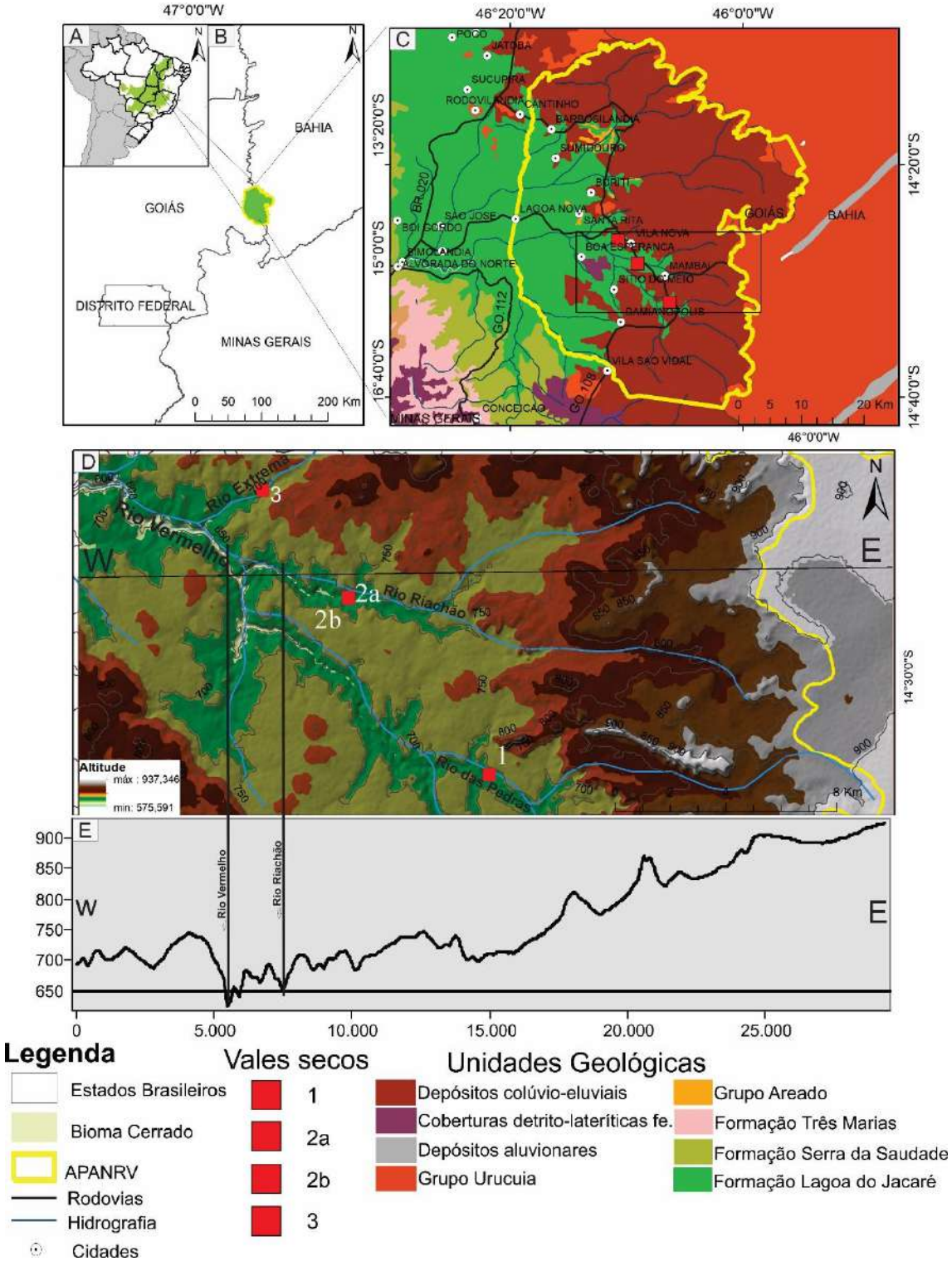


Figura 1-Configuração geográfica da área de estudo.A) Localização da área de estudo no contexto do bioma do Cerrado brasileiro na América Latina. B) APA no nordeste goiano e o contexto regional. C) Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho (APANRV) no cenário das

formações geológicas da região. D) contexto altimétrico dos dos vales secos 1) rio das Pedras; 2 (a/b) rio Ventura3 Rio Extrema. E) perfil longitudinal altimétrica Fonte: SIG- Goiás-Superintendência de Geologia e Mining SIG (2006)

A área estudada apresenta diversas feições cársticas e fluviocársticas, definidas pela ocorrência de vales escarpados profundos. Ao longo das drenagens menores, o recuo dos vales também tende à verticalidade com afloramentos laterais descontínuos, presença de segmentos de vale cego e vale seco abandonado, múltiplos pontos de sumidouro e ressurgências (MYLÈNE BERBERT-BORN; TRINDADE, 2003) (Figura 2-D/E). Como a Formação Lagoa do Jacaré nessa porção possui intercalações com unidades pelíticas é formado um carste coberto, seja na relação pelito/calcário ou arenito/calcário quando em contato com o Grupo Urucuia.

As principais feições geomorfológicas da região são evidenciadas por morfoesculturas climáticas, dando origem a formas dissecadas e rebaixadas, interpostas as formas conservadas, que representam remanescentes da topografia mais antiga, sendo drenada pelo rio Correntes, afluente do Rio Tocantins (MIRANDA, 2016) (Figura 2-F).

No contexto geomorfológico (Figura 2) a paisagem é composta de uma cuesta denominada Serra Geral de Goiás (Figura 2-A), gerada principalmente pela erosão regressiva (CHEREM; VARAJÃO, 2014). Configurando uma porção superior (Chapadão Central) estrutura remanescente dos arenitos do Grupo Urucuia e a porção inferior (Vão do Paranâ) que se trata dos resquícios nas antigas superfícies sobre as rochas do Grupo Bambuí (Figura 2-B), entremeio ambas se dispõem de depósitos colúvio-eluvionares gerados a partir da regressão dos arenitos. Morros residuais se destacam na paisagem testemunhando a regressão da escarpa (Figura 2-C).

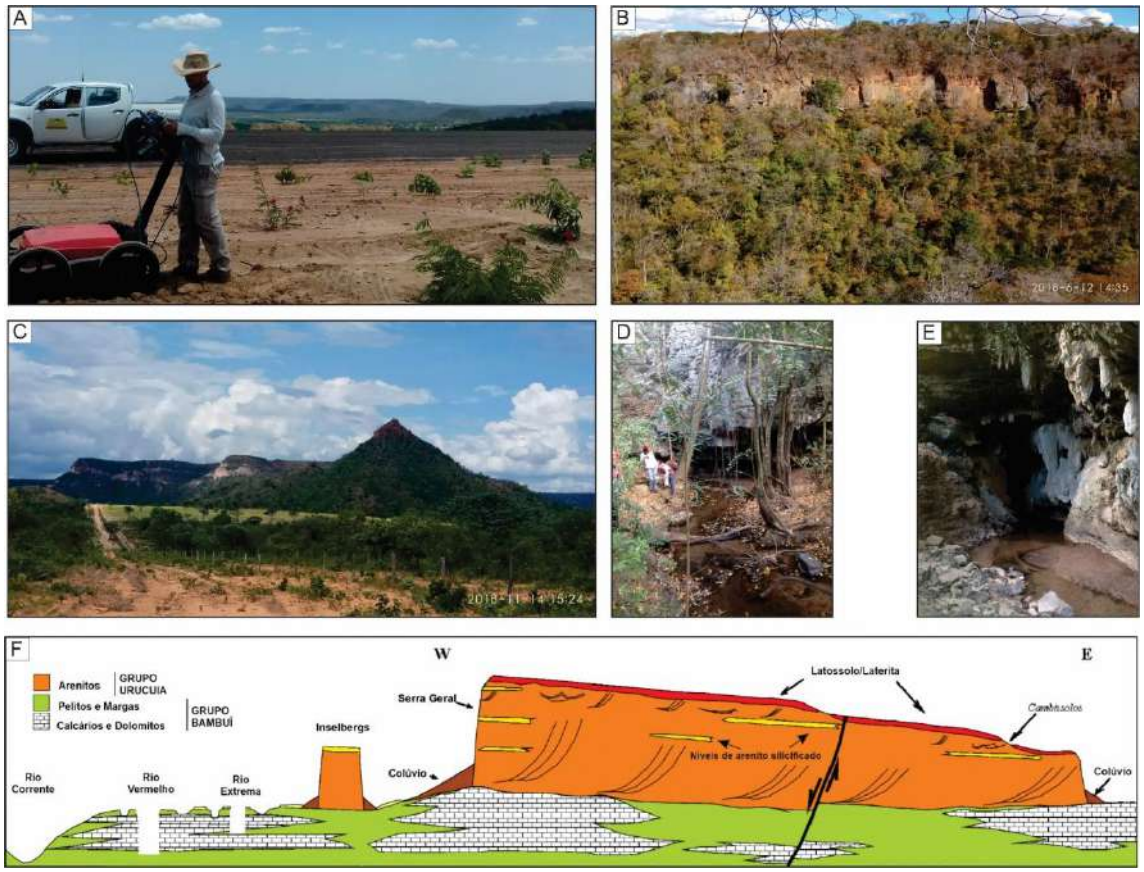


Figura 2 Configuração geomorfológica regional A) borda do Chapadão Central mirante para superficies dissecadas B) vale do rio Vermelho em direção ao rio Correntes C) Morros testemunhos da antiga superficie D) rio Extrema passando do ambiente superficial para o cárstico (sumidouro) E) Ressurgencia do rio Estrema F) Dinâmica geomorfológica adaptado de (GASPAR; CAMPOS, 2007;CALDEIRA et al., 2021)

A litologia juntamente com demais condicionantes ambientais permitem a formação de solos como os cambissolos que podem estar associados a diversas litologias da região descritos em arenitos do Grupo Urucuia e também em rochas carbonáticas do Grupo Bambuí. Os chernossolos estão associados as rochas da Formação Lagoa do Jacaré, relevos planos ou suave ondulado. Os latossolos fazem-se presente principalmente em relevo plano das chapadas. A concentração dos organossolos ocorrem nas regiões de drenagens, associados a Formação Posse, e relevos que variam de plano a suave ondulado. Os neossolos quartzarênicos são formados com base em duas litologias da Formação Posse e Grupo Areado, enquanto o relevo varia de plano a ondulado. Por fim, os neossolos litólicos estão associados a relevos dissecados e íngremes ligados aos siltitos da Formação Lagoa do Jacaré (HUSSAIN et al., 2020; NUNES, 2020).

A paisagem cárstica tem sido considerada como uma região frágil e peculiar devido a ocorrência de transferência de fluxo superficial para o subterrâneo, tais fluxos podem de maneira mais rápida potencializar a propagação de possíveis poluentes atingindo o aquífero cárstico. Além disso podem se estender muito além desses limites das bacias hidrográficas. As alterações em tais ambientes também comprometem a vida endêmica (PILÓ; AULER, 2019). A ocupação antrópica é caracterizada por pequenas propriedades e assentamentos fundiários, cuja atividade econômica predominante é a pecuária. Algumas atividades humanas têm sido potencialmente nocivas aos ambientes cársticos, principalmente em se tratando da fonte de carga sólida em rios, causando prejuízos aos ambientes que ainda carecem de estudos para sua compreensão, comprometendo o patrimônio natural, cultural e científico (MYLÈNE BERBERT-BORN; TRINDADE, 2003).

2 DESENVOLVIMENTO

2.1 ORGANIZAÇÃO DA TESE

A pesquisa está organizada em artigos acadêmicos, envolvendo revisões teóricas e artigos de resultados. O primeiro artigo teórico, publicado na revista Caminhos de Geografia, volta-se diretamente ao ambiente cárstico, pois trata de um levantamento de estudos sobre vales secos em áreas cársticas e possiblidades de análises. Eles foram levantados junto a Plataforma *Web Of Science*, assim, vislumbrando possibilidades de estudos em vales secos no Brasil, uma vez que dispõe de diversas áreas cársticas, principalmente nos Cerrados do Brasil Central.

O segundo encontra-se em fase de revisão na Revista do Departamento da USP, baseou-se na compilação de artigos publicados e disponíveis na Plataforma *Web Of Science* com datações de radiocarbono e Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) em depósitos superficiais fluviais no Brasil, agrupados por biomas. A partir da identificação de tais estudos possibilitou organizar as idades em períodos climáticos conhecidos.

Os artigos de resultados foram construídos de acordo com a proposta/objetivos da pesquisa. O primeiro trata-se dos: Registros sedimentares em vales secos cársticos: Mambaí, Brasil central, já fora traduzido submetido na revista *Journal of South American Earth Sciences.*

. O segundo trata-se da Reconstrução da paisagem a partir de sedimentos fluviais de vales secos abandonados devido a dinâmica fluviocárstica no Cerrado do Brasil central submetido a revista *Geomorphology*. O terceiro busca o reconhecimento das formas deposicionais, a nível de vale com uso do GPR: O uso da geofísica na caracterização de depósitos sedimentares em vales secos de área cárstica, cerrados do Brasil central, submetido a revista Anais da Academia Brasileira de Ciências.

3 CAPÍTULO 1 -REVISÃO TEÓRICA

3. 1 ESTUDOS DE VALES SECOS EM ÁREAS CÁRSTICAS: REVISÃO E POSSIBILIDADES

REVISTA CAMINHOS DE GEOGRAFIA
http://www.seer.ufu.br/index.php/caminhosdegeografia/

ISSN 1678-6343
DOI:http://www.seer.ufu.br/index.php/caminhosdegeografia/article/view/59090

ESTUDOS DE VALES SECOS EM ÁREAS CÁRSTICAS: REVISÃO E POSSIBILIDADES

Adivane Morais Nogueira
Universidade de Brasília, Departamento de Geografia, Pós-Graduação em Geografia, DF, Brasil
adinogueira2010@hotmail.com

Rogério Uagoda
Universidade de Brasília, Departamento de Geografia, Pós-Graduação em Geografia, DF, Brasil
rogeriouagoda@unb.com.br

Dandara Caldeira
Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica, DF, Brasil
dandara.caldeira2014@gmail.com

RESUMO

O carste apresenta regiões de conexões entre os sistemas fluviais e cársticos o fluviocarste, dispondo de feições típicas, como os vales secos. Tais feições vêm sendo estudadas de diversas formas para contribuir no entendimento da dinâmica geomorfológica do carste. Este estudo visa fazer uma revisão sobre vales secos em sistemas cársticos, tendo em vista observar o potencial científico destas áreas para diversas aplicabilidades. A revisão utilizou como principal forma de busca a plataforma *Web Of Science* (todas as bases), abrangendo o período entre 1945-2020, que abordavam sobre tais feições, com o uso das seguintes palavras-chave: *karstic valley, dry valleys, blind valley, relict valley, ancient valley, fossil valley, solution valley, paleovalley e paleokarst valley*, resultando em vinte e sete trabalhos, com diversas propostas de análise, evidenciando os fatores envolvidos na dinâmica fluviocárstica. O levantamento permite observar que são poucos estudos considerando a extensão de ocorrência de rochas carbonáticas no mundo, havendo concentração das pesquisas no continente europeu. No Brasil, apesar de dispor de regiões carbonáticas e das várias áreas mapeadas com ocorrência de cavernas, principalmente no bioma Cerrado, não há pesquisas sobre o tema, mesmo que viabilizem a identificação dos fatores que influenciam evoluções dos sistemas fluviocársticos.

Palavras-chave: Revisão. Carste. Vales. Depósitos Fluviais. Cerrado.

STUDIES OF PALEOVALLEYS IN KARSTIC AREAS: REVIEW AND POSSIBILITIES

ABSTRACT

The karst presents regions of connections between the fluvial and karstic systems the fluviokarst, having typical features, such as dry valleys. Such features have been studied in different ways to contribute to the understanding of the geomorphological dynamics of karst. This study aims to review dry valleys in karst systems, in order to observe the scientific potential of these areas for different applications. The review used the Web Of Science platform (*all bases*) as the main form of search, covering the period between 1945-2020, which addressed these features, using the following keywords: karstic valley, dry valleys, blind valley, relict valley, ancient valley, fossil valley, solution valley, paleovalley and paleokarst valley, resulting in twenty-seven studies, with several proposals for analysis, highlighting the

factors involved in fluviocartic dynamics. The survey shows that there are few studies considering the extent of occurrence of carbonate rocks in the world, with a concentration of research on the European continent. In Brazil, despite having carbonate regions and the various areas mapped with the occurrence of caves, mainly in the cerrado biome, there is no research on the topic, even if they make it possible to identify the factors that influence the evolution of fluviocartic systems.

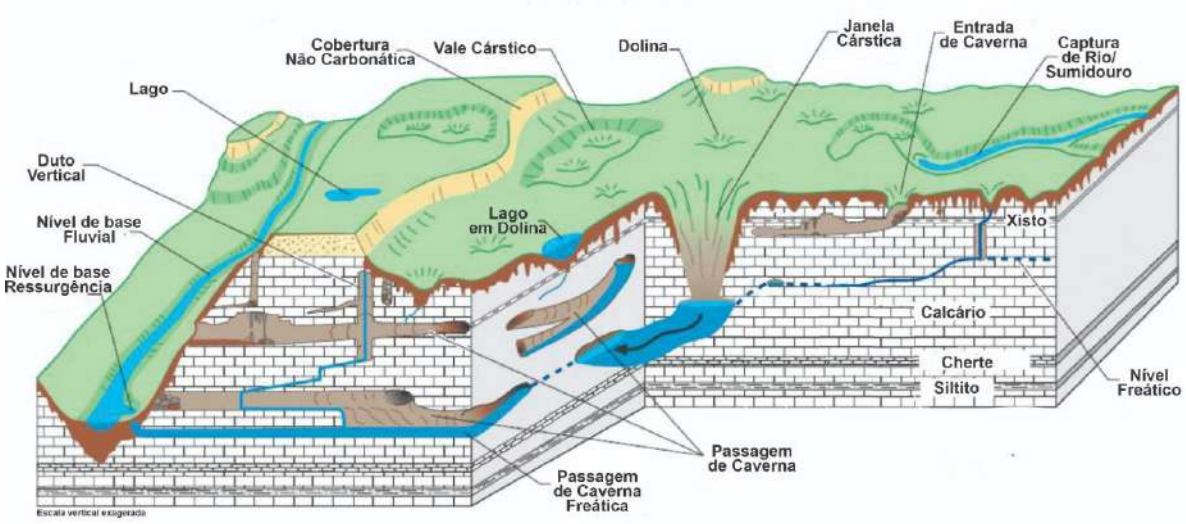
Keywords: Review. Karst. Valleys. Fluvial Deposits. Cerrado.

INTRODUÇÃO

As paisagens cársticas possuem um sistema geomorfológico diferente das outras devido ao papel da dissolução química do calcário (Figura 1) (FORD e WILLIAMS, 2007). O grau de desenvolvimento cárstico varia de região para região como resultado de condições climáticas, geológicas e do relevo. São áreas conhecidas por dispor de formas características a estes ambientes, contendo redes de drenagem subterrâneas e cursos sub-superficiais, normalmente com grande número de dolinas, *canyons* profundos, cursos de água alogênicos, sumidouros, cavernas, vales secos e outros (FORD e WILLIAMS, 2007; PALMER, 2007).

A carstificação é o processo de infiltração da água e dissolução da rocha, principalmente por mecanismos químicos, envolvendo a presença de água e ácido carbônico (HARMAND et al., 2017). Tais ambientes apresentam uma evolução geológica e geomorfológica complexa e fascinante, devido à dificuldade para entender todos os fatores que influenciam seu desenvolvimento como as conexões irregulares e complexas entre a superfície e o subsolo e fluxo de águas aparente (BENAC et al., 2013; BOČIĆ; PAHERNIK; MIHEVC, 2015; FORD e WILLIAMS, 2007; WOODSIDE; PETERSON; DOGWILER, 2015).

Figura 1. Modelo ilustrativo da dinâmica fluviocárstica demostrando diversas formas de conexão do sistema fluvial superficial e cárstico.



Fonte: Taylor e Greene, (2008)

O ambiente cárstico engloba características morfológicas e hidrológicas, superficiais e subterrâneas, que estão relacionadas ao processo de dissolução de rochas solúveis, como carbonatos e evaporitos, permitindo a ocorrência de formas típicas destes ambientes (GUTIÉRREZ et al., 2014). A conexão direta entre a superfície e os aquíferos subjacentes de alta permeabilidade torna os aquíferos cársticos extremamente vulneráveis à poluição apresentando problemas de instabilidade do solo. A falta de planejamento e gestão adequada levam à ocupação inapropriada destas áreas, gerando graves problemas ambientais (GUTIÉRREZ et al., 2014).

Regiões de transição morfológica que conjugam características fluviais e cársticas foram denominadas por White (1988) como fluviocársticas em que os cursos dos rios estão em parte superficiais e parte subterrâneos, podendo originar-se do carste ou não. Nos casos das áreas cársticas quando há ocorrência de sumidouro e o fluxo superficial fluvial é transferido para o subterrâneo, o antigo vale torna-se seco.

A importância de estudos voltados a sedimentos fluviais contidos em vales secos está na capacidade de oferecer informações sobre a dinâmica fluviocárstica local e a evolução geomorfológica regional, permitindo que tais conhecimentos viabilizem a conservação destes ambientes por meio da elaboração de um gerenciamento seguro e sustentável das regiões cársticas. Diante disso, observou-se a necessidade de reunir os trabalhos realizados em tais feições, ressaltando a capacidade dos vales secos enquanto geoarquivos naturais capazes de resguardar sedimentos, os quais permitem entender a evolução dos paleoambientes e paisagens.

O estudo de vales secos abandonados em áreas cársticas é fundamental para o entendimento da dinâmica evolutiva destas paisagens. Desta forma, esta pesquisa busca reunir os artigos disponíveis na plataforma de busca *Web Of Science* (todas as bases de dados) que abordam a temática atingindo, assim, um período fornecido pela plataforma entre os anos 1945-2020, em todo o mundo. As palavras-chave de busca utilizadas foram: *Dry valleys, karst, sediments, fluvial, deposit, sink, terraces, river, paleodrainage, abandoned, sinkhole, paleochannels, knickpoint, blind valley, relict valley, ancient valley, fóssil valley, solution valley, paleovalley e paleokarst valley.* Tais termos foram buscados individualmente e em grupo, sendo checados todos os artigos que os contivessem.

Dessa maneira, foi possível reunir vinte e sete trabalhos sobre vales em área cárstica. Paralelamente, foram consultadas as referências existentes nos próprios artigos para identificar outros trabalhos e incorporados ao grupo. Demais trabalhos, principalmente os mais antigos, não se encontravam disponíveis para acesso eletronicamente não sendo, portanto, considerados.

O propósito deste estudo é revisar os tipos de denominações de vales em áreas cársticas reunindo os trabalhos existentes além de abordar os fatores influenciadores da dinâmica fluviocarstica. Por fim, apresentar possibilidades de estudos em fluviocarste do território brasileiro uma vez que dispõe de vastas áreas de ocorrência de rochas carbonáticas, possibilitado a existência de vales secos.

O bioma Cerrado destaca-se neste cenário apresentando as maiores áreas carbonáticas com potencial de estudo, que viabilize analisar as condições ambientais associadas a dinâmica fluviocárstica. De forma complementar, fora realizado um levantamento acerca dos registros climáticos no Cerrado do Brasil central durante o Holoceno Superior. Esta revisão faz parte do arcabouço teórico do projeto de doutoramento que está em desenvolvimento sobre vales secos no Cerrado do Brasil central.

TIPOLOGIAS DE VALES ASSOCIADOS AO SISTEMA FLUVIOCÁRSTICO

Processos de dissolução, erosão, incisão e aspectos estruturais das rochas carbonáticas levam a desvios de fluxo e transições de forma de relevo, entre fluxos de superfície canalizada (fluvial) e de subsolo concentrado (conduto cárstico) (PHILLIPS, 2018). Os desvios ocorrem por meio de sumidouros ou *ponor* (*sinkhole),* gerando a passagem (conexão) do sistema fluvial para o subterrâneo, que pode ocorrer de forma repentina (abrupta) ou lentamente. Com a carstificação sucessiva, a rede hidrográfica superficial se fragmenta com reorganização no subsolo. Formas que geram pontos de descarga do aquífero oferecendo água para os cursos superficiais são denominados surgências e ressurgências (TRAVASSOS, 2019). A captura de um canal superficial para o sistema subterrâneo também é denominada pirataria de fluxo (*flow piracy*). A compreensão de seus mecanismos pode levar a um melhor entendimento do registro geológico. O reconhecimento de que a pirataria de fluxo ocorreu no passado é comumente baseado em observações de vales secos, córregos decapitados (*beheaded*) e cotovelos de captura (PEDERSON, 2001; PHILLIPS, 2017).

A dinâmica fluviocárstica permite a formação de diversas feições associadas. Dentre eles destacam-se os tipos de vales que são depressões topográficas alongadas, abertas, inclinadas em uma determinada direção em toda a sua extensão, que pode ser ou não ocupada por água (TRAVASSOS; RODRIGUES; TIMO, 2015). De acordo com Travassos; Rodrigues; Timo (2015) vale cárstico é um vale fluvial escavado em regiões cársticas. Devido à elevada permeabilidade são, como regra, denominados vales secos ou vales cegos.

Vale cego (*Blind valleys*) trata-se de um vale fluvial que se fecha abruptamente à jusante, pelo fato de ocorrer uma barreira natural que, no entanto, não represa a água, mas sim a captura por meio de um sumidouro ou *ponor*. Neste caso toda água é drenada e desaparece durante todo o ano (TRAVASSOS, 2019; TRAVASSOS; RODRIGUES; TIMO, 2015). Já o oposto do que ocorre em um

vale cego, ou seja, um vale escavado por um rio que seja alimentado por uma nascente ou surgência, é denominado vale fechado (*Pocket valleys*) (TRAVASSOS, 2019).

Vales secos (*Dry valleys*) são os vales fluviais sem rios, devido à água ter sido capturada para o sistema subterrâneo (Figura 3). Em alguns casos podem apresentar água intermitente em determinadas épocas do ano (BOCIC, 2003; BOČIĆ e BAĆURIN, 2004; BOCIC; PAHERNIK; MIHEVC, 2015; TRAVASSOS, 2019). De acordo com Bauer (2008) seu *layout* e forma são, portanto, "herdados" de outra época. Desse modo, os vales secos representam vestígios da antiga rede fluvial de superfície, ou seja, um traço morfológico do antigo fluxo de superfície (BOČIĆ e BAĆURIN, 2004). Para Jennings (1985),, Piló (2000), White, (1988) vales secos configuram testemunhos de antigo vale fluvial em que o curso atual ocorre no subterrâneo.

Vales secos sem cursos superficiais são umas das formas de relevo características de terrenos cársticos (BOCIC; PAHERNIK; MIHEVC, 2015; MONOD; KUZUCUOĞLU; OKAY, 2006; WARWICK, 1964). Os vales cársticos também são referidos como: vale seco, vale relíquia (remanescente), vale antigo, vale fóssil, vale de solução, paleovale e ainda vale paleocarste (ÖZTÜRK, 2020; ŞENER e ÖZTÜRK, 2019).

Em relação ao conceito de paleodrenagem, Conti (2012) evidencia que mudanças em grande escala nas características fluviais devem estar relacionadas a processos ambientais mais amplos que podem alterar a própria natureza do sistema de bacias. Conceitos como paleovale (*Paleovalley*) e paleocanal (*Paleochannel*) frequentemente são atribuídos a variações locais no sistema de drenagem (pequena escala).

Vales relíquias estão fortemente relacionados e são formados por uma combinação de processos cársticos e fluviais em que as fases tectônicas juntamente com o desenvolvimento fluvial e mudanças climáticas são os principais fatores que explicam a morfologia atual de acordo com estudos de Košutnik (2007), Sauro (2013), Şener e Öztürk (2019); Öztürk (2020). Phillips (2017) afirma existirem formas que representam captura ou desvio de fluxo superficial para condutos incluindo vales secos cársticos e paleovales que são resultantes da pirataria cárstica. Pesquisas de reconhecimento são necessárias para compor evidências de que o vale nas proximidades da captura fluvial é de fato o paleovale do rio em questão, considerando fatores como: localização, alinhamento geral do depósito consistentes com o caminho anterior do rio; inclinação do depósito de acordo com os gradientes de inclinação do rio e a morfologia transversal (vale) consistente com o vale atual (JERIN e PHILLIPS, 2017).

O resultado deste processo de captura é o rebaixamento do nível de base do rio, causando, portanto, mudanças bruscas no gradiente de um perfil longitudinal, podendo formar uma queda d'água (*knickpoint*). A migração de nível de base geralmente afeta o processo na evolução do relevo e o desenvolvimento das cavernas, uma vez que os componentes dos sistemas fluviais e cársticos, e a drenagem regional estão ligados aos mesmos controles de nível de base (FABEL et al., 1996; FORD e WILLIAMS, 2007). Sendo assim, a compreensão dessas transições não é apenas relevante para os processos da evolução da paisagem fluviocárstica em si, mas também para a evolução da paisagem de forma mais ampla. No entanto, os processos geomórficos e os fluxos hidrológicos não são bem compreendidos em riachos controlados por leito de rocha ou em sistemas cársticos, em comparação com riachos aluviais e sistemas de águas subterrâneas não cársticas (PHILLIPS, 2017).

Transições fluviais superficiais para o domínio cárstico e subsuperficial (FC), e as transformações de carste para fluvial (CF) documentadas identificam várias mudanças nesse sistema (JAILLET et al., 2004; PHILLIPS et al., 2004; PHILLIPS e WALLS, 2004; WOODSIDE; PETERSON; DOGWILER, 2015; JERIN e PHILLIPS, 2017; ŞENER e ÖZTÜRK, 2019). Desta forma, paleovales secos, redes paleo-hidrográficas e suas relações com outras formas cársticas podem ser usadas para diversos tipos de estudos, dentre eles a reconstrução da evolução cárstica (PHILLIPS e WALLS, 2004; MONOD; KUZUCUOĞLU; OKAY, 2006; GIOIA et al., 2011; DE WAELE et al., 2012; BAI et al., 2013; BENAC et al., 2013).

A incisão do rio resulta no abandono das superfícies erosivas da planície de inundação, e as passagens das cavernas podem se desenvolver inclusive durante os períodos de estabilidade do nível de base, podendo resultar na formação de terraços vinculados à migração de *knickpoint*, pois, formas antigas são exemplos que caracterizam a estabilidade na paisagem com baixas taxas de incisão. O sistema de drenagem subterrânea pode resultar na diminuição ou cessação do fluxo sobre os vales abandonados reduzindo as taxas de recuo. A estagnação dos *knickpoints* neste local significa que

eles estão bem preservados e relativamente ajustados aos terraços fluviais preservados com os quais são geneticamente conectados (FABEL et al., 1996).

Ao longo do tempo foram compiladas características comuns que confirmam a ocorrência de capturas fluviais como os cotovelos de captura (*elbows of capture*), variedades de seixos rolados (*fluviatile gravels*) existentes em seu vale e interrupções no perfil longitudinal do rio (*river profile*). Em algumas regiões, o desenvolvimento de terraços está associado a captura fluvial onde os rios podem ter sido os responsáveis pela deposição de material grosseiro em seu vale e podem oferecer pistas sobre a origem destes cascalhos, isto é, sua área fonte, no caso de uma captura fluvial. Terraços também dão excelentes pistas para reconhecer mudanças no fluxo do rio. As inclinações dos depósitos do terraço refletem a direção do fluxo quando os sedimentos foram depositados. Se a direção dos depósitos do terraço diferir do canal atual, isto pode indicar uma captura fluvial. Se um depósito fluvial contém tipos de rochas não compatíveis com o rio atual, isto pode indicar que uma captura fluvial ocorreu anteriormente (ZAPROWSKI; EVENSON; EPSTEIN, 2002).

ESTUDOS DE VALES EM ÁREAS CÁRSTICAS

Registros aluviais apresentam um grande desafio, uma vez que a natureza da atividade fluvial determina que apenas fragmentos dos componentes depositados sobrevivem para posterior interpretação (MACKLIN; JOHNSTONE; LEWIN, 2005). No ambiente cárstico esta dificuldade pode ser superada uma vez que registros sedimentares podem ser resguardados em vales abandonados de acordo com a captura da rede de drenagem por meio de sumidouros ou dolinas.

Em seguida, dispomos do quadro contendo as pesquisas acessadas e a principal dinâmica envolvida na formação dos vales (Quadro 1).

Quadro 1. Pesquisas realizadas sobre vales em áreas cársticas.

Estudos em paleovales em áreas cársticas					
Cód	**Estudos**	**Tipo de Feição**	**Local**	**Objetivo**	**Dinâmica envolvida**
1	(FABEL et al., 1996)	Vale Seco, Vale Cego	Buchan, Austrália	migração de *knickpoint* e desenvolvimento de cavernas	litologia e estrutura
2	(PHILLIPHS et al, 2004)	Vales abandonados, paleocanais	Kentucky Central-EUA	evolução divergente em paisagens fluviocarste de Kentucky Central	parâmetros hidráulicos de energia
3	(MONOD et al., 2006)	Vales abandonados, Vales Secos, Vales Fósseis, paleovales, paleodrenagem	Touro Ocidental, Turquia	reconstrução de rede fluvial	eventos tectônicos e falhas
4	(KOŠUTNIK, 2007)	Vale Seco	Kras, Eslovênia	formação de vale seco e a origem do paleovale abandonado	erosão fluvial
5	(BENAC et al., 2013)	vales cársticos secos, rede fluvial (palaeo), vale cego	Ilha de Krk, Norte Adriático, Croácia	erosão fluvial na formação do sistema cárstico	atividade tectônica recente e condições climáticas variáveis
6	(BOČIĆ et al., 2015)	vales secos, paleodrenagem, paleovale, vale relíquia, vale cego	Korana, Croácia	evolução dos planaltos cársticos e a transição de uma paleodrenagem superficial para superfície cárstica	tectonismo
7	(WOODSIDE; PETERSON; DOGWILER, 2015)	vale cego	Kentucky, EUA	Diferenciar as áreas de colapso de cavernas do entalhamento natural do sistema	eventos climáticos

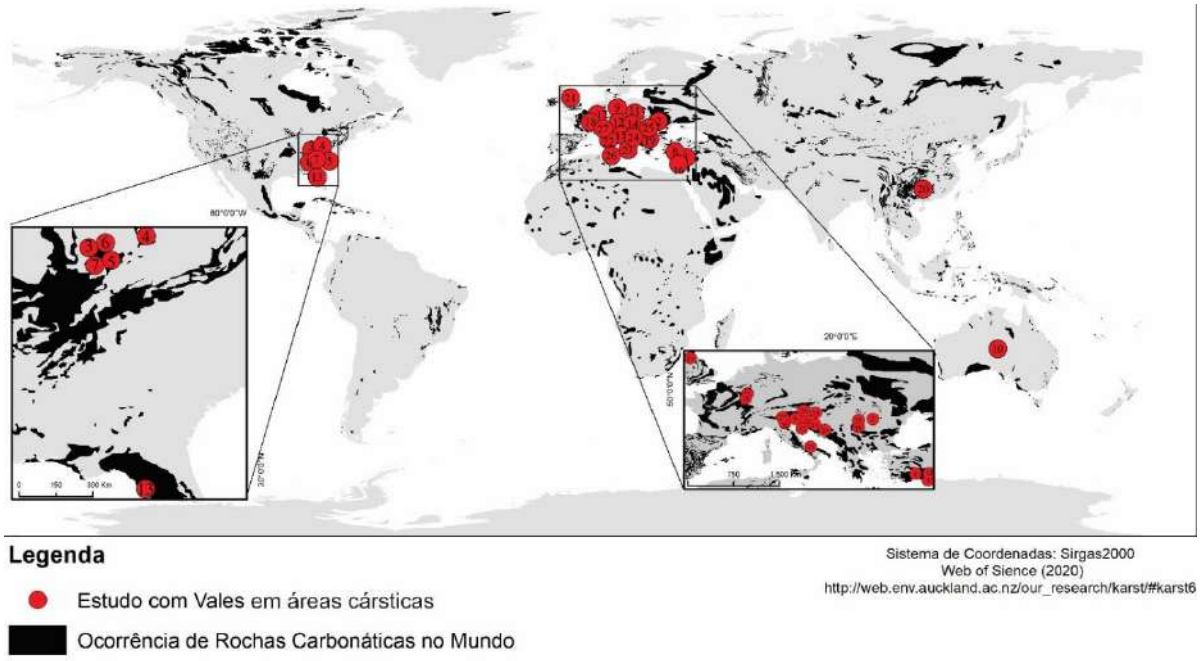
8	(BAHTIJAREVIĆ e FAIVRE, 2016)	vales e terraços cársticos	Flórida, EUA	características morfométricas do relevo fluvial e cárstico e denudação por processos morfogenéticos	condições climáticas
9	(TÎRLĂ et al., 2016)	vales secos íngremes (SDVs)	Cárpatos Meridionais, Romênia	análise geomorfológica e estrutural combinada de vales secos íngremes, evolução e morfologia	tectonismo
10	(JERIN e PHILLIPS, 2017)	paleovale, paleocanal, vale seco, canal abandonado	Condado de Mercer, Centro de Kentucky, EUA	princípio de seleção de eficiência a nível local na escolha de caminhos mais eficientes em uma escala mais ampla	climático
11	(PHILLIPS, 2017)	vale seco, paleovale, paleocanais	Bluegrass Interior de Kentucky	identificação das formas terrestres associadas a transições fluvial a cársticas (vice-versa)	dissolução em canais e incisão geral
12	(PHILLIPS, 2018)	vales cársticos, vales de bolso	Centro de Kentucky, EUA	A contingência histórica na evolução de paisagens fluviocársticas	nível de base, heranças de períodos anteriores e controles ambientais
13	(ÖZTÜRK, 2020)	vales secos, vales relíquias, vales antigos, vales fósseis, vales de solução, paleovales e vales paleocarste	Central Taurus, Turquia	Evolução fluviocárstica	tectônicos e climáticos
14	(BOCIC, 2003)	vales cegos e secos (fósseis)	Planalto de Slunj, Croácia	Reconstrução da rede de paleodrenagem no Monte Miroc. (Sérvia Oriental)	influência neotectônica
15	(KOVAČIČ, 2006)	vale seco	Aldeia Zagorje, Croácia	Mapeamento dos processos de transformação do relevo no Pleistoceno	processos climáticos
16	(ŞENER e ÖZTÜRK, 2019)	paleovale, vale relíquia, vale seco	Taurus, Turquia	Mapeamento e distribuição de vales relíquias ou não; e efeitos nas propriedades morfométricas das depressões	tectônica
17	(CORDIER et al., 2006)	vale relíquia, paleovale, vales secos	Taurus Central, Turquia	Evolução dos sistemas de terraço fluvial	clima e forçantes tectônicas
18	(CORDIER et al. 2006)	terraço em vale	Paris, França	Sistemas de terraço e a influência climática em sua formação.	mudanças climáticas
19	(PETROVIĆ; ĆALIĆ; GAJOVIĆ, 2016)	vales secos, relíquias, paleodrenagem	Monte Miroč, Sérvia Oriental	Análise morfológica dos vales secos e relíquias para interpretar a evolução morfológica	tectônica erosão fluvial
20	(ZENG et al., 2011)	vale fluvial	Bacia de Tarim, Oeste da China	Reconhecimento de paleocavernas colapsadas em escala sísmica	episódios de movimentos tectônicos
21	(WARWICK,1964)	vales secos	Pennines, Inglaterra	Vales secos	climático

22	(SAURO, 2013)	vale cego, vale seco	Alpes Venezianos, Itália	Formas de relevo da superfície cárstica a partir de uma perspectiva geomorfológica	climático e tectônico
23	(ROGLIC, 1964)	vale seco, vale cego, vale cárstico	Croácia	Revisão sobre o uso de vale carstico para indicar vales secos, e sugerir a descontinuar o uso do termo "vale cárstico"	climático
24	(PARISE, 2011)	vales cársticos	Apulia, Itália	Características morfológicas das características cársticas de superfície e subsuperfície	tectônico
25	(POVARĂ e CONOVICI, 2013)	vales relíquias, secos	Montanhas Mehedinti, Sul da Romênia	Descrever as formas de relevo cársticas notáveis por sua particularidade, aspectos genéticos e morfológicos	climático e tectônico
26	(MIHEVC, 2007)	vale cego, vale seco	Eslovênia	Reconstruir a evolução e estimar a idade da paisagem cárstica	climático e tectônico
27	(SAURO, 2002)	vale seco, vale relíquia, paleovale	Monti Berici, Alpes Do Sul	Morfo-unidades cársticas	climático e tectônico

Fonte: *WEB OF SCIENCE*, 2020

Com a compilação das pesquisas levantadas foi possível espacializar os estudos em conjunto com as áreas de ocorrência de rochas carbonáticas no mundo (Figura 2), por meio da metodologia aplicada, permite observar pouca quantidade de estudos, havendo certa concentração dos mesmos em algumas regiões do globo, como na América do Norte, especificadamente em Kentucky, Flórida (Estados Unidos), mas também na Croácia, Eslovênia na Europa Oriental e na Turquia (Leste da Europa) e, somente um estudo na Austrália e na China.

Figura 2 -Espacialização dos estudos realizados em vales em áreas Cársticas.



Fonte: *WEB OF SCIENCE*, 2020; WILLIAMS e TING,2010

FATORES INFLUENCIADORES DA DINÂMICA FLUVIOCÁRSTICA

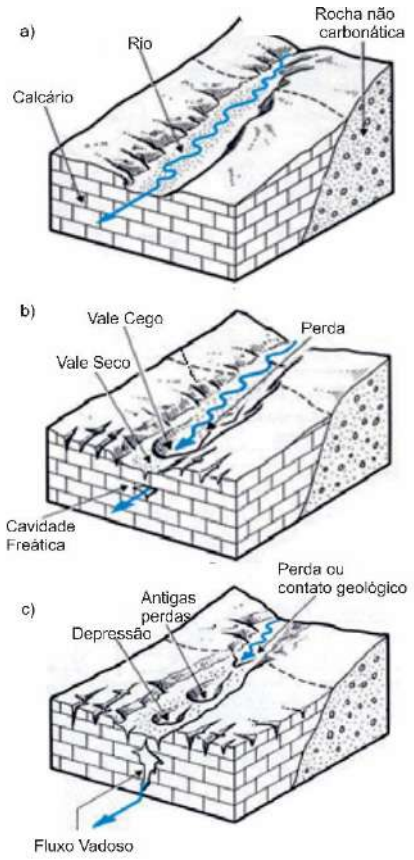
O sistema fluviocárstico é influenciado por forças externas (clima, tectônica), que iniciam mudanças nos regimes fluviais, carstificação, declives regionais e nível da base. Os controles como litologia, estrutura e vegetação também são relevantes. Devido a perda de fluxo da superfície para rotas subterrâneas, existem ambientes que apresentam áreas ricas em carste com poucos canais fluviais e áreas ricas em canais e menos cársticas (PHILLIPS e WALLS, 2004).

Os planaltos cársticos geralmente apresentam uma evolução geológica e geomorfológica complexa. É amplamente aceito que seu desenvolvimento requer uma denudação cárstica duradoura por um período tectônico relativamente estável (FORD e WILLIAMS, 2007).

A litologia carbonática quando em clima úmido predispõe a paisagem à dissolução e carstificação, com alargamento irreversível dos condutos, embora possa ocorrer algum entupimento (reversível) por sedimentos depositados. Depois que os condutos e as cavidades subterrâneas são formados é inevitável algum colapso da superfície. Gradientes topográficos localmente íngremes associados à dolinas, etc., combinados com o clima úmido e solos finos e argilosos, provocam escoamento superficial, levando à modificação da topografia superficial por erosão de encostas (PHILLIPS, 2018).

Um modelo de formação do relevo cárstico foi proposto por David Drew (1985) ilustrando que o fenômeno se desenvolve quando águas e seus componentes químicos circulam por fraturas de rochas solúveis. Esculpindo primeiramente as rochas superficiais e se infiltrando profundamente, criando redes de condutos subterrâneos. A dissolução é o principal processo de intemperismo químico, tornando-se fundamental para explicar o carste (Figura 3).

Figura 3. Exemplo de evolução vale cárstico



Fonte: David Drew (1985).

As características de drenagem dependem da espessura e da distribuição espacial das litologias solúveis, e frequentemente os cursos de drenagem subterrânea estão presentes em uma mistura chamada fluviocarste. Paisagens dominadas por carste são convertidas para domínios fluviais à medida que os condutos subterrâneos ficam obstruídos. Com a remoção da rocha solúvel na bacia hidrográfica ou com a dissecção fluvial, ocorre a captura que exuma a drenagem subterrânea. Paisagens dissecadas fluvialmente em áreas propensas ao carste podem ser transformadas gerando formas, como dolinas, que capturam a drenagem da superfície a partir da solução dentro dos canais. O equilíbrio entre a drenagem fluvial e cárstica é frequentemente dependente das condições ambientais locais (PHILLIPS e WALLS, 2004).

Desta forma, apresentamos a seguir as explicações sobre o desenvolvimento fluviocársticos abordados nos estudos levantados, agrupando-os de acordo com a influência tectônica com 7 estudos, climática com 13 e por fim com ambas 9.

Estudo de sedimentos contidos em paleovales, no Touro ocidental da Turquia, com rastreamento de seixos, permitiu que Monod; Kuzucuoğlu; Okay (2006) observassem que grandes eventos tectônicos resultaram em uma série de falhas que influenciaram o sistema de drenagem. Tais eventos foram responsáveis pela extensa circulação cárstica atual, que deixou abandonados relictos da antiga morfologia da cadeia cárstica.

Bočić; Pahernik; Mihevc (2015) observaram que o desenvolvimento da rede de drenagem superficial no carste do planalto de Una-Korana (Croácia) está atrelado ao baixo gradiente hidráulico em relação ao nível da base erosional na bacia, e a existência de sedimentos impermeáveis. Devido ao gradiente hidráulico associado a tectônica, os rios começaram a cortar a paisagem levando a diminuição no nível do lençol freático. A rede de drenagem ativa passou gradualmente para uma rede seca e depois para uma rede de descarga sendo gradualmente substituída por dolinas. A área fluvial carstificada passou a ser drenada no subsolo.

Vales secos cársticos foram analisados por Tîrlă; Mirea; Vijulie (2016) no Cárpatos Meridionais (Romênia) a fim de estimar o controle geomórfico na evolução do regime, demostrando que o controle estrutural na base morfológica da escarpa, concluindo que a distribuição espacial e o desenvolvimento dos vales secos, bem como o processo de recuo da escarpa, são controlados por lineamentos tectônicos.

O estudo desenvolvido por Košutnik (2007) afirma que o paleovale estudado em Mali Dol, Kras (Eslovênia) foi gerado por meio de erosão fluvial e a área de meandros exclui sua origem tectônica. Tal fato permitiu que o vale, no passado ativo, atualmente esteja seco.

Horn Hollow, um vale fluviocarste localizado no nordeste do Kentucky, Estados Unidos, estudado por Woodside; Peterson; Dogwiler (2015), permitiu observar que os eventos climáticos como os glaciais podem favorecer a ocorrência de períodos de rápido entrincheiramento e flutuações no fluxo dos rios rebaixando o nível da base nas áreas de cavernas, uma vez que a água normalmente busca caminhos mais rápidos para o novo nível de base. A água pode ter acompanhado as fraturas na rocha subjacente, expondo-as a maior dissolução, resultando na formação de cavernas. Tais eventos contribuíram drasticamente com a morfologia transformando-a em algo semelhante ao atual na área estudada.

Um estudo na Flórida (Estados Unidos) realizou análises geomorfológicas comparativas de dois diferentes relevos (fluvial/cárstico) com base em parâmetros morfométricos (elevação, contornos, declives, aspecto, áreas endorréicas), considerando a suposição de estabilidade relativa das condições tectônicas. O resultado indicou que o relevo fluvial apresenta valores gerais mais altos dos parâmetros morfométricos comparado ao relevo cárstico. Sendo consequência de taxas duas vezes mais altas de desnudação fluvial em comparação com as taxas de desnudação cárstica. Dessa forma, demostra-se que o processo fluvial pode ser mais eficaz que os respectivos processos cársticos, sob as mesmas condições climáticas. As taxas de desnudação do carste demoram a ser refletidas nos parâmetros morfométricos devido à resposta morfológica mais lenta (BAHTIJAREVIC e FAIVRE, 2016).

Estudo em terraços de Cordier et al., (2006) em Paris, França na área do vale resultante do processo de junção do Alto Morselle ao Vale Mosa e mais tarde capturado pelo Paleo-Meurthe (LOSSON e

QUINIF, 2001) demostrou que o modelo de resposta fluvial obtido se aproxima dos descritos na Europa, no qual as transições climáticas (quente-frio e secundariamente frio-quente) estão associadas a fases erosivas.

Fabel et al. (1996) mostraram que a litologia e a estrutura afetam significativamente o alinhamento dos rios e suas formas de vales no carste Buchan, sudeste da Austrália. Phillips e Walls (2004) em Kentucky (Estados Unidos) também observaram que uma pequena variação na litologia, estrutura, microclima etc. podem causar evolução divergente do sistema fluviocártsico. Concluiram que o desenvolvimento de características cársticas vs. fluviais é sensível às variações locais muito pequenas que implicam na evolução em direção ao domínio cárstico ou fluvial.

Benac et al. (2013) avalia dois vales cársticos secos com áreas litologicamente similares em Taurus (Turquia). No entanto, com diferentes tipos de relevo cárstico pois uma apresenta massa rochosa intensamente deformada devido a presença de atividade tectônica recente mais evidente do que a outra. As condições climáticas variáveis também influenciaram a morfologia final do relevo. O baixo nível do mar durante a última era glacial, juntamente com um clima úmido, poderia ter causado a reativação do processo fluvial nas partes íngremes a jusante dos vales cársticos.

O desenvolvimento de sistemas fluviais e cársticos é governado por princípios que podem ser abrangidos pelo princípio de seleção de eficiência (rotas de fluxo mais eficientes tendem a ser preferencialmente selecionadas e aprimoradas). Contudo, uma violação aparente desse princípio, ou seja, um caminho mais curto e mais íngreme foi trocado por um canal mais longo e menos acentuado, como constatado no estudo de Jerin e Phillips (2017) em Kentucky (Estados Unidos). Os autores explicam que aparentemente isso ocorreu devido à captura do fluxo por um conduto cárstico subsuperficial que foi posteriormente exumado. Tal situação ilustra a natureza local da seleção de eficiência e o papel da contingência histórica na evolução geomórfica, ou seja, a herança de características de períodos anteriores de formação ou conjuntos de controles ambientais condicionalidade e instabilidade dinâmica (PHILLIPS, 2018).

Phillips (2017) ressalta que a dissolução em canais de córregos controlados por leito rochoso é a causa mais comum que leva às transições fluviais para cársticas, enquanto a incisão geral gerada pela redução do rio é o principal responsável pelas transições de carste para fluvial. A evolução fluviocárstica analisada foi entendida como um reforço mútuo, em que a dissecação fluvial pode ser intensificada devido às características cársticas e a carstificação é reforçada pela incisão do fluxo. Tal equilíbrio indica que mudanças locais e condições que alterem as condições de umidade, alívio local, capacidade de transporte de canal ou declives hidráulicos, provavelmente persistirão e crescerão, resultando em transições hidrogeomórficas.

Diante do exposto sobre os principais fatores influenciadores da dinâmica do sistema fluviocárstico, observa-se que o clima e tectonismo são forças que interferem diretamente nos regimes fluviais da carstificação, nos declives regionais e no nível da base.

Na maioria dos estudos prevalecem como principais influenciadores da evolução fluviocárstica processos de erosão, dissolução e incisão fluvial. Processos tectônicos influenciam especificadamente em determinadas áreas que não estão relativamente estáveis (FORD e WILLIAMS, 2007). Em áreas com estabilidade tectônica, a evolução fluviocárstica sofre influências de litoestruturas e do clima que são expressos no padrão da sedimentação fluvial.

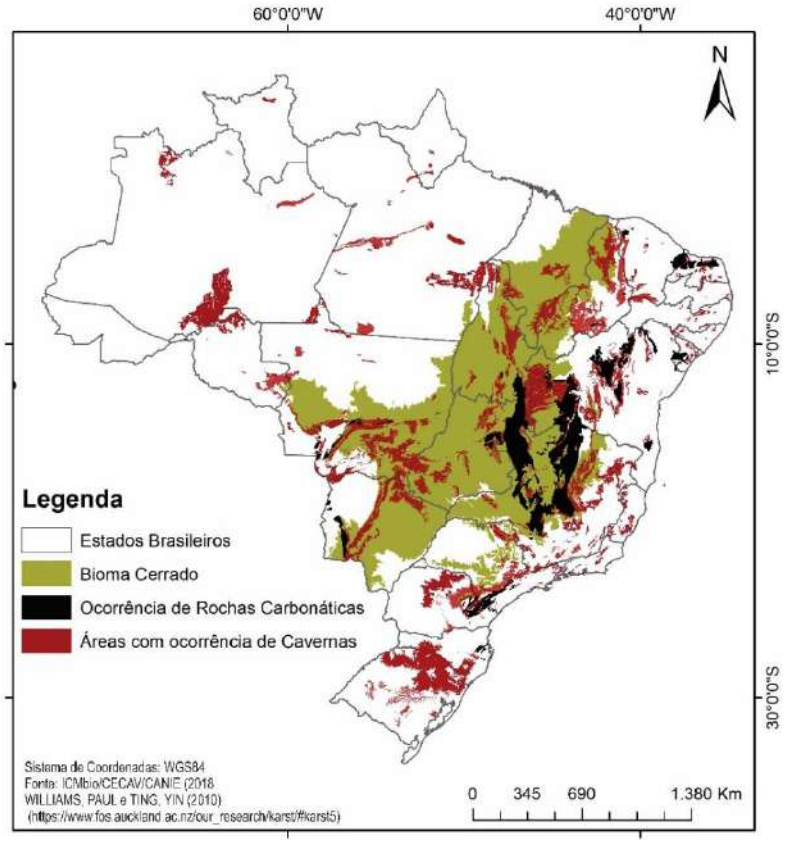
Períodos climáticos mais úmidos podem adicionar energia para o sistema à medida que a recarga aumentada faz com que os níveis de água subterrânea subam, acelerando a pirataria de fluxo (PEDERSON, 2001).

POSSIBILIDADES DE ESTUDOS ESTRATIGRÁFICOS EM FLUVIOCARSTES DO CERRADO BRASILEIRO.

Por meio do levantamento efetuado, observou-se que depósitos fluviais em vales secos correlacionados ao sistema fluviocárstico podem ser importantes geoarquivos ambientais para estudos com diversos enfoques. A Figura 4 conta com a espacialização das áreas de ocorrência de cavernas no Brasil, de acordo com ICMBio, CECAV e CANIE (2018) além de áreas de rochas carbonáticas (FORD e WILLIAMS, 2007), ou seja, áreas suscetíveis a presença de vales secos devido a captura subterrânea. No entanto, considerando os critérios do levantamento realizado não foi

possível identificar estudos no território brasileiro, mesmo possuindo relevantes áreas cársticas com diversos estudos em outros enfoques do carste (AULER e SMART, 2001; PILÓ et al., 2005 AULER, et al., 2009; LAUREANO et al., 2016; NOVELLO et al., 2019; CALDEIRA, et al., 2021 dentre outros.), além de dolinas, conforme demostra Ferreira (2019); Ferreira e Uagoda (2020).

Figura 4. Contexto geográfico brasileiro e do bioma com as áreas de ocorrência de cavernas e carbonáticas



Fonte: ICMBio; CECAV; CANIE (2018); WILLIAMS e TING (2010)

Oliveira (2010), faz uma revisão sobre capturas fluviais no Brasil, identificando dez estudos e, nenhum deles, no carste. O estudo ressalta que tais eventos fluviais podem ser resultantes de eventos climáticos, geomorfológicos e geológicos, tendo a água como fenômeno acelerador da erosão e das capturas fluviais e podendo incidir em diversas escalas. Nas linhas de drenagem preservadas é possível identificar e traçar a evolução do relevo local. As capturas fluviais são peças chave para o entendimento da evolução do relevo e, ainda hoje, são pouco estudadas por pesquisadores brasileiros e estrangeiros.

Dispondo dos bancos de dados sobre ocorrência de áreas cársticas no Brasil, observa-se que o bioma Cerrado no Brasil central dispõe de boa parte destas áreas com destaque para as ocorrências emersas do Grupo Bambuí. Desta forma, há grande potencial para desenvolver estudos envolvendo vales secos. De acordo com Auler et al. (2009) em áreas tectonicamente estáveis, como o Cráton São Francisco, eventos climáticos podem afetar cavernas alimentadas com dolinas por vários ciclos climáticos antes que o local se torne inativa.

O bioma Cerrado dispõe de uma extensão territorial com cerca de 2 milhões de km^2, sendo o segundo maior bioma dos neotrópicos, abrigando cabeceiras das principais bacias hidrográficas do país: Paraná; Paraguai; Amazônica; Parnaíba e São Francisco (CASSINO et al., 2020). Apesar disso, o Cerrado dispõe de raros estudos de sedimentos fluviais superficiais, que buscam a interpretação da evolução do relevo com base em condições paleo-hidrológicas (TURCQ et al., 1997).

Estudo dos depósitos permitem estabelecer a história evolutiva dos climas atuantes no intervalo de tempo identificado (STEVAUX, 2000). As condições paleo-hidrológicas também permitem analisar a

geologia e geomorfologia para reconstruir a história ambiental (VALENTE e LATRUBESSE, 2012). A determinação do ambiente deposicional fornece dados para interpretação da evolução dos terraços fluviais, o que permite correlaciona-los com oscilações climáticas (DIAS e PEREZ FILHO, 2015). Depósitos fluvias podem também fornecer respostas sobre a capacidade do homem potencializar os processos até então ditos naturais, interpretando as transformações ocasionadas pela ação antrópica nos canais fluviais (VALÉZIO e PEREZ FILHO, 2015).

O clima é uns dos principais influenciadores da dinâmica do sistema fluviocárstico, uma vez que determina a disponibilidade hídrica que está diretamente relacionada com processos de dissolução das rochas carbonáticas. Depósitos fluviais em vales secos, portanto, podem contribuir como arquivos paleoclimáticos além de permitirem interpretar a evolução do fluviocarste, quando vistos regionalmente.

De acordo com Conti (2009), variações dos padrões de drenagem em sistemas a montante estão relacionadas às mudanças climáticas, e sua associação com processos e os padrões de construção de terraço marginal em períodos glaciais (em contraste aos processos de incisão em períodos interglaciais). As condições climáticas não afetam apenas o regime hidrológico, mas também atuam em fatores como a cobertura vegetal, processos de intemperismo (disponibilidade de sedimentos) e transporte de sedimentos. Dessa forma, estudo de sedimentos fluviais resguardados em vales secos podem contribuir substancialmente para compreender a relação climática com processos de evolução da paisagem no sistema fluviocárstico. Pois, as formas fluviocársticas se desenvolvem principalmente nos primeiros estágios da carstificação em áreas de chuvas intensas, quando a descarga em um sistema cárstico excede a capacidade do sistema de condutos (DREYBRODT e GABROVŠEK, 2003).

Estudos de reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) foram realizados no Cerrado do Brasil Central utilizando pólens depositados em sedimentos lacustres e turfeiras. Os estudos têm tido dificuldade em caracterizar o clima referente aos últimos três mil anos antes do presente (A.P) no Cerrado. Isso pode ser observado em Cromínia (GO) que não apresenta registros dos últimos 3.500 anos (FERRAZ-VICENTINI e SALGADO-LABORIAU, 1996), da mesma forma em Salitre (GO) (LEDRU, 1993), São José (MG) e Lagoa Feia (GO) (CASSINO et al., 2020).

Nas veredas de Águas Emendadas, Distrito Federal, Barberi et al. (2000); Lagoa do Caçó (MA) (LEDRU et al., 2006), identificou-se a ocorrência de um clima quente e semi-úmido, semelhante ao atual que se instalou em 8.000 anos cal. AP e permaneceu até o presente. Tal padrão foi confirmado por Behling (2002) na Lagoa do Confusão (TO).

Demais estudos de Cassino e Meyer (2013) tem caracterizado a segunda metade do Holoceno como relativamente mais úmido, conforme demonstra a Vereda Laçador (MG) a partir de 2.000 anos cal A.P. No mesmo sentido estudo na Serra do Espinhaço (MG) mostra queda da umidade e das temperaturas por volta de 2.900 anos A.P (HORÁK-T et al., 2018). No Lago do Pires (MG), condições úmidas prevaleceram durante a segunda metade do Holoceno e entre 2.900 anos cal A.P e o presente, com condições ainda mais úmidas (BEHLING, 1995). Tais características são corroboradas com o registro de Lagoa Nova (MG) (BEHLING, 2003). Em Carajás (PA), observou-se que a fase seca prevaleceu até 3.100 anos A.P, posteriormente estabelecendo vegetações que ocorrem atualmente (ABSY et al., 1991). Na Lagoa de Serra Negra (MG) é comprovado que a partir de 1.200 anos cal AP, se instalou um clima mais úmido semelhante ao atual. Outro registro palinológico diz respeito a Lagoa Santa (MG) que demonstra, entre 3.600 e 1.700 anos cal AP a instalação de um clima mais úmido com aumento da umidade a partir de 5.500 anos cal AP (PARIZZI; SALGADO-LABOURIAU; KOHLER, 1998).

No geral os estudos têm demostrado condições mais úmidas durante a segunda metade do Holoceno, semelhante ao atual. Meyer et al. (2014) identificou aumento da umidade a partir de 5 mil anos por meio da junção de estudos anteriores. No entanto, no sítio Lagoa dos Mares, região de Belo Horizonte/MG, foram achados indícios de um clima mais sazonal (com uma estação seca mais pronunciada) entre aproximadamente 4.000 e 2.700 anos cal. AP (RACZKA et al., 2013).

Registros isotópicos de espeleotemas em cavernas localizadas no Cerrado do Brasil central identificaram no norte de Minas Gerais (Lapa Grande / Lapa Sem Fim) durante o Holoceno, eventos abruptos de aumento de precipitação centrados em 3.7, 3.1, 2.7, 2.3 e 1.7 mil anos A.P (STRÍKIS, 2015; NOVELLO et al., 2017, 2019). Stríkis (2011) sugere que diferentes mecanismos climáticos dos eventos do Holoceno associados ao contexto climático do glacial são substituídos por condições do interglacial, explicando essa variação.

Ainda no Norte de Minas Gerais, na Lapa dos Anjos, uma estalagmite cobre um intervalo de 5.8 mil anos. Esse intervalo até então não foi explorado nas reconstituições da paleoprecipitação do Brasil central, podendo oferecer maior detalhamento dos últimos 3 mil anos. Sendo possível referenciar os intervalos compreendidos pela Anomalia Climática Medieval (ACM) e a Pequena idade do Gelo (LIA, da sigla em inglês para *Little Ice Age*) ficando definido para a LIA o intervalo de tempo entre 1450 – 1740 EC e, para a ACM, o intervalo entre 975 – 1130 EC. Parte da LIA corresponde ao Bond 1 (1,1-1,5 mil anos A.P), que integram aos "eventos Bond" períodos de resfriamento abrupto (BOND et al., 1997). Esse respondeu de forma acentuada com uma fase úmida identificada na região centro-leste e parte central da Bahia (NOVELLO et al., 2012).

Ainda no Holoceno identificaram-se eventos quentes como a ACM existente entre os anos 950 e 1,250 AP. Descreve-se um aquecimento no qual as temperaturas da Europa atingiram os níveis mais quentes dos últimos 4000 anos (MANN et al., 2009; STRÍKIS e NOVELLO, 2014).

Diante do exposto sobre os registros climáticos do Brasil Central, é ressaltada a relevância de se estudar sedimentos fluviais resguardados em vales secos de diversas idades nessa região, que podem demarcar períodos específicos de variações climáticas que influenciam a dinâmica fluviocárstica.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O levantamento dos estudos envolvendo vales secos em áreas cársticas demostrou que ainda são poucas as pesquisas que exploram essas feições, que ocorrem em diversas áreas da superfície terrestre. Os estudos analisados deixam claro o potencial de tais feições para serem alvos de diversas análises geomorfológicas tanto em escala local, envolvendo o entendimento da dinâmica fluviocárstica, quanto em escala regional para compreensão da evolução na paisagem. O abandono repentino destes vales permite que eles resguardem sedimentos que vinham sendo transportados até o momento da captura do rio. A proposta também evidencia os fenômenos que influenciam a dinâmica fluviocárstica e condições associadas ao tectonismo e o clima. Em cenários de tectonismo inexistente, o fator clima e estruturas, neste caso, podem ter mais influências. Dados paleoclimáticos podem oferecer subsídios para evidenciar as contribuições do clima nos processos de evolução da paisagem. De acordo com este levantamento, a maioria dos estudos evidenciaram influências climáticas.

Estudos envolvendo caracterização climática e vegetação têm sido desenvolvidos nas vastas áreas carbonáticas localizadas nos Cerrados do Brasil central. Essas pesquisas, porém, têm demostrado dificuldade para estabelecer registros das condições climáticas durante o Holoceno Superior. Portanto, diante da capacidade de resguardar sedimentos em vales secos nas áreas cársticas, pode-se trazer novos dados necessários para cobrir tais reconstruções paleombientais por meio do conhecimento da dinâmica climática de eventos correlatos ao período do Holoceno Superior, bem como suas influências na dinâmica da paisagem.

A construção de uma pesquisa científica se consolida a luz das obras anteriores com o levantamento minucioso acerca da temática, em plataformas robustas dispondo das palavras-chave que permitem a compilação, bem como o entendimento fundamental para interpretações e discussões dos resultados alcançados.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Programa de Pós-graduação em Geografia da Universidade de Brasília (UnB) que forneceu estrutura para a realização da pesquisa. Agradecem também ao fomento obtido pelo TCCE 01/2018 Vale/ICMBio.

REFERÊNCIAS

ABSY, M; CLEEF, A; VAN DER HAMMEN, T; FOURNIER, M; MARTIN, L; SERVANT, M; SIFEDDINE, A; FERREIRA DA SILVA, M; SOUBIES, F; SUGUIO, K.; TURCQ, B. Mise en évidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60 000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, **Sciences de La Terre**, 312(6), 673–678, 1991.

AULER, A. S; SMART, P. L. Late quaternary paleoclimate in semiarid northeastern Brazil from U-series dating of travertine and water-table speleothems. **Quaternary Research**, 55(2), 159–167, 2001. https://doi.org/10.1006/qres.2000.2213

AULER, A. S; SMART, P. L; WANG, X; PILÓ, L. B; EDWARDS, R. L; CHENG, H. Cyclic sedimentation in Brazilian caves: Mechanisms and palaeoenvironmental significance. **Geomorphology**, 106(1–2), 142–153, 2009. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.09.020

BAHTIJAREVIC, A; FAIVRE, S. Quantitative comparative geomorpholgical analysis of fluvial and karst relief of Florida. **Environmental Earth Sciences,** 75(428), 2–20, 2016. https://doi.org/10.1007/s12665-016-5397-8

BAI, X; ZHANG, X; LONG, Y; LIU, X; SIYU, Z. Use of 137Cs and 210Pbex measurements on deposits in a karst depression to study the erosional response of a small karst catchment in Southwest China to land-use change**. Hydrological Processes**, 27(6), 822–829, 2013. https://doi.org/10.1002/hyp.9530

BARBERI, M; SALGADO-LABOURIAU, M. L; SUGUIO, K. Paleovegetation and paleoclimate of "Vereda de Aguas Emendadas", central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 13(3), 241–254, 2000. https://doi.org/10.1016/S0895-9811(00)00022-5

BAUER, J. Un peu de karsto pour les spéléos. **Info EFS,** 16(2), 16-26, 2008.

BEHLING, H. A high resolution Holocene pollen record from Lago do Pires, SE Brazil: vegetation, climate and fire history. **Journal of Paleolimnology**, 14, 253–268, 1995.

BEHLING, H. South and southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis. **Palaeo**, 177, 19–27, 2002.

BEHLING, H. Late glacial and Holocene vegetation, climate and fire history inferred from Lagoa Nova in the southeastern Brazilian lowland. **Vegetation History and Archaeobotany**, 12(4), 263–270, 2003. https://doi.org/10.1007/s00334-003-0020-9

BENAC, Č; JURAČIĆ, M; MATIČEC, D; RUŽIĆ, I; PIKELJ, K.Fluviokarst and Classical Karst: Examples from the Dinarics (Krk Island, Northern Adriatic, Croatia). **Geomorphology**, 184, 64–73, 2013. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.11.016

BOCIC, N. Relation between karst and fluviokarst relief on the slunj plateau (croátia). **Acta Carsologica**, 11, 137–146, 2003.

BOČIĆ, N; BAĆURIN, Ž. Geomorphological conditions of the genesis of the ponor jovac cave (Croatia). **Acta Carsologica**, 6(33/2), 107–113, 2004.

BOCIC, N; PAHERNIK, M; MIHEVC, A. Geomorphology Geomorphological significance of the palaeodrainage network on a karst plateau : The Una – Korana plateau , Dinaric karst , Croatia. **Geomorphology**, 247, 55–65, 2015. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.01.028

BOND, G; SHOWERS, W; CHESEBY, M; LOTTI, R; ALMASI, P; PRIORE, P; CULLEN, H; HAJDAS, I; BONANI, G. A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. **Science**, 278,1997. https://doi.org/10.1126/science.278.5341.1257

CALDEIRA, D; UAGODA, R; NOGUEIRA, A. M; GARNIER, J SAWAKUCHI, A. O; HUSSAIN, Y. Late Quaternary episodes of clastic sediment deposition in the Tarimba Cave, Central Brazil**. Quaternary International,** 580, 22–37, 2021. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.01.012

CASSINO, R. F LEDRU, M. P; SANTOS, R. DE A; FAVIER, C. Vegetation and fire variability in the central Cerrados (Brazil) during the Pleistocene-Holocene transition was influenced by oscillations in the SASM boundary belt. **Quaternary Science Reviews**, 232, 106-209, 2020. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106209

CASSINO, R. F; MEYER, K. E. B. Reconstituição paleoambiental do chapadão dos gerais (Quaternário tardio) a partir da análise palinológica da vereda Laçador, Minas Gerais, Brasil**. Revista Brasileira de Paleontologia**, 16(1), 127–146, 2013. https://doi.org/10.4072/rbp.2013.1.10

CONTI, L. A. Paleodrenagens na plataforma continental da região de São Sebastião (Litoral Norte do estado de São Paulo). São Paulo: **Revista Brasileira de Geomorfologia** – v.10 n.2, 45–55, 2009.

CONTI, L. A. Paleodrainage Systems. In: JAVAID, M. S. **Drainage Systems**. São Paulo: Escola de Artes Ciências e Humanidades – USP (3–20) 2012.

CORDIER, S; HARMAND, D; FRECHEN, M; BEINER, M. Fluvial system response to Middle and Upper Pleistocene climate change in the Meurthe and Moselle valleys (Eastern Paris Basin and Rhenish Massif). **Quaternary Science Reviews**, 25(13–14), 1460–1474, 2006. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.11.007

DE WAELE, J; FERRARESE, F; GRANGER, D; SAURO, F. Landscape evolution in the Tacchi area (Central-East Sardinia, Italy) based on karst and fluvial morphology and age of cave sediments. **Geografia Fisica e Dinâmica Quaternária**, 35(2), 119–127, 2012. https://doi.org/10.4461/GFDQ.2012.35.11

DIAS, R. L; PEREZ FILHO, A. Geocronologia de terraços fluviais na Bacia Hidrográfica do Rio Corumbataí-SP a partir de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 16(2), 2015. https://doi.org/10.20502/rbg.v16i2.644

DREW, D. **Karst Processes and Landforms.** Londres: Macmillan Education, 1985.

DREYBRODT, W; GABROVŠEK, F. Basic processes and mechanisms governing the evolution of karst. **Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers**. 115–154, 2003.

FABEL, D; HENRICKSEN, D; FINLAYSON, B. L; WEBB, J. A. Nickpoint recession in karst terrains: An example from the Buchan Karst, Southeastern Australia. **Earth Surface Processes and Landforms**, 21(5), 453–466, 1996.

FERRAZ-VICENTINI, K. R; SALGADO-LABORIAU, L. M. L. Palynological analysis of a palm swamp in Central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 9(3–4), 207–209, 1996.

FERREIRA, C. F; UAGODA, R. Tipologias do carste e classificações de dolinas: uma revisão. **Caminhos de Geografia**, 20(70), 519–537,2019.

FERREIRA, C. F; UAGODA, R. E. S. Um Panorama Sobre Mapeamentos de Dolinas no Brasil, Feições Elementares do Carste. **Revista Brasileira de Geografia Física**, 02, 133–139, 2020.

FORD, D.; WILLIAMS, P. **Karst hydrogeology and geomorphology**. Second ed. Chichester: Wiley, 2007. 562p. https://doi.org/10.1002/9781118684986

GIOIA, D; SABATO, L; SPALLUTO, L; TROPEANO, M. Fluvial landforms in relation to the geological setting in the “Murge Basse” karst of apulia (Bari metropolitan Area, Southern Italy). **Journal of Maps**, 7, 148–155,2011. https://doi.org/10.4113/jom.2011.1136

GUTIÉRREZ, F; PARISE, M; WAELE, J. DE; JOURDE, H. A review on natural and human-induced geohazards and impacts in karst. **Earth Science Reviews**, 138, 61–88, 2014.https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.08.002

HARMAND, D; ADAMSON, K; RIXHON, G; J AILLET, S; LOSSON, B; DEVOS, A; HEZ, G., CALVET, M; AUDRA, P. Relationships between fluvial evolution and karstification related to climatic, tectonic and eustatic forcing in temperate regions. **Quaternary Science Reviews**, 166, 38–56, 2017. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.02.016

HORÁK-T, I; SCHELLEKENS, J; HORÁK-TERRA, I; BUURMAN, P; CHRISTÓFARO, A. Holocene vegetation and fire dynamics in central-eastern Brazil: Molecular records from the Pau de Fruta peatland

Organic Geochemistry Holocene vegetation and fire dynamics in central-eastern Brazil: Molecular records from the Pau de Fruta peatland. **Organic Geochemistry**, 77, 32–42, 2018. https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2014.08.011

ICMBIO - Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade; CECAV - Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas; CANIE - Cadastro Nacional de Informações Espeleológicas. **Detalhamento dos dados das Cavernas**. Disponível em: https://www.icmbio.gov.br/cecav/canie.html. (2018). Acesso em: 07 de março de 2021.

JAILLET, S; PONS-BRANCHU, E; BRULHET, J; HAMELIN, B. Karstification as geomorphological evidence of river incision: The karst of Cousance and the Marne valley (eastern Paris Basin). **Terra Nova**, 16(4), 167–172, 2004. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2004.00544.x

JENNINGS, J. N. **Karst Geomorphology**. Orxford: Basil Blackwell, 1985. 293p.

JERIN, T; PHILLIPS, J. Local efficiency in fluvial systems: Lessons from Icicle Bend. **Geomorphology**, 282, 119–130, 2017. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.01.013

KOŠUTNIK, J. Questions of dry valleys in Karst: Case study of Mali dol, Kras (Slovenia). **Acta Carsologica**, 36(3), 425–431, 2007. https://doi.org/10.3986/ac.v36i3.176

KOVAČIČ, G. Relief evolution in the hinterland of the Pivka river, **Acta Geographica Slovenica**, v. 46, n. 1, p. 33–55, 2006.

LAUREANO, F. V; KARMANN, I; GRANGER, D. E; AULER, A. S; ALMEIDA, R. P; CRUZ, F. W; STRÍCKS, N. M; NOVELLO, V. F. Two million years of river and cave aggradation in NE Brazil: Implications for speleogenesis and landscape evolution. **Geomorphology**, 273, 63–77, 2016. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.08.009

LEDRU, M. Late Quaternary Environmental and Climatic Changes in Central Brazil. **Quaternary Research**, 39(90–89), 9, 1993.

LEDRU, M. P; CECCANTINI, G; GOUVEIA, S. E. M; LÓPEZ-SÁEZ, J. A; PESSENDA, L. C. R; RIBEIRO, A. S. Millenial-scale climatic and vegetation changes in a northern Cerrado (Northeast, Brazil) since the Last Glacial Maximum. **Quaternary Science Reviews**, 25(9–10), 1110–1126, 2006. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.10.005

LOSSON, B; QUINIF, Y. La capture de la Moselle. Nouvelles données chronologiques par datations U/Th sur spéléothèmes. Karstologia. **Revue de Karstologie et de Spéléologie Physique**, 37(1), 29–40, 2001. https://doi.org/10.3406/karst.2001.2469

MACKLIN, M. G; JOHNSTONE, E; LEWIN, J. Pervasive and long-term forcing of Holocene river instability and flooding in Great Britain by centennial-scale climate change. **Holocene**, 15(7), 937–943, 2005 https://doi.org/10.1191/0959683605hl867ft

MANN, M. E; ZHANG, Z; RUTHERFORD, S; BRADLEY, R. S; HUGHES, M. K., SHINDELL, D; AMMANN, C; FALUVEGI, G; NI, F. Global signatures and dynamical origins of the little ice age and medieval climate anomaly. **Science**, 326(5957), 1256–1260, 2009. https://doi.org/10.1126/science.1177303

MEYER, K. E. B; CASSINO, R. F; LORENTE, F. L; RACZKA, M; PARIZZI, M. G. Paleoclima e paleoambiente do Cerrado durante o Quaternário com base em análises palinológicas. **Paleontologia: Cenários de Vida – Paleoclimas**, 397–413, 2014

MIHEVC, A. The age of karst relief in west Slovenia. **Acta Carsologica**, 36(1), 35–44, 2007. https://doi.org/10.3986/ac.v36i1.206

MONOD, O; KUZUCUOĞLU, C; OKAY, A. I. A miocene palaeovalley network in the western Taurus (Turkey). **Turkish Journal of Earth Sciences**, 15(1), 1–23, 2006.

NOVELLO, V. F; CRUZ, F. W; KARMANN, I; BURNS, S. J; STRÍKIS, N. M; VUILLE, M; CHENG, H; LAWRENCE EDWARDS, R; SANTOS, R. V; FRIGO, E; BARRETO, E. A. S. Multidecadal climate variability in Brazil's Nordeste during the last 3000 years based on speleothem isotope records. **Geophysical Research Letters**, 39(23), 1–6, 2012. https://doi.org/10.1029/2012GL053936

NOVELLO, V. F; CRUZ, F. W; VUILLE, M; STRÍKIS, N. M; EDWARDS, R. L; CHENG, H; EMERICK, S; PAULA, M. S. DE; LI, X; BARRETO, E. D. S; KARMANN, I; SANTOS, R. V. A high-resolution history of the South American Monsoon from Last Glacial Maximum to the Holocene. **Nature Publishing Group**, 1–8, 2017. https://doi.org/10.1038/srep44267

NOVELLO, V. F; CRUZ, F. W; MCGLUE, M. M; WONG, C. I; WARD, B. M; VUILLE, M; SANTOS, R. A; JAQUETO, P; PESSENDA, L. C. R; ATORRE, T; RIBEIRO, L. M. A. L; KARMANN, I; BARRETO, E. S; CHENG, H; EDWARDS, R. L; PAULA, M. S; SCHOLZ, D. Vegetation and environmental changes in tropical South America from the last glacial to the Holocene documented by multiple cave sediment proxies. **Earth and Planetary Science Letters,** 524, 115-717, 2019. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115717

OLIVEIRA, D. de. Capturas fluviais como evidências da evolução do relevo: uma revisão bibliográfica. São Paulo: **Revista Do Departamento de Geografia**-USP, 20, 37–50, 2010. https://doi.org/10.7154/rdg.2010.0020.0003

ÖZTÜRK, M. Z. Fluvio-karstic evolution of the Taşeli Plateau (Central Taurus, Turkey). **Turkish Journal of Earth Sciences,** 29(5), 733–746, 2020. https://doi.org/10.3906/yer-1908-1

PALMER, A. N. **Cave Geology**. Dayton: Cave Books, 2007.454p.

PARISE, M. Surface and subsurface karst geomorphology in the Murge (Apulia, Southern Italy). **Acta Carsologica**, 40(1), 79–93, 2011 https://doi.org/10.3986/ac.v40i1.30

PARIZZI, M. G; SALGADO-LABOURIAU, M. L; KOHLER, H. C. Genesis and environmental history of Lagoa Santa, southeastern Brazil. **The Holocene**, 8(3), 311–321, 1998. https://doi.org/https://doi.org/10.1191/095968398670195708

PEDERSON, D. T. Stream Piracy Revised: A groundwater - Saping Solution. **Department of Geosciences**, 4–10, 2001.

PETROVIĆ, A. S; ĆALIĆ, J; GAJOVIĆ, V. Paleodrainage network reconstruction on Miroč Mt. (Eastern Serbia). **Revista de Geomorfologie**, 18(1), 69–76, 2016. https://doi.org/10.21094/rg.2016.119

PHILLIPS, J. D. Landform transitions in a fluviokarst landscape. **Zeitschrift für Geomorphologie** v..61 1, 109-122, 2017. https://doi.org/10.1127/zfg/2017/0452

PHILLIPS, J. D. Historical contingency in fluviokarst landscape evolution. **Geomorphology**, 303, 41–52, 2018. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.11.015

PHILLIPS, J. D; MARTIN, L. L; NORDBERG, V. G; ANDREWS, W. A. Divergent evolution in fluviokarst landscapes of central Kentucky. **Earth Surface Processes and Landforms**, 29(7), 799–819, 2004. https://doi.org/10.1002/esp.1070

PHILLIPS, J. D; WALLS, M. D. Nonlinear Processes in Geophysics Flow partitioning and unstable divergence in fluviokarst evolution in central Kentucky. **Nonlinear Processes in Geophysics**, 11, 371–381, 2004.

PILÓ, L. B. Morfologia cárstica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 1(1), 88–102, 2000.

PILÓ, L. B; AULER, A. S; NEVES, W. A; WANG, X; CHENG, H; EDWARDS, R. L. Geochronology, sediment provenance, and fossil emplacement at Sumidouro Cave, a classic Late Pleistocene/Early Holocene paleoanthropological site in eastern Brazil. **Geoarchaeology**, 20(8), 751–764, 2005. https://doi.org/10.1002/gea.20081

POVARĂ, I; CONOVICI, M. Tectono-karst depressions in the central-western area of the Mehedinți Mountains (SW Romania). Travaux de l'Institut de Spéologie "Émile Racovitza", LII, 37–49, 2013.

RACZKA, M. F; OLIVEIRA, P. E; BUSH, M; MCMICHAEL, C. H. Two paleoecological histories spanning the period of human settlement in southeastern Brazil. **Journal of Quaternary Science**, 28(2), 144–151, 2013. https://doi.org/10.1002/jqs.2597

ROGLIC, J. `Karst Valleys´ in the Dinaric Karst. **Erdkunde,** 18(2), 1964. https://doi.org/10.3112/erdkunde.1964.02.06

SAURO, U. The Monti Berici: A Peculiar Type of Karst in the Southern Alps. **Acta Carsologica**, 31(3), 2002. https://doi.org/10.3986/ac.v31i3.382

SAURO, U. Landforms of mountainous karst in the middle latitudes: Reflections, trends and research problems. **Acta Carsologica**, 42(1), 5–16, 2013. https://doi.org/10.3986/ac.v42i1.629

ŞENER, M. F; ÖZTÜRK, M. Z. Relict drainage effects on distribution and morphometry of karst depressions: A case study from central Taurus (Turkey). **Journal of Cave and Karst Studies**, 81(1), 33–43, 2019. https://doi.org/10.4311/2018ES0111

STEVAUX, J. C. Climatic events during the Late Pleistocene and Holocene in the Upper Parana River: Correlation with NE Argentina and South-Central Brazil. **Quaternary International**, 72, 73–85, 2000. https://doi.org/10.1016/S1040-6182(00)00023-9

STRÍKIS, N. M. Paleopluviosidade no norte de Minas Gerais durante o glacial tardio e Holoceno com base em registros de espeleotemas. **Dissertação** (Mestrado em Geoquímica e Geotectônica) São Paulo: Instituto de Geociências IGc /USP, 2011.

STRÍKIS, N. M. Atividade do Sistema de Monção Sul-americana na porção central do Brasil durante o último período glacial a partir da aplicação de isótopos de oxigênio em espeleotemas. **Tese** (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica). São Paulo: Instituto de Geociências IGc/USP, 2015

STRÍKIS, N. M; NOVELLO, V. F. Evolução hidrológica do Brasil durante o Pleistoceno Superior e Holoceno. **Paleontologia: Cenários de Vida – Paleoclimas**, 335-343, 2014.

TAYLOR, C. J; GREENE, E. A. Hydrogeologic Characterization and Methods Used in the Investigation of Karst Hydrology. In D. O. R. e J. W. LaBaugh (Ed.), Field Techniques for Estimating Water Fluxes Between **Surface Water and Ground Water** (pp. 75–114), 2008. USGS.

TÎRLĂ, L; MIREA, I; VIJULIE, I. Geomorphological and structural patterns of the scarp-related steep dry valleys in limestone ridges: A case study from South Carpathians, Romania. Geomorphologie: **Relief, Processus, Environnement,** 22(4), 399–408, 2016. https://doi.org/10.4000/geomorphologie.11528

TRAVASSOS, L. E. P. Princípios de Carstologia e Geomorfologia Cárstica**. Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade-ICMBio**, 2019

TRAVASSOS, L. E. P., RODRIGUES, B. D., & TIMO, M. B. Glossário Conciso e Ilustrado de Termos Cársticos e Espeleológicos. Belo Horizonte: **PUC Minas**, 65 p, 2015.

TURCQ, B; PRESSINOTTI, M. M. N; MARTIN, L; ORSTOM. Paleohydrology and Paleoclimate of the Past 33, 000 Years at the Tamanduá River, Central Brazil. **Quaternary Research**, 294(47), 284–294, 1997. https://doi.org/10.1006/qres.1997.1880

VALENTE, C. R; LATRUBESSE, E. M. Fluvial archive of peculiar avulsive fluvial patterns in the largest Quaternary intracratonic basin of tropical South America: The Bananal Basin, Central-Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 356–357, 62–74, 2012. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.10.002

VALÉZIO, E. V; PEREZ FILHO, A. Dinâmica antrópica no canal fluvial do córrego Tucum - São Pedro, São Paulo (Brasil). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 4, 1–8, 2015

WARWICK, G. T. Dry vallies of the southern Peninnes, England. **Erdkunde,** 18(2), 116–123, 1964.

WEB OF SCIENCE 2020. Todas as bases de dados. Disponível em: https://apps-webofknowledge.ez54.periodicos.capes.gov.br/UA_GeneralSearch_input.do?product=UA&SID=5Agtg6TQpxUlwyUO9je&search_mode=GeneralSearch Acesso em: 20 de março de 2021.

WHITE, W. B. **Geomorphology and hydrology of karst terrains**. Oxford: Oxford University Press, 1988. 464p.

WILLIAMS, P.; TING, Y. (2010). Mapa mundial de afloramentos rochosos carbonáticos. Disponível em: https://www.fos.auckland.ac.nz/our_research/karst/ . Acesso em 11 de abril de 2021.

WOODSIDE, J; PETERSON, E. W; DOGWILER, T. Longitudinal profile and sediment mobility as geomorphic tools to interpret the history of a fluviokarst stream system. **International Journal of Speleology,** 44, 197–206, 2015.

ZAPROWSKI, B. J; EVENSON, E. B; EPSTEIN, J. B. Stream piracy in the Black Hills: A geomorphology lab exercise. **Journal of Geoscience Education,** 50(4), 380–388, 2002. https://doi.org/10.5408/1089-9995-50.4.380

ZENG, H; LOUCKS, R; JANSON, X; WANG, G.; XIA, Y; YUAN, B; XU, L. Three-dimensional seismic geomorphology and analysis of the Ordovician paleokarst drainage system in the central Tabei Uplift, northern Tarim Basin, western China. **AAPG Bulletin**, 95(12), 2061–2083, 2011. https://doi.org/10.1306/03111110136

3.2 CRONOLOGIA DE DEPÓSITOS FLUVIAIS BRASILEIROS: UMA REVISÃO

Cronologia de depósitos fluviais brasileiros: uma revisão

Chronology of the brazilian fluvial deposits: a review

Resumo- Estudos que envolvem a cronologia de depósitos fluviais associados a análises como estratigrafia, geofísica dentre outros, têm crescido substancialmente, visando o entendimento e reconstrução da paisagem, contribuindo para a compreensão da dinâmica terrestre relacionados com uso da terra, tectonismo, mudanças climáticas e demais abordagens. Este artigo se propõe rever o estado atual do conhecimento das análises de depósitos fluviais no Brasil, envolvendo a cronologia trazendo a discussão acerca das influências dos períodos glaciais e interglaciais na evolução das paisagens. O levantamento considerou artigos nacionais e internacionais publicados e disponibilizados no banco de dados da plataforma *Web of Science*. A espacialização das pesquisas desenvolvidas neste enfoque demonstra que os estudos vêm crescendo, considerando a extensão do território brasileiro. No entanto, a maioria das áreas de pesquisas estão concentradas na região Norte e Sudeste. A partir da organização das idades demonstradas nos trabalhos levantados, observou-se a predominância referente aos Estágios Isotópicos Marinhos (EIM) 3 e 2, respectivamente. A ampliação de pesquisas permite uma compreensão integradora dos processos de evolução da paisagem, bem como, das mudanças climáticas, conhecimento fundamental para gestão dos ambientes.

Palavras -chave: datação, eventos climáticos, sedimentos.

Abstract- The applications of chronology combined with stratigraphic and geophysical techniques for the study of the fluvial deposits have increased greatly. These studies aiming at the understanding of landscape dynamics through the comprehension and reconstruction landscape evolutionary processes, that are linked with the land use, tectonism, climate change and other phenomena. The present study aiming at providing a review of the current state of knowledge on the chronology of river deposits in Brazil, bringing the discussion about the influence of glacial and interglacial periods on the evolution of landscapes. Here, the information documented in the already published (Web of Science) national and international articles is used for the analysis. It is concluded that through the studies are growing on the subject matter, however, there is still need of the extension over Brazil where studies are concentrated in the North and Southeast regions. From the organization of the ages demonstrated in the works, it was observed the predominance referring to the Marine Isotopic Stages (EIM) 3 and 2, respectively. The broadening of research allows an integrated understanding of the evolutionary processes of the landscape along with the knowledge of climatic variations is fundamental for the management of the environments.

Keywords: dating, climatic events, sediments.

1 Introdução

Os sistemas fluviais são importantes agentes no processo de evolução geomorfológica da superfície continental emersa. Parte dos sedimentos gerados a partir de rochas e solos são transportados e depositados em diversas formas e locais nas bacias hidrográficas, conhecidos como leques aluviais, terraços, planícies, barras de canal, vales secos, dentre outros, estando, dessa forma, envolvidos na dinâmica relacionada aos eventos passados (CHORLEY, 1962;

HUGGET, 2007; RO CHARLTON, 2008). Quando bem preservados, tais sedimentos são considerados importantes registros para estudos em diversas abordagens como ambientes deposicionais, eventos climáticos, tectônicos e impactos humanos na paisagem, favorecendo interpretações paleoambientais (BAKER, 2008; BRIDGLAND; WESTAWAY, 2008; CHORLEY, 1962; DE OLIVEIRA et al., 2008; DOTTERWEICH, 2008; GUTIÉRREZ et al., 2017a; PHILLIPS, 2017).

Diversas técnicas integradas são utilizadas para análises destes depósitos, como vem sendo aplicadas no território brasileiro a partir de sequências pedoestratigráficas, dados geomorfológicos, sedimentológicos, micromorfológicos, isotópicos, palinológicos, dentre outros. Apesar da baixa resolução para a maioria dos registros sedimentares continentais, os depósitos superficiais são tidos como bons indicadores de sensibilidade da paisagem às mudanças ambientais, principalmente quando suportadas por dados de próxies independentes (ASSINE et al., 2014; CELARINO; LADEIRA, 2017; PAISANI et al., 2013). Principalmente as técnicas estratigráficas e geocronológicas são amplamente empregadas para a proposição de modelos de reconstrução paleoambiental.

Em Lang (2008) pode se encontrar informações gerais sobre as diferentes técnicas de datação em sedimentos fluviais. Os avanços em técnicas cronológicas podem oferecer subsídios no estabelecimento da correspondência de processos, permitindo a correlação da resposta fluvial às mudanças climáticas, tectônicas ou da ocupação humana, considerando testes e hipóteses, necessários como informação de base para metas significativas de gestão ambiental. A compreensão da variabilidade climática milenar de transições glaciais e interglaciais na América do Sul ainda é um fato a ser alcançado (NOVELLO et al., 2017a) . Diante disso, o estudo cronológico dos depósitos superficiais, conforme observamos, pode contribuir na reconstrução paleoclimática, uma vez que registram os eventos climáticos passados (BERTANI et al., 2015) .

Os métodos mais utilizados para estimar idades de depósitos fluviais têm sido o radiocarbono (^{14}C) e a Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). Arnold; Libby (1949) demonstraram a facilidade de usar o radiocarbono como ferramenta de datação, uma vez que se baseia no decaimento da radioatividade do ^{14}C que possui meia–vida de 5.730 anos, tendo sido amplamente usado para estudos do Quaternário. O que melhorou sua sensibilidade foi o advento da técnica de espectrometria em massa com aceleradores (AMS). No entanto, há possibilidade de o material superar o intervalo cronológico do método, visto que o radiocarbono se torna ineficiente a partir de 50ka (CONSTANTIN D. ATHANASSAS, 2016), ou ainda quando não há material para datação.

Para o estabelecimento de idades superiores há possibilidade de utilizar a técnica de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) ou Termoluminscência (TL), que alcançam até cerca de 1Ma. Tais métodos se fundamentam na análise das propriedades ópticas de minerais, tais como o quartzo e o feldspato, que são expostos à radiação ambiental (NOLLER et al., 2000; SALLUN; SUGUIO, 2010). Portanto, uma técnica de rápido desenvolvimento que fornece cronologias absolutas para sedimentos clásticos do Quaternário. Apesar de Wallinga et al.(2001) apontar a existência de problemas potenciais na técnica, SAWAKUCHI et al. (2016) salientam que os sedimentos Quaternários geram idades precisas e confiáveis.

Diante da capacidade dos depósitos fluviais como registradores episódicos da história deposicional, viabilizando o planejamento ambiental futuro, este estudo objetiva contextualizar as pesquisas envolvendo a cronologia da paisagem, com enfoque

paleoclimático, das publicações que utilizaram métodos geocronológicos ^{14}C e LOE. Tais técnicas são consagradas e empregadas atualmente em sequências estratigráficas do Quaternário e utilizadas como recorte técnico para essa revisão.

Como metodologia de pesquisa o estudo considerou obras clássicas para a construção geral do texto. Porém, o levantamento dos artigos foi obtido por meio do banco de dados da *Web of Science (1945-2021/1)* por tópicos, inserindo a combinação das palavras chave *dating, optically stimulated luminescence (OSL), radiocarbon, Brazil, river, fluvial deposit*. Desta forma, a busca totalizou 600 datações em 59 artigos, que foram tabulados e espacializados no território brasileiro utilizando os softwares Google EarthPRO (7.3.3.7786) e ArcGIS (10.1). As idades e profundidades foram extraídas diretamente dos perfis ou de tabelas sendo que os estudos que não ofertavam tais informações foram automaticamente descartados. Posteriormente, todas as idades de radiocarbono foram calibradas no programa OxCal (4.3) a título de comparação das idades.

Vale ressaltar que o emprego desta metodologia tem crescido ultimamente pelo fato de ser replicável, permitindo checagem, além de considerar publicações contidas nas plataformas restritas a periódicos de alto impacto. A seleção despretensiosa de monografias, dissertações e teses não garante que todas as disponíveis tenham sido, de fato, encontradas. Ressalta-se que nem todos esses tipos estão disponíveis eletronicamente.

1.1 Mudanças climáticas – períodos glaciais e interglaciais

Nas variações climáticas de escala milenar destacam-se os eventos do Último Glacial Máximo (UGM), período extremamente instável e interrompido por cerca de 24 eventos distintos de aquecimento e resfriamento, tais como apresentados a seguir.

Eventos Heinrich (HS1 14.800 - ~17.730 AP/ HS2 23.800-24.700 AP) são fenômenos que ocorrem quando *icebergs* são separados das geleiras deslocando-se para o Atlântico Norte. Desta forma caracterizam-se por episódios de frio extremo que vêm ocorrendo durante os últimos cinco períodos glaciais e sendo bem registrados no decorrer da última época glacial (HODELL et al., 2008; MENG et al., 2015; NOVELLO et al., 2017a; STRÍKIS; NOVELLO, 2014).

Os eventos *Dansgaard-Oeschger* (DO) são mais proeminentes nos registros do gelo da Groenlândia, onde consistem em um aquecimento abrupto das condições interestadiais seguidas por um resfriamento mais gradual e rápido para condições estadiais muito frias. Tais fenômenos também são registrados nos núcleos de gelo da Antártida, mas as amplitudes térmicas são menores e os aquecimentos são graduais, em contraste com os aquecimentos abruptos nos núcleos da Groenlândia (HODELL et al., 2008)

O *Younger Dryas* (YD 11.600-12.900 AP) é considerado um evento de frio extremo equivalente ao que seria o Heinrich 0, que terminou como uma das maiores mudanças abruptas do clima, com ocorrência frequente durante a maior parte dos últimos 100.000 anos. Encontra-se bem documentado no registro sedimentar da América do Norte e Europa (ALLEY, 2000).

O *Bølling-allerød* (BA 12.900-14.700 AP) refere-se ao aumento abrupto da temperatura no Hemisfério Norte e o recomeço da circulação meridional do Atlântico em seu início, encontra-se entre os eventos deglaciais mais dramáticos, mas suas causas não são esclarecidas. Segundo Thiagarajan et al. (2014) , a liberação de calor de águas quentes no profundo oceano Atlântico Norte, provavelmente desencadeou o aquecimento e revigoramento de *Bølling-Allerød* da circulação meridional do Atlântico.

As variações climáticas decenais a centenais do Holoceno, têm registrado vários eventos climáticos frios com duração de centenas de anos, como os conhecidos por Pequena Idade de Gelo (LIA) e o 8.2 ka. Desta forma, atualmente, integram os eventos Bonds, sendo identificados a partir da ocorrência de estratos sedimentares, contendo material desprendido pelo derretimento de geleiras no Hemisfério Norte, que são atribuídos a fases de expansão para sul, da zona de ocorrência de *icebergs* durante períodos de frio mais acentuado. Foram identificados seis eventos tipo Bond: Bond 1 (1.1-1.5 mil anos AP), Bond 2 (2.6-3.4 mil anos AP), Bond 3 (3.9 – 4.6 mil anos AP), Bond 4 (5.1 – 6.0 mil anos AP), Bond 5 (7.2 – 7.8 mil anos AP) e Bond 6 (9.2 – 9.5 mil anos AP). Estes influenciaram na dinâmica climática de regiões do Brasil e na intensidade das monções (NOVELLO et al., 2017a; STRÍKIS; NOVELLO, 2014).

Além dos eventos climáticos temos os Estágios como é o caso da série temporal de variação do O18, que indica alternância de períodos mais frios e mais quentes, o Estágio Isotópico Marinho (EIM), que formam uma base de dados fundamental para a compreensão de climas passados. Sendo utilizados para as estimativas dos isótopos de oxigênio e de carbono, acabam gerando uma rede global de registros, possibilitando reconhecimento em quase todos os núcleos de gelo e sendo utilizados como ferramenta de correlações climáticas de escala global. A sincronia dos eventos climáticos conhecidos possibilita estabelecer uma escala de tempo numérica para estas mudanças climáticas, ou seja, um esquema deposicional estratigráfico estável baseado em isótopos (WRIGHT, 1947).

Cada EIM corresponde a um intervalo de tempo, em cujos períodos podem ocorrer diversos eventos climáticos. Geralmente entende-se que períodos de resfriamento global da atmosfera (estágios glaciais) implicariam em clima mais seco (árido) nas áreas tropicais e subtropicais. Enquanto isso, os períodos de aquecimento global (estádios interglaciais e interestadiais) implicariam em clima mais úmido. No entanto, esta regra não necessariamente pode ser aplicada a todas as situações (OLIVEIRA et al., 2006).

O período considerado EIM 3 corresponde ao último máximo interglacial ~ 30.000-60.000 kyr cal. AP, ou seja, durante o final do Pleistoceno, quando ocorreu o último período de aquecimento global, em detrimento de regime climático úmido e relativamente frio (LONG; STOY, 2013; PAISANI et al., 2017a) . O período EIM 2 corresponde ao Último Glacial Máximo (UGM 17.800 - 27.970–AP), sendo que em todo hemisfério sul este período decorreu em regime climático marcado pela redução máxima das temperaturas e umidade, com fase de flutuação para mais úmido (PAISANI et al., 2017b) . Embora haja uma falta geral de informações paleoclimáticas para o período, os dados de uma estalagmite no sul do Brasil indicam que um regime de monções poderia ter estado em vigor na Amazônia (WANG et al., 2008).

Os registros de espeleotemas do Brasil subtropical indicaram que os períodos de maior abundância de chuvas de monções coincidem com alta insolação no verão, nos ciclos de Milankovitch (CRUZ et al., 2009) com períodos frios no hemisfério norte durante os eventos de Heinrich e estágio EIM 4 a 2 (CRUZ et al., 2006; WANG; JINLING; XIADON, 2003) . Ambos fatores afetam positivamente a localização média e/ou a atividade convectiva do sistema de Monção de verão da América do Sul (SASM), resultando no aumento do transporte de umidade da bacia Amazônica para o sudeste e sul do Brasil (CRUZ et al., 2007) .

É importante ressaltar que as respostas ambientais durante cada evento são distintas dependendo da localidade, principalmente quando se trata dos Hemisférios. Desse modo, para caracterização e/ou correlação se faz necessário um aporte de registros regionais.

2 Levantamento dos estudos de depósitos fluviais no brasil

Os depósitos fluviais, enquanto arquivos de reconstrução geológica ambiental, vêm sendo investigados em diversas partes do mundo. Estudos no Brasil permitem observar que a geocronologia dos depósitos fluviais é utilizada, principalmente, para análises envolvendo o tectonismo e abordagem paleoclimática. Apresentamos a seguir (**Figura 1**) o levantamento realizado no Brasil, que envolveu a geocronologia dos depósitos fluviais, espacializados no território, com os respectivos artigos (**Tabela 1**).

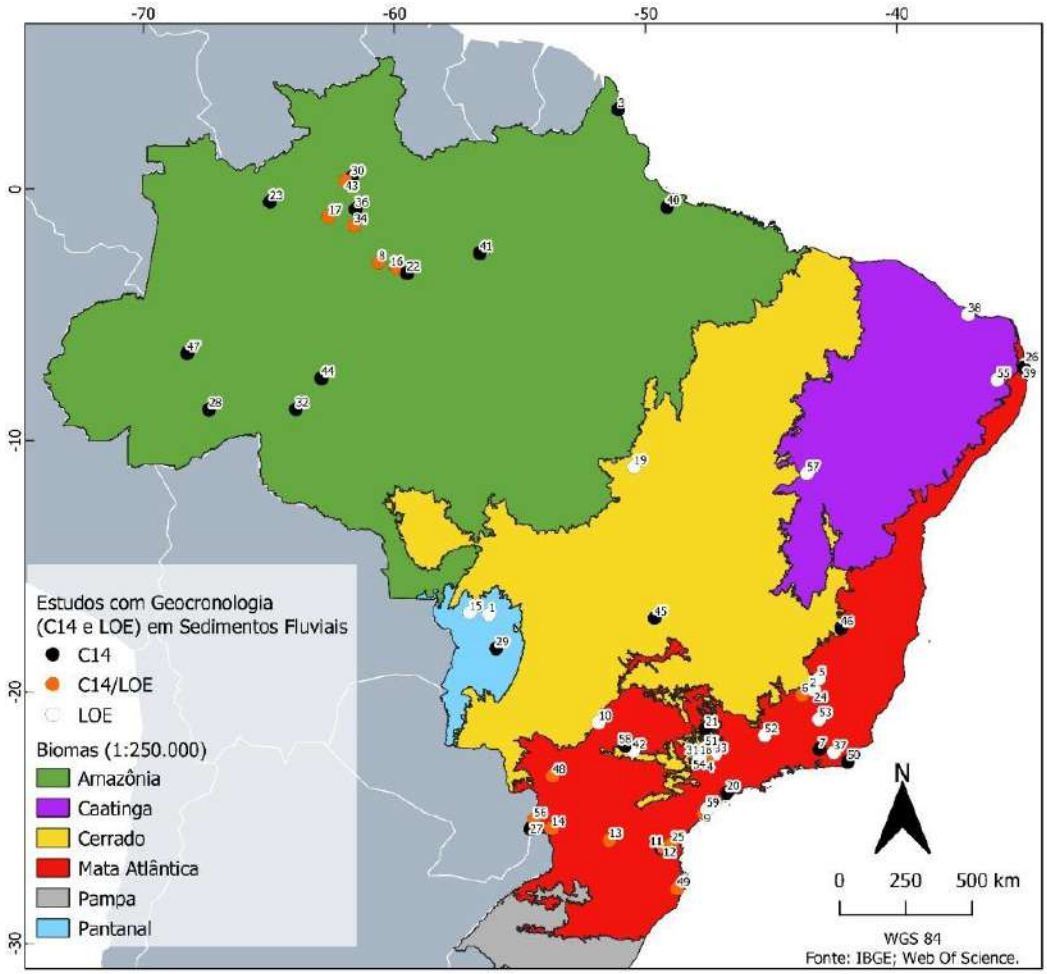


Figura 1: Estudos dos depósitos fluviais no Brasil com geocronologia de radiocarbono e ou LOE Fonte: Web of Science (2021/1)

Código	Autor /Ano	Método	Código	Autor /Ano	Método
1	(ASSINE et al., 2014)	LOE	**31**	(VALÉZIO; PEREZ FILHO, 2015)	LOE
2	(BARROS; MAGALHÃE	LOE	**32**	(BERTANI et al., 2015)	C14

	S, 2013)				
3	(SOMMERFIELD; NITTROUER; FIGUEIREDO, 1995)	C14	**33**	(STORANI; PEREZ FILHO, 2015)	LOE
4	(BARROS et al., 2016)	C14 e LOE	**34**	(CREMON et al., 2016)	C14 e LOE
5	(CELARINO et al., 2013)	LOE	**35**	(DIAS; PEREZ FILHO, 2015a)	LOE
6	(CELARINO; LADEIRA, 2017)	C14 e LOE	**36**	(SILVA et al., 2018)	C14
7	(COHEN et al., 2014)	C14	**37**	(MARÇAL et al., 2015)	LOE
8	(GONÇALVES JÚNIOR et al., 2016)	LOE	**38**	(MOURA-LIMA et al., 2011)	LOE
9	(LELI; STEVAUX; ASSINE, 2018)	C14	**39**	(MIRANDA; ROSSETTI; PESSENDA, 2009)	C14
10	(MAGALHÃES JUNIOR et al., 2011)	LOE	**40**	(ROSSETTI; VALERIANO; THALES, 2007)	C14
11	(DE OLIVEIRA et al., 2008)	C14 e LOE	**41**	(ROSSETTI et al., 2014)	C14
12	(PAISANI et al., 2014)	C14	**42**	(ROSSETTI et al., 2015)	LOE
13	(PAISANI et al., 2017b)	C14 e LOE	**43**	(ROSSETTI et al., 2017)	C14 e LOE
14	(PAISANI et al., 2013)	C14	**44**	(ROSSETTI; ALVES; VALERIANO, 2017)	C14
15	(PUPIM; ASSINE; SAWAKUCHI, 2017)	LOE	**45**	(SALGADO-LABOURIAU et al., 1997)	C14

16	(FIORE et al., 2014)	LOE	**46**	(BEHLING; LICHTE, 1997)	C14
17	(SOARES; TATUMI; RICCOMINI, 2010)	LOE	**47**	(KRONBERG; FRALICK; BENCHIMOL, 1998)	C14
18	(SOUZA; PEREZ FILHO, 2018)	LOE	**48**	(MORAIS et al., 2016)	LOE
19	(VALENTE; LATRUBESSE, 2012)	C14 e LOE	**49**	(ALVES; ROSSETTI, 2016)	C14 e LOE
20	(PESSENDA et al., 2009)	C14	**50**	(CUNHA et al., 2017)	C14
21	(TURCQ et al., 1997)	C14	**51**	(DIAS; PEREZ FILHO, 2015b)	LOE
22	(LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2002)	C14	**52**	(MARQUES NETO; PEREZ FILHO, 2013)	LOE
23	(LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2005)	C14	**53**	(OLIVEIRA et al., 2014)	LOE
24	(MAGALHÃES et al., 2012)	LOE	**54**	(SOUZA; PEREZ FILHO, 2018)	LOE
25	(DE OLIVEIRA; BEHLING; PESSENDA, 2008)	C14 e LOE	**55**	(FONSÊCA et al., 2020)	LOE
26	(ROSSETTI et al., 2011)	LOE	**56**	(LELI; STEVAUX; ASSINE, 2021)	C14 e LOE
27	(STEVAUX, 2000)	C14	**57**	(MESCOLOTTI et al., 2021)	LOE
28	(LATRUBESSE; KALICKI, 2002)	C14	**58**	(MORAIS et al., 2020)	C14
29	(MAKASKE et al., 2012)	C14	**59**	(SOUZA et al., 2020)	LOE

30	(ROSSETTI et al., 2012)	C14	

Tabela 1. Artigos analisados com respectivos métodos Fonte: Web of Science (2021/1)

Ao reunir as principais contribuições envolvendo geocronologia de sedimentos fluviais, espalhadas nos biomas brasileiros, observamos certo aumento na quantidade de trabalhos na última década, sendo, contudo, pouco representativo se considerado a dimensão do território brasileiro, havendo grandes vazios geográficos (**Figura 1**). Cientes da disparidade observada no território, constatou-se os seguintes quantitativos de datações por biomas: Amazônico com 233, Mata Atlântica com 251, enquanto o Pantanal apresenta 35, o Cerrado 32 e a Caatinga 49.

Verifica-se, também, que não há diferença significativa na porcentagem quanto ao uso das técnicas geocronológicas (**Figura 2A**). Dessa forma, 24 foram os artigos localizados com datações unicamente em radiocarbono (40,7%). Os que possuíam apenas LOE como metodologia, correspondem a 42,4% (25 artigos), enquanto os estudos que utilizam ambas as metodologias estão presentes em 16,9% dos textos encontrados (10 trabalhos).

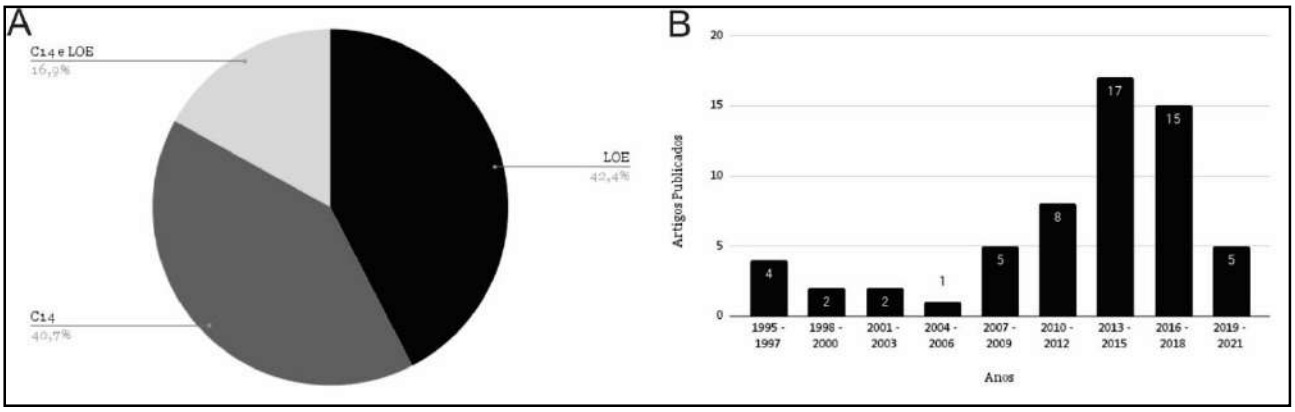


Figura 2: 3A-Metodologias utilizadas para datações em sedimentos fluviais 3B-Estudos publicados entre 1995 e 2021 (a cada 3 anos) Fonte: Web of Science (2021/1)

Outro aspecto de grande importância refere-se a ampliação da quantidade de publicações ao longo dos anos. A **Figura 2B** demonstra a ascendência de estudos no intervalo de 3 anos. O período com maior número de publicações é entre 2013 e 2015, compreendendo 17 estudos. Dessa forma, entende-se que a ampliação de pesquisas sobre a temática demonstra sua importância para as reconstruções paleoambientais e áreas correlatas.

Aplicando a metodologia de busca escolhida não foram encontrados estudos referentes ao bioma Pampa brasileiro. As datações presentes nos estudos puderam ser reunidas e associadas aos estágios e eventos climáticos conhecidos, conforme a **Figura 3**. Assim, foi possível demonstrar de forma mais abrangente os estágios e eventos climáticos dos quais estão inseridas as idades apresentadas nos estudos levantados durante o recorte temporal que esta pesquisa estabeleceu.

A partir da síntese e tabulação dos dados (**Figura 3**) pode-se, assim, verificar que a maior parte das datações em sedimentos fluviais apresentadas nas pesquisas são correspondentes aos eventos BONDS, totalizando 187 datações, e recente (< 1000 anos), com 116 datações. A seguir demonstra-se as idades correspondentes aos Estágios Isotópicos Marinhos (EIM) 1, com 43, EIM 2 com 48, EIM 3 (71) e EIM 5 (43). Houve datações em menor quantidade

correspondentes aos estágios EIM 4 (10); EIM 6 (15); EIM 7 (6); EIM 9 (5); EIM 10 (2), EIM 11 (2), HS1 (15), HS2 (6), BA (10) e por fim YD com duas datações. Além disso, algumas datações se inserem entre 2 ou mais períodos: EIM 1/YD (2), EIM 2/3 (4) e, finalmente, EIM 3/4 (13).

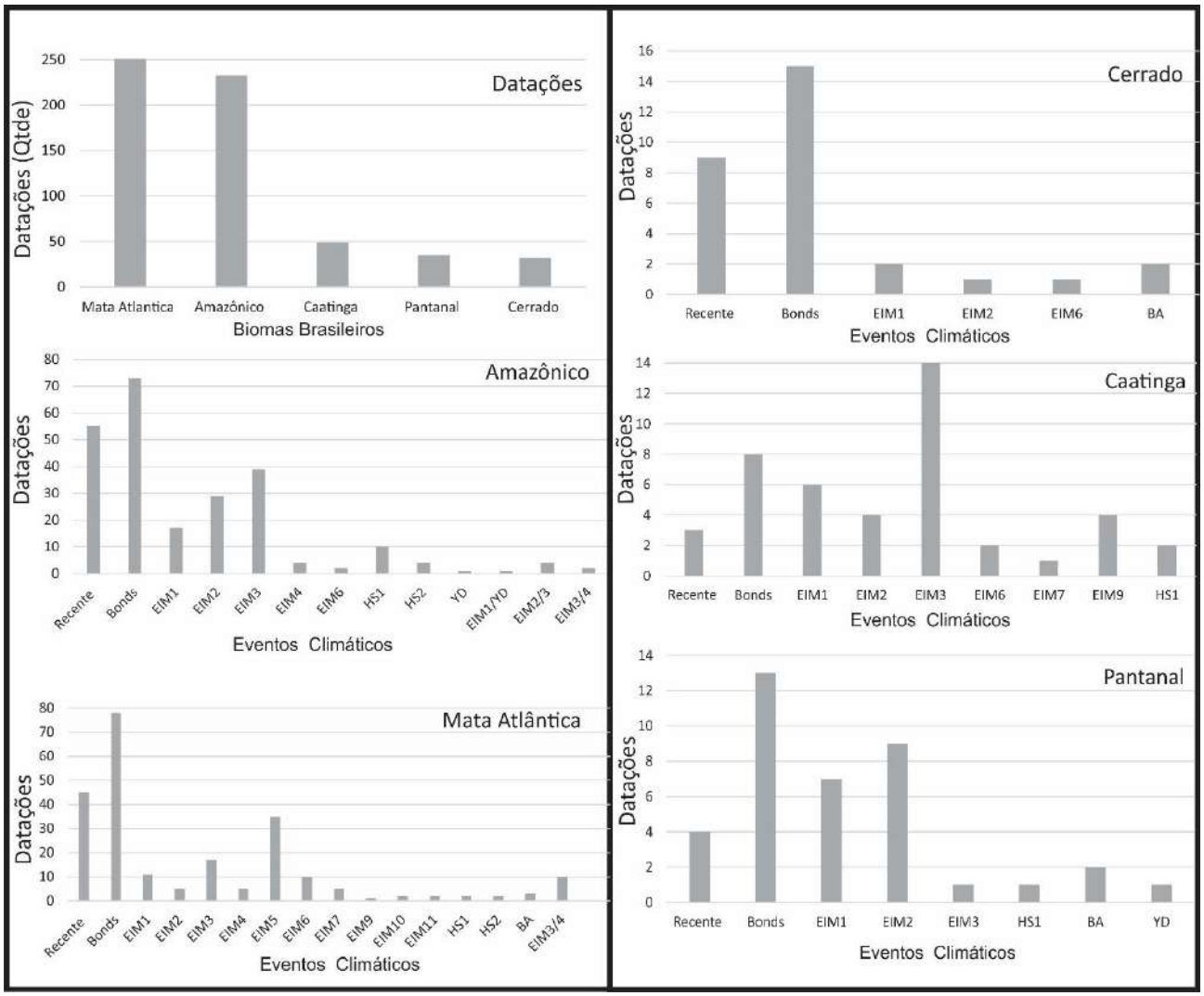


Figura 3: Gráficos datações/Idades associadas aos períodos climáticos de acordo com os biomas brasileiros. Fonte: Web of Science (2021/1)

Este estudo evidencia que, de fato, a dinâmica dos sistemas fluviais associadas aos fatores climáticos dificulta a preservação dos depósitos superficiais fluviais brasileiros, uma vez que grande parte dos depósitos datados são recentes. Eventos episódicos frios no Hemisfério Norte, como os Eventos Bond, aumentam a atividade convectiva do SMSA, resultando em maior quantidade de precipitação na América do Sul (STRÍKIS, 2011; STRÍKIS; NOVELLO, 2014; VIANA, 2012). Ou seja, os estudos identificaram idades e sedimentos depositados sob sistema possivelmente úmido.

Considerando os estágios EIM 2 e 3, há períodos durante o UMG (EIM2) com ocorrência de máxima insolação no Hemisfério Sul e mínima no Hemisfério Norte, de acordo com o ciclo de insolação de Milankovitch. Registros do norte de Minas Gerais e centro da Bahia apontam para um período de seca prolongada (BARRETO, 2010), com extensão máxima do

Cerrado (Savana) até mesmo na região Amazônica (HAMMEN; HOOGHIEMSTRA, 2000; LATRUBESSE, 2003).

Em Lagoa Bonita Águas Emendadas-DF (BARBERI, 2001; SALGADO-LABORIAU et al., 1997) e em Cromínia-GO (SALGADO-LABORIAU et al.1997) dados palinológicos indicam que condições frias e relativamente úmidas existiam em torno de 26–22 ka AP. No entanto, o clima tornou-se, mais seco e mais frio de 22 para 13 ka AP , no entanto, um pouco mais quente e seco do que antes, até 7 ka AP (BARBERI, 2001; SALGADO-LABORIAU et al., 1997).

O evento mais identificado, quando agrupado, nas idades levantadas nos estudos, foi o EIM correspondendo a 225 idades, destacando-se os estágios EIM 2 e 3. Desse modo, estes últimos foram caracterizados conforme sua atuação nas áreas correspondentes aos biomas brasileiros. O bioma da Mata Atlântica no sul do país demonstrou ser um ambiente influenciado por relativo superávit de umidade, mesmo durante o Último Máximo Glacial, após 15 ka AP, ou seja, EIM 2, quando ocorreu um período de provável aumento da umidade atmosférica (OLIVEIRA et al.,2006). Demais registros locais apontam para ambientes relativamente úmidos, onde zonas rasas, saturadas de água do solo, contribuíram para a erosão e sedimentação durante períodos de mudanças climáticas, como durante a transição entre EIM 2 e 1 (DE OLIVEIRA et al., 2008).

Na região amazônica, neste período, o clima tornava-se predominantemente mais frio e seco (CREMON et al., 2016). Hammen; Hooghiemstra, (2000), considerando a história da vegetação e do clima da Amazônia, estimaram que as chuvas durante o UMG podem ter reduzido em 30-50%, levando a uma substancial retração das florestas pluviais úmidas e à formação de refúgios florestais úmidos, separados por tipos mais secos de vegetação. Em estudos publicados da Amazônia e no Brasil Central, não há sedimentos presentes e abundantes correspondentes a este período, apresentando um hiato de vários milhares de anos, o que pode indicar climas mais secos (LEDRU; SALGADO-LABOURIAU; LORSCHEITTER, 1998). Estudo atual de isótopos estáveis em estalagmites demonstram que durante o glacial, a bacia Amazônica apresenta condições secas e vegetação menos densa (NOVELLO et al., 2019).

Na região do Brasil central, dados cronológicos, geomorfológicos, sedimentológicos e as características do sistema fluvial do Araguaia, estão de acordo com as condições gerais que indicam sedimentação aluvial durante parte substancial do UMG. A área sofreu um clima fortemente sazonal, com tendência a processos de degradação e avulsão ativos na ilha do Bananal (VALENTE; LATRUBESSE, 2012). Durante este período (EIM 2), a vegetação de savana provavelmente atingiu sua máxima extensão, substituindo parte da floresta da região amazônica (HAMMEN; HOOGHIEMSTRA, 2000; LATRUBESSE, 2003). Este cenário indica o prevalecimento de clima mais seco. Estudos baseados em dados palinológicos existentes no bioma Cerrado (BARBERI; SALGADO-LABOURIAU; SUGUIO, 2000; SALGADO-LABORIAU et al., 1997) indicam que o clima se tornou mais seco e mais frio, de 22 a 13 ka AP.

Estudos no mega leque do rio Cuiabá na região do Pantanal indicam que ocorreu uma fase de degradação durante o último período glacial, sugerindo deposição no estágio inicial do estágio isotópico marinho (EIM2), ocorrendo evidência clara da atividade fluvial durante o UMG (~ 20 ka) (PUPIM; ASSINE; SAWAKUCHI, 2017). Os autores comentam que em outras terras baixas da América do Sul houve evidências de condições mais secas e frias durante o UMG. As variações morfológicas do leque fluvial Cuiabá corroboram estudos

anteriores que apresentam situações indicativas de condições climáticas mais secas durante o UMG. Após seu fim houve aumento abrupto da precipitação com desenvolvimento de uma cobertura vegetal mais densa durante o período deglacial (PUPIM; ASSINE; SAWAKUCHI, 2017).

O EIM 3, nos trópicos da América do Sul, apresentou temperaturas médias anuais mais baixas, intensa sazonalidade e precipitações (LATRUBESSE, 2003). No bioma Amazônico, registros fluviais indicam sedimentação aluvial no período (LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2005). O Pleniglacial Médio apresentou um clima úmido na Amazônia causando sedimentação fluvial extensa na área. O clima estava mudando, as temperaturas eram um pouco mais altas do que durante o Pleniglacial Superior. No entanto, houve um intervalo muito frio e seco em torno de 40 ka. As temperaturas das planícies podem ter sido iguais ou superiores às do Pleniglacial Superior (HAMMEN; HOOGHIEMSTRA, 2000). Um clima com alternância de fases fria e úmida, foi proposto para esta região durante o estágio isotópico EIM 3 (MAGALHÃES JUNIOR et al., 2011).

No sul do Brasil estudo da evolução de um paleovale, identificou um sinal de redução de umidade no final do EIM 3 (41.000 a 24.850 anos AP) (PAISANI et al., 2013). Oliveira et al. (2006) verificaram um período de clima mais frio e mais úmido durante período correlacionável ao interestádio do EIM 3. Este período, também no alto rio Paraná no Brasil e no rio Uruguai, também indica sedimentação aluvial (LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2005; STEVAUX, 2000 entre outros).

No Pantanal, Pupim; Assine; Sawakuchi, (2017) evidenciaram uma deposição fluvial do mega leque do rio Cuiabá durante o EIM 3. Tal situação também foi reconhecida em mega leques do Taquari (ZANI; ASSINE, 2011) e São Lourenço (ASSINE et al., 2014). Da mesma forma, foi identificado em outros sistemas fluviais subtropicais e tropicais da América do Sul, onde consideram que a ocorrência de temperatura mais baixa, aumento da sazonalidade das chuvas e baixa cobertura vegetal levariam a regimes fluviais torrenciais, com alta produção de sedimentos em áreas de captação e ampla disseminação durante a última glaciação, antes do UMG (LATRUBESSE, 2003; STEVAUX, 2000; VALENTE; LATRUBESSE, 2012).

O sistema fluvial da Ilha do Bananal, neste período, demostrou-se muito ativo, com transporte de sedimentos abundantes e com o próprio rio sofrendo vários episódios de avulsão na planície durante o Pleniglacial Médio (VALENTE; LATRUBESSE, 2012).

Nos Cerrados do Planalto Central, análises palinológicas em Cromínia (FERRAZ-VICENTINI; SALGADO-LABORIAU, 1996; VICENTINI, 1993) datam do final do Pleniglacial Médio, com características de condições de um clima mais úmido e frio que o atual. Na região do Distrito Federal evidenciou-se alterações significativas na cobertura vegetal (BARBERI, 2001; FERRAZ-VICENTINI, 1999; VICENTINI, 1993). Naporção centro-sul do estado de Goiás, durante o Pleniglacial Médio, há indicação de maior diversidade em relação ao conjunto registrado no Holoceno e respostas mais acentuadas da vegetação às oscilações nos parâmetros de umidade e temperatura (CARMO; BARBERI; RUBIN, 2003).

3 Considerações

As pesquisas analisadas demonstraram a grande capacidade dos sedimentos fluviais enquanto geoarquivos que permitem a realização de estudos com diversos enfoques, seja em relação a cenários climáticos, geomorfológicos dentre outros. Por meio do levantamento

realizado em depósitos fluviais brasileiros pode-se observar que apesar do crescimento do número de pesquisas, verifica-se clara concentração na região norte e sudeste, fato que dificulta a compilação de dados para uma abordagem mais integradora de evolução da paisagem, considerando a extensão territorial do país. Apesar disso, esse aumento nas pesquisas e na utilização das técnicas de datação de sedimentos fluviais durante os anos, demonstra sua importância no subsídio às reconstruções paleoambientais, por exemplo. A metodologia aplicada para o levantamento tem se destacado atualmente, uma vez que permite, por meio da inserção de palavras chave em plataformas de buscas, filtrar estudos relevantes publicados nas revistas indexadas. Além disso, permite o estabelecimento espaço-temporal pretendido. O aumento de pesquisas abrangendo o território nacional se faz cada vez mais necessária para compreensão dos estágios e eventos paleoclimáticos, que oferecem subsídios relevantes no entendimento das mudanças climáticas, sendo evidenciadas devido a ocorrência eventos extremos, causando perdas humanas, ecológicas e econômicas.

4 Agradecimentos

Os autores agradecem à ao Programa de Pós-graduação em Geografia da Universidade de Brasília (UnB) que forneceu estrutura para a realização da pesquisa. Agradece também ao fomento obtido pelo TCCE 01/2018 Vale/ICMBio.

5 Referências

ALLEY, R. B.. The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. **Quaternary Science Reviews** v.19 p. 213-226, 2000.

ANKJÆRGAARD, C.; GURALNIK, B.; BUYLAERT, J. P.; REIMANN, T.; YI, S. W.; WALLINGA, J.. Violet stimulated luminescence dating of quartz from Luochuan (Chinese loess plateau): Agreement with independent chronology up to ~600 ka. **Quaternary Geochronology**, v. 34, p. 33–46, 2016. DOI: 10.1016/j.quageo.2016.03.001.

ASSINE, M. L.; CORRADINI, F. A.; PUPIM, F. N.; MCGLUE, M. M.. Channel arrangements and depositional styles in the São Lourenço fluvial megafan, Brazilian Pantanal wetland. **Sedimentary Geology**, v. 301, p. 172–184, 2014. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2013.11.007.

BAKER, V. R.. Paleoflood hydrology: Origin, progress, prospects. **Geomorphology**, v. 101, n. 1–2, p. 1–13, 2008. DOI: 10.1016/j.geomorph.2008.05.016.

BARBERI, M.. **Mudanças Paleoambientais na Região dos Cerrados do Planalto Central durante o Quatarnário Tardio: O estudo da Lagoa Bonita, DF**. São Paulo:IGc-USP, 2001.

BARBERI, M.; SALGADO-LABOURIAU, M. L.; SUGUIO, K.. Paleovegetation and paleoclimate of "Vereda de Aguas Emendadas", central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 13, n. 3, p. 241–254, 2000. DOI: 10.1016/S0895-9811(00)00022-5.

BARRETO, E. A. S.. **Reconstituição da pluviosidade da chapada diamantina (ba) durante o quaternário tardio através de registros isotópicos (o e c) em estalagmites.** São Paulo: IGc-USP, p. 110, 2010.

BERTANI, T. C.; ROSSETTI, D. F.; HAYAKAWA, E. H.; COHEN, M. C. L.. Understanding Amazonian fluvial rias based on a Late Pleistocene-holocene analog. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 40, n. 3, p. 285–292, 2015. DOI: 10.1002/esp.3629.

BRIDGLAND, D.; WESTAWAY, R.. Climatically controlled river terrace staircases: A worldwide Quaternary phenomenon. **Geomorphology**, v. 98, n. 3–4, p. 285–315, 2008. DOI: 10.1016/J.GEOMORPH.2006.12.032.

CARMO, F. P. Do; BARBERI, M.; RUBIN, J. C. R. De. Análise Palinológica De Sedimentos Do Quaternário Tardio, a Partir De 44.000 Anos Ap, Na Região Centro-Sul Do Estado De Goiás, Brasil. **II Congresso sobre Planeamento e Gestão das Zonas Costeiras dos Países de Expressão Portuguesa**, p. 5, 2003.

CELARINO, A. L. de S.; LADEIRA, F. S. B.. How fast are soil-forming processes in Quaternary sediments of a tropical floodplain? A case study in southeast Brazil. **Catena**, v. 156, n. October 2016, p. 263–280, 2017. DOI: 10.1016/j.catena.2017.04.002.

CHORLEY, R. J. Geomorphology and general systems theory. **US Geological survey professional paper 500-B**, p. B1–B10, 1962.

D. ATHANASSAS, C. ; WAGNER, G. A.. Geochronology Beyond Radiocarbon: Optically Stimulated Luminescence Dating of Palaeoenvironments and Archaeological Sites. **Elements**, v. 12, n. 1, p. 17–32, 2016.

CREMON, É. H.; ROSSETTI, D. de F.; SAWAKUCHI, A. de O.; COHEN, M. C. L.. The role of tectonics and climate in the late Quaternary evolution of a northern Amazonian River. **Geomorphology**, v. 271, p. 22–39, 2016. DOI: 10.1016/j.geomorph.2016.07.030.

CRUZ, F. W.; BURNS, S. J.; KARMANN, I.; SHARP, W. D.; VUILLE, M. Reconstruction of regional atmospheric circulation features during the late Pleistocene in subtropical Brazil from oxygen isotope composition of speleothems. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 248, n. 1–2, p. 494–506, 2006. DOI: 10.1016/j.epsl.2006.06.019.

CRUZ, F. W.; BURNS, S. J.; JERCINOVIC, M.; KARMANN, I.; SHARP, W. D.; VUILLE, M.. Evidence of rainfall variations in Southern Brazil from trace element ratios (Mg/Ca and Sr/Ca) in a Late Pleistocene stalagmite. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 71, n. 9, p. 2250–2263, 2007. DOI: 10.1016/j.gca.2007.02.005.

DE OLIVEIRA, M. A. T.; BEHLING, H.; PESSENDA, L. C. R.; DE LIMA, G. L.. Stratigraphy of near-valley head quaternary deposits and evidence of climate-driven slope-channel processes in southern Brazilian highlands. **Catena**, v. 75, n. 1, p. 77–92, 2008. DOI: 10.1016/j.catena.2008.04.003.

DOTTERWEICH, M.. Geomorphology The history of soil erosion and fl uvial deposits in small catchments of central Europe : Deciphering the long-term interaction between humans and the environment — A review. **Geomorphology**, v. 101, p. 192–208, 2008. DOI: 10.1016/j.geomorph.2008.05.023.

FERRAZ-VICENTINI, K. R.; SALGADO-LABORIAU, L. M. L. Palynological analysis of a palm swamp in Central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 9, n. 3–4, p. 207–209, 1996.

FERRAZ-VICENTINI, K. R.. **História do Fogo no Cerrado: Uma Análise palinológica**. Brasília: Universidade de Brasília, 1999.

GUTIÉRREZ, F.; ZARROCA, M.; CASTAÑEDA, C.; CARBONEL, D.; GUERRERO, J.; LINARES, R.; ROQUE, C.; LUCHA, P.. Paleoflood records from sinkholes using an example from the Ebro River floodplain, northeastern Spain. **Quaternary Research**, v. 88, n. 1, p. 71–88, 2017. DOI: 10.1017/qua.2017.23.

HAMMEN, T. V. D; HOOGHIEMSTRA, H.. Neogene and Quaternary history of vegetation , climate , and plant diversity in Amazonia. **Quaternary Science Reviews** v. 19 p. 725-742, 2000.

HODELL, D. A.; CHANNELL, J. E. T.; CURTIS, J. H.; ROMERO, O. E.. Onset of "' Hudson Strait "' Heinrich events in the eastern North Atlantic at the end of the middle Pleistocene transition ($ 640 ka)? **Paleoceanography**, v. 23, p. 1–16, 2008. DOI: 10.1029/2008PA001591.

HUGGET, R. J.. **Fundamentals of Geomorphology**. 2. ed. New York: Routledge, 2007. DOI: 10.1177/0192623310385829.

LANG, A. Recent advances in dating and source tracing of fluvial deposits. **Sediment Dynamics in Changing Environments**, v.325, p. 3–12, 2008.

LATRUBESSE, E. M. The Late-Quaternary Palaeohydrology of Large South American Fluvial Systems. **Palaeohydrology: understanding global change**, v.12 p. 194-212, 2003.

LATRUBESSE, E. M.; FRANZINELLI, E.. The late Quaternary evolution of the Negro River, Amazon, Brazil: Implications for island and floodplain formation in large anabranching tropical systems. **Geomorphology**, v. 70, n. 3- 4 p. 372–397, 2005. DOI: 10.1016/j.geomorph.2005.02.014.

LEDRU, M. P.; SALGADO-LABOURIAU, M. L.; LORSCHEITTER, M. L.. Vegetation dynamics in southern and central Brazil during the last 10,000 yr B.P. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 99, n. 2, p. 131–142, 1998. DOI: 10.1016/S0034-6667(97)00049-3.

LONG, J. A.; STOY, P. C.. Quantifying the periodicity of Heinrich and Dansgaard – Oeschger events during Marine Oxygen Isotope Stage 3. **Quaternary Research**, v. 79, n. 3, p. 413–423, 2013. DOI: 10.1016/j.yqres.2013.02.003.

MAGALHÃES JUNIOR, A. P.; CHEREM, L. F. S.; BARROS, L. F. de P.; SANTOS, G. B. Dos.. OSL dating of sediments from a mountainous river in southeastern Brazil: Late Cenozoic tectonic and climatic implications. **Geomorphology**, v. 132, n. 3–4, p. 187–194, 2011. DOI: 10.1016/j.geomorph.2011.05.008.

MENG, C.; CHAO, L. I.; LIAN, Z.; SHUCHENG, X. I. E.. Mo marine geochemistry and reconstruction of ancient ocean redox states. **Science China: Earth Sciences** n.58 p.1-11, 2015. DOI: 10.1007/s11430-015-5177-4.

NOLLER, J. S.; SOWERS, J. M.; COLMAN, S. M.; PIERCE, K. L. Introduction to Quaternary geochronology. In NOLLER, J.S. et al. (Eds.). **Quaternary Geochronology: Applications in Quaternary Geology**, p. 671-682, 1999.

NOVELLO, V. F., CRUZ, F. W., VUILLE, M., STRÍKIS, N. M., EDWARDS, R. L., CHENG, H., EMERICK, S., DE PAULA, M. S., LI, X., BARRETO, E. D. S., KARMANN, I., & SANTOS, R. V. A high-resolution history of the South American Monsoon from Last Glacial Maximum to the Holocene. **Scientific Reports**, v. 7, p. 1–8, 2017. DOI: 10.1038/srep44267.

NOVELLO, V. F., CRUZ, F. W., MCGLUE, M. M., WONG, C. I., WARD, B. M., VUILLE, M., SANTOS, R. A., JAQUETO, P., PESSENDA, L. C. R., ATORRE, T., RIBEIRO, L. M. A. L., KARMANN, I., BARRETO, E. S., CHENG, H., EDWARDS, R. L., PAULA, M. S., & SCHOLZ, D. Vegetation and environmental changes in tropical South America from the last glacial to the Holocene documented by multiple cave sediment proxies. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 524, p. 115717, 2019. DOI: 10.1016/j.epsl.2019.115717.

OLIVEIRA, M. A. T. De; PESSENDA, L. C. R.; BEHLING, H.; LIMA, G. L. De; FERREIRA, G. M. dos S. S.. Registro de mudanças ambientais pleistocênicas e holocênicas em depósitos de cabeceira de vale : Campo Alegre , Planalto Norte Catarinense (SC). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, n. 3, p. 474–487, 2006.

PAISANI, J. C.; CALEGARI, M. R.; PONTELLI, M. E.; PESSENDA, L. C. R.; CÔRREA, A. C. B.; PAISANI, S. D. L.; RAITZ, E.. O Papel Das Mudanças Climáticas Do Quaternário Superior Na Dinâmica Evolutiva De Paleovale De Segunda Ordem (Sul Do Brasil). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 1, p. 103–116, 2013. DOI: 10.20502/rbg.v14i1.413.

PAISANI, J. C.; OSTERRIETH, M. L.; PONTELLI, M. E.; FUJITA, R. H.. Dinâmica de rampa de colúvio na superfície de palmas / água doce durante o quaternário tardio – bases para compreender a evolução das encostas no planalto das araucárias. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 4, 2017. a. DOI: 10.20502/rbg.v18i4.1247.

PAISANI, J. C.; PONTELLI, M. E.; PEREIRA, J. S.; CAVAZINI, A. J.. PEDOGÊNESE E MORFOGÊNESE NO MÉDIO VALE DO RIO MARRECAS DURANTE O QUATERNÁRIO TARDIO - SUL DO BRASIL. **RA'E GA - O Espaco Geografico em Análise**, v. 40, p. 177–194, 2017. b. DOI: 10.5380/raega.

PHILLIPS, J. D.. Historical contingency in fluviokarst landscape evolution. **Geomorphology**, v. 303, n. 2, p. 41–52, 2018. DOI: 10.1016/j.geomorph.2017.11.015.

POLYMERIS, G. S.; ŞAHINER, E.; MERIÇ, N.; KITIS, G.. Thermal assistance in TA - OSL signals of feldspar and polymineral samples; comparison with the case of pure quartz. **Radiation Measurements**, v. 81, p. 270–274, 2015. DOI: 10.1016/j.radmeas.2014.12.013.

PUPIM, F. N.; ASSINE, M. L.; SAWAKUCHI, A. O. Late Quaternary Cuiabá megafan,

Brazilian Pantanal: Channel patterns and paleoenvironmental changes. **Quaternary International**, v. 438, p. 108–125, 2017. DOI: 10.1016/j.quaint.2017.01.013.

RO CHARLTON. **Fundamentals of Fluvial Geomorphology**. 1. ed. New York: Routledge, 2008. DOI: 10.1111/j.1475-4762.2009.883_5.x.

ŞAHINER, E.; MERIÇ, N.; POLYMERIS, G. S.. Thermally assisted OSL application for equivalent dose estimation; comparison of multiple equivalent dose values as well as saturation levels determined by luminescence and ESR techniques for a sedimentary sample collected from a fault gouge. **Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms**, v. 392, p. 21–30, 2017. DOI: 10.1016/j.nimb.2016.12.001.

SALGADO-LABORIAU, M. L.; CASSETI, V.; FERRAZ-VICENTINI, K. R.; MARTIN, L.; SOUBIÉS, F.; SUGUIO, K.; TURCQ, B. Late Quaternary vegetacional and climatic changes in Cerrado and palm swamp from Central Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**,v. 128, n. 1 997, p. 215–226, 1997.

SALLUN, A; SUGUIO, K. Quaternary colluvial episodes. Upper Paraná River Hydrographic Basin , Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciencias**, v. 82, p. 701–715, 2010.

SAWAKUCHI, A. O., MENDES, V. R., PUPIM, F. DO N., MINELI, T. D., RIBEIRO, L. M. A. L., ZULAR, A., GUEDES, C. C. F., GIANNINI, P. C. F., NOGUEIRA, L., SALLUN FILHO, W., & ASSINE, M. L. Optically stimulated luminescence and isothermal thermoluminescence dating of high sensitivity and well bleached quartz from Brazilian sediments: from Late Holocene to beyond the Quaternary? **Brazilian Journal of Geology**,v. 46, n. 1, p. 209–226, 2016. DOI: 10.1590/2317-488920160030295.

STEVAUX, J. C.. Climatic events during the Late Pleistocene and Holocene in the Upper Parana River: Correlation with NE Argentina and South-Central Brazil. **Quaternary International**, v. 72, p. 73–85, 2000. DOI: 10.1016/S1040-6182(00)00023-9.

STRÍKIS, N. M.. **Paleopluviosidade no norte de Minas Gerais durante o glacial tardio e holoceno com base em registros de espeleotemas**. São Paulo: IGc- USP, 2011.

STRÍKIS, N. M.; NOVELLO, V. F.. Evolução Hidrológica do Brasil durante o Pleistoceno Superior e Holoceno. **Paleontologia: Cenários de Vida – Paleoclimas**, p. 335–343, 2014.

THIAGARAJAN, N.; SUBHAS, A. V.; SOUTHON, J. R.; EILER, J. M.; ADKINS, J. F.. Circulation changes in the deep ocean. **Nature**, v. 511, n. 7507, p. 75–78, 2014. DOI: 10.1038/nature13472.

VALENTE, C. R.; LATRUBESSE, E. M.. Fluvial archive of peculiar avulsive fluvial patterns in the largest Quaternary intracratonic basin of tropical South America: The Bananal Basin, Central-Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 356–357, p. 62–74, 2012. DOI: 10.1016/j.palaeo.2011.10.002.

VIANA, J. C. C.. **Mudanças e variabilidades climáticas nos últimos dois mil anos no**

nordeste brasileiro: lagoa do boqueirão - RN. Rio de Janeiro: Universidade Federal Fluminense, 2012.

VICENTINI, K. R. C. F.. **Análise palinológica de uma vereda em Cromínia - GO**. Brasília: Departamneto de Ecologia -UNB**,** 1993.

WALLINGA, J.; MURRAY, A. S.; DULLER, G. A. T.; TÖRNQVIST, T. E.. Testing optically stimulated luminescence dating of sand-sized quartz and feldspar from fluvial deposits. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 193, n. 3–4, p. 617–630, 2001. DOI: 10.1016/S0012-821X(01)00526-X.

WANG, W.; JINLING, L.; XIADON, Z.. Climate indexes of phytoliths from Homo erectus? cave deposits in Nanjing. **Chinese Science Bulletin**, v. 48, n. 18, p. 2005–2006, 2003. DOI: 10.1360/02wd0447.

WRIGHT, J. D**.. Global Climate Change in Marine Stable Isotope Records**. Orono: Department of Geological Sciences and Institute for Quaternary Studies, University of Maine, 1947.

ZANI, H.; ASSINE, M. L.. Paleocanais no megaleque do rio Taquari: mapeamento e significado geomorfológico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 41, n. 1, p. 37–43, 2011.

4 CAPÍTULO 2 -ARTIGOS DE RESULTADOS

4.1 REGISTROS SEDIMENTARES EM VALES SECOS CÁRSTICOS: MAMBAÍ, BRASIL CENTRAL

RESUMO

A área cárstica no cerrado do Brasil central apresenta importantes facies erosivas e deposicionais nos sistemas de vales secos abandonados associados a dinâmica fluviocárstica. Os vales possuem características distintas, podendo oferecer registros sedimentares de eventos passados e, inclusive recentes, do sistema fluviocárstico. O propósito da pesquisa envolve o reconhecimento e caracterização dos pacotes sedimentares resguardados em vales secos depositados até o processo de transição fluviocárstica, permitindo assim que tais sedimentos possam ser relacionados a estágios e eventos climáticos passados. O estudo se baseia em uma combinação com múltiplas técnicas como observações geomórficas, análise estratigráficas, geoquímica, mineralogia, geocronologia, isótopos estáveis e granulometria em três vales secos (rios Pedras, Ventura e Extrema) que compõe a bacia do Rio Vermelho no nordeste goiano. Os vales contêm depósitos fluviais remanescentes ao abandono devido a transição do fluxo fluvial superficial para o sistema cárstico subterrâneo, alcançando até quatro metros de profundidade, os perfis apresentaram fases deposicionais arenosas com estratificação plano-paralelas e seixos arredondados e sub-arredeondados e além ocorrência de tufa calária com fósseis de carapaças de moluscos. Os registros fornecem uma visão geral dos estágios deposicionais resguardados até o período das capturas fluviais, em termo de morfologia, dinâmica e arquitetura dos sedimentos. A geocronologia resultou em idades a partir de 23 mil anos, até os processos de captura, e os demais dados foram correlacionados aos estágios e períodos climáticos reconhecidos e caracterizados na região. As deposições ocorreram de forma razoalmente contínua principalmente nos últimos 3500 anos, tanto em eventos considerados relativamente mais secos como mais úmidos, com hiatos deposicionais típicos de ambientes fluviais. Dessa forma, não apresentou relação entre as deposições com eventos climáticos.

Palavras-Chave: Fluviocarste, Vales Secos, Depósitos Sedimentares, Cerrado

SEDIMENTARY RECORDS IN KARSTIC DRY VALLEYS: MAMBAÍ, CENTRAL BRAZIL

ABSTRACT

The karst area in the cerrado of central Brazil presents important erosive and depositional facies in the systems of abandoned dry valleys associated with fluviokarstic dynamics. The valleys have different characteristics, being able to offer sedimentary records of past and even recent events of the fluviokarstic system. The purpose of the research involves the recognition and characterization of sedimentary packages sheltered in dry valleys deposited until the fluviokarstic transition process, thus allowing that such sediments can be related to past climatic stages and events. The study is based on a combination of multiple techniques such as geomorphic observations, stratigraphic analysis, geochemistry, mineralogy, geochronology, stable isotopes and granulometry in three dry valleys (Rives Pedras, Ventura and Extrema) that make up the Rio Vermelho basin in northeast Goiás. The valleys contain fluvial deposits remaining abandoned due to the transition from the superficial fluvial flow to the underground karst system, reaching up to four meters in depth, the profiles showed sandy depositional phases with plane-parallel stratification and rounded and sub-rounded pebbles and in addition to the occurrence of calaria tufa with mollusc shell fossils. The records provide an overview of the depositional stages preserved until the period of river captures, in terms of morphology, dynamics and architecture of the sediments. The geochronology resulted in ages from 23,000 years until the capture processes, and the other data were correlated with the recognized and characterized climatic stages and periods in the region. The depositions occurred in a reasonably continuous way, mainly in the last 3500 years, both in events considered relatively drier and more humid, with depositional gaps typical of fluvial environments. Thus, there was no relationship between depositions and climatic events.

Keywords: Fluviokarst, Dry Valleys, Sedimentary Deposits, Cerrado

INTRODUÇÃO

O bioma Cerrado dispõe de uma extensão territorial com cerca de 2 milhões de km^2, sendo o segundo maior bioma dos neotrópicos, abrigando cabeceiras das principais bacias hidrográficas do país: Paraná, Paraguai, Amazônica Parnaíba e São Francisco (CASSINO et al., 2020). A vegetação dos Cerrados é classificada como uma savana úmida que abrange as savanas abertas, bosques de savanas, pastagens e pastagens arbustivas, florestas secas e florestas ribeirinhas (FURLEY, 1999) (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**~~Figura 1~~-A).

Estudos realizados em sedimentos fluviais no Cerrados do Brasil central têm enfocado na história evolutiva das condições paleo-hidrológicas da paisagem que permitem analisar a geologia e geomorfologia e reconstrução paleoambiental e relações com oscilações climáticas (DIAS; PEREZ FILHO, 2015b; STEVAUX, 2000; VALENTE; LATRUBESSE, 2012). Sedimentos lacustres e turfeiras têm permitido analisar características evolutivas das espécies do Cerrado e suas correlações com as variabilidades climáticas históricas. No entanto, há dificuldades para se obter registros deposicionais principalmente dos últimos três mil anos, devido à baixa resolução (CASSINO et al., 2020; FERRAZ-VICENTINI; SALGADO-LABORIAU, 1996; LEDRU, 1993).

Registros isotópicos de espeleotemas na região dos Cerrados do Brasil central também identificaram eventos abruptos de aumento de precipitação (STRÍKIS, 2011, 2015; STUMPF, 2019). O evento mais recente, Anomalia Climática Medieval (ACM) na América do Sul, registrou reduções de chuvas verificadas também na região central da Bahia (BIRD et al., 2011; NOVELLO et al., 2012).

Depósitos fluviais conservados em vales secos abandonados devido aos processos de transição fluvial para cavernas podem oferecer registros deposicionais recentes no sistema fluviocárstico permitindo estabelecer correlações com condições climáticas, considerando próxies regionais de alta resolução com estudos em espeleotemas. A ocorrência de tufa calcária no perfil, também é considerada um importante arquivo para estudos paleoambientais, e tem sido utilizada em estudos climáticos regionais (CARTHEW; TAYLOR; DRYSDALE, 2006; MELÓN; ALONSO-ZARZA, 2018).

A área se insere a oeste do cráton São Francisco e sua litologia regional está associada ao Grupo Bambuí (Neoproterozóico), que representa sequência pelítico-carbonatada, permite que o nordeste goiano disponha de uma importante área cárstica com diversas feições típicas de tais ambientes. Dentre elas destacam-se os vales secos que representam

componentes importantes do sistema cárstico, pois os depósitos resultam de processo de transição fluviocárstica. Eles foram identificados como importantes armadilhas de sedimentos, devido ao alto potencial de preservação, fornecendo um valioso arquivo sedimentar. Sua formação e evolução estão intimamente ligadas a geomorfologia, litologia carbonática, regime hidrológico dos rios e as características dos sedimentos fluviais. Os sedimentos modernos apesar de não oferecer registros sedimentares a longo prazo podem indicar fatores geológicos e geomorfológicos pelas condições climáticas e processos recentes que atuam no sistema fluviocárstico (DINIS et al., 2020; GARZANTI; RESENTINI, 2016).

Estudos de sedimentos fluviais em vales secos cársticos apresentam grandes possibilidades de análise como identificação de material de origem (MONOD; KUZUCUOĞLU; OKAY, 2006), entendimento dos processos de formação dos paleovales e o papel da erosão fluvial nos sistemas fluviocársticos (BENAC et al., 2013b). Considerando que registros sedimentares fluviais em áreas não cársticas estão em constante transformação, enquanto, os sedimentos presentes em vales secos em áreas cársticas são na maioria das vezes preservados a partir do abandono do vale. Tais áreas não vem sendo objeto de pesquisa a ser explorado no Brasil, havendo grande ocorrência de áreas cársticas principalmente no cerrado do Brasil central. Dessa forma, este estudo se propõe a conhecer a dinâmica fluviocárstica com base na análise dos paleoambientes deposicionais fluviais contidos em vales secos cársticos, bem como os processos envolvidos na formação dos vales.

CONFIGURAÇÕES GEOGRÁFICAS

A área de estudo está localizada na bacia do rio Vermelho, no nordeste Goiano/ Cerrado do Brasil central, constituindo um grande ecossistema de savana neotropical. O rio Vermelho pertence a bacia do rio Corrente, afluente da bacia do Tocantins. Os rios estão situados na Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho (APANRV) (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**~~Figura 1~~-B), que dispõe de uma área cárstica associada às rochas do Grupo Bambuí (Neoproterozóicas), são representadas pela sequência pelítico-carbonatada depositados em ambiente de sedimentação exclusivamente marinho, compreendendo da base para o topo as Formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias (CRUZ, 2012b).

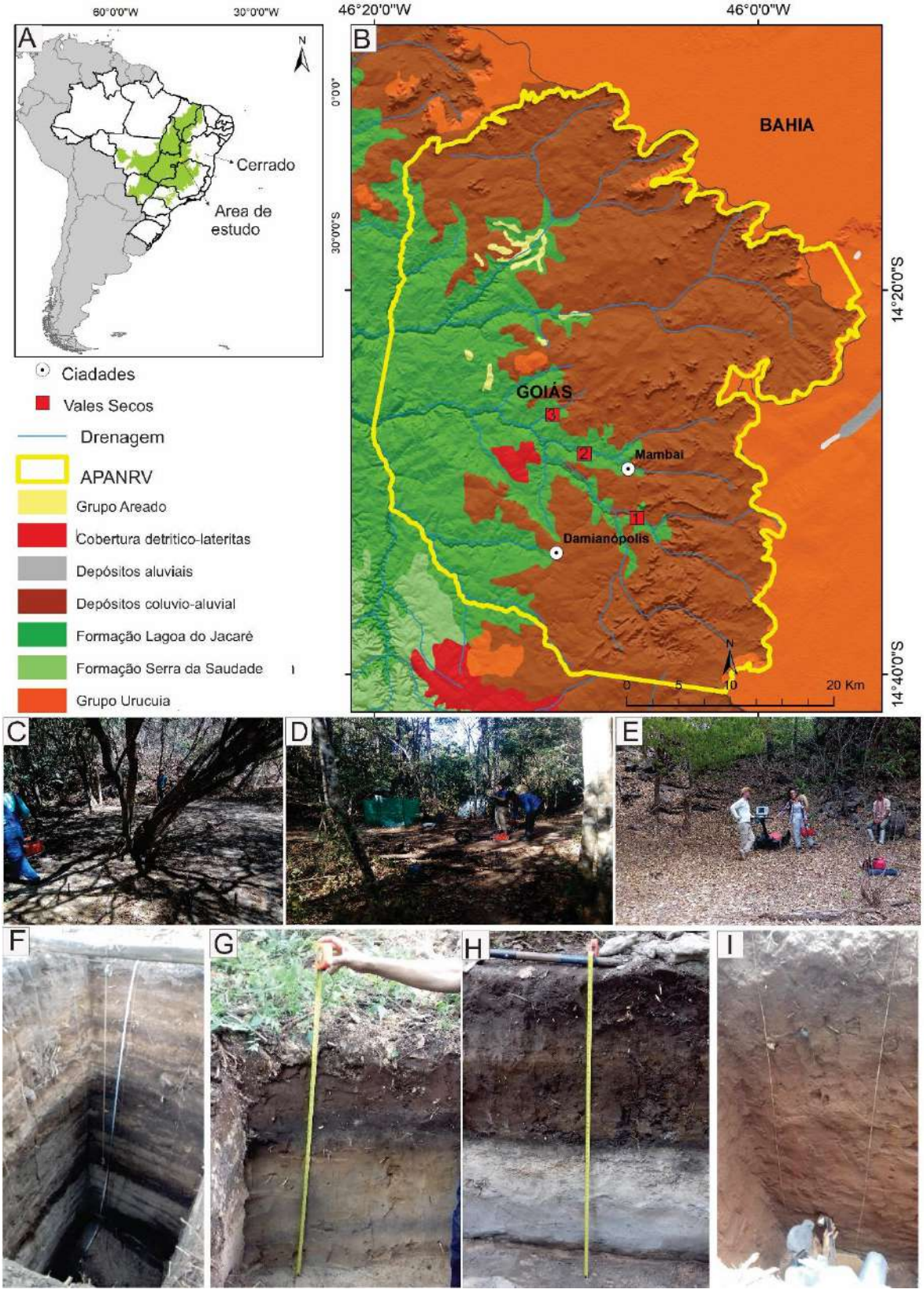


Figura 31 Configuração geográfica da área de estudo. A) Localização da área de estudo no contexto do bioma do Cerrado brasileiro na América Latina. B) APANRV e as formações geológicas da região. C) vale seco do rio das Pedras (1) D) vale seco do rio Ventura (2) E) vale seco do rio Extrema (3) F) perfil sedimentar do Rio das Pedras G) perfil sedimentar do rio Venturab H). perfil sedimentar do rio Venturaa I) perfil sedimentar do Rio Extrema

Fonte: SIG- Goiás-Superintendência de Geologia e Mining SIG (2006).

O Grupo Bambuí é recoberto discordantemente pelos arenitos avermelhados finos a médios do Grupo Urucuia, que ocorrem na forma de morros testemunhos. Sedimentos arenosos também são atribuídos à Formação Chapadão, facies essencialmente composta por sedimentos arenosos inconsolidados de natureza detrítica e mais localmente laterítica com amplas áreas recobrindo todas as rochas descritas anteriormente. Os colúvios, elúvios e alúvios arenosos correspondem aos materiais espalhados a partir da erosão regressiva dos arenitos do Grupo Urucuia (CRUZ, 2012b). Os vales secos estão associados aos afluentes do lado direito (jusante-montante) do Rio Vermelho sendo os rios das Pedras (1) (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**~~Figura 1~~-C), Ventura(2) (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**~~Figura 1~~-D) e rio Extrema (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**~~Figura 1~~-E) que iniciam na borda do planalto do Grupo Urucuia (arenito) drenando em direção a Formação Lagoa do Jacaré (calcário). Os ambientes de sedimentação permanecem quase inalterados pela configuração dos vales secos resultantes da dinâmica fluviocárstica que se manifesta devido aos fatores de erosão e dissolução das rochas carbonáticas. Os vales secos encontram-se preenchidos de sedimentos até o início da encosta e são visíveis na paisagem. Os vales secos são oriundos do processos de transição do sistema superficial para o subterrâneo por meio de sumidouro em seguida pode ocorrer a ressurgência, ambas feições estão relacionadas ao depósito do rio das Pedras (Figura 1-F). No vale seco do rio Ventura(Figura 1-G/H) o sumidouro por onde o fluxo é capturado do sistema superficial para o subterrâneo ocorre a formação de uma cachoeira. O depósito do rio Extrema (Figura 1-I) também é um vale associado ao sistema de transição fluviocárstica.

O clima é conhecido por apresentar uma forte estação seca, normalmente de quatro a seis meses e estação chuvosa nos demais meses sendo influenciado pela atividade do Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) do inglês *South American Summer Monsoon*-SASM) (SILVA; KOUSKY, 2012). A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) são feições de extrema importância na modulação do regime climático e para o desenvolvimento do SMAS (CARVALHO; JONES; LIEBMANN, 2004; REBOITA et al., 2015). Desta forma a SMAS é extremamente importante quando se trata da intensidade e distribuição da precipitação no território brasileiro e na distribuição dos biomas, bem como influencia diretamente na recarga hidrográfica superficiais e subterrânea (GAN; KOUSKY; ROPELEWSKI, 2004).

De acordo com os dados do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) na estação da cidade de Posse (GO), a mais próxima da área de estudo, os meses de maior precipitação são dezembro, com 19% da chuva, posteriormente janeiro (16%), março (15%), novembro (15%) e fevereiro (14%). Sendo assim, 80% da precipitação local acontece na estação de chuvas associadas à atividade da ZCAS, nos meses de NDJFM. Quanto as temperaturas se tratam-se de médias mensais que variam entre 22 e 26° C, uma vez que as temperaturas mais elevadas concentradas no período chuvoso (STUMPF, 2019).

AMOSTRAGEM E MÉTODOS ANALÍTICOS

O estudo centrou-se em depósitos sedimentares em vales secos formados pela transição de rios da superfície para a subsuperfície. Foram analisados três depósitos fluviais em quatro perfis, totalizando 94 amostras granulométricas, coletadas de 10 em 10 cm, e 28 amostras de geoquímica e mineralogia, separadas por estratos. Quatorze amostras geocronológicas foram realizadas sendo quatro de radiocarbono, três efetuadas por meio de fragmentos de carvão e uma utilizando das carapaças de moluscos encontradas na tufa calcária, e as demais submetidas ao método de datação Luminescência Opticamente Estimulada (LOE).

Descrição de facies

A definição das facies sedimentares se deram com base em características como litologia, granulometria, idade, cor, estruturas sedimentares, textura e presença de matéria orgânica, fragmentos de carvão e fósseis (Allen, 1982, Miall, 1977, Miall, 1985). Para caracterização dos sistemas de tufas são normalmente utilizados modelos ambientais que são representações conceituais de sistemas de tufas com base nas sequências, morfologia deposicional, associação de fáceis, condições hidráulicas e flora e fauna (PEDLEY, 1990). Em tais modelos podem considerar as configurações hidrológicas, como rios, lagos, nascentes e pântanos (FORD; PEDLEY, 1996a). A definição das facies geomórficas de tufa e estruturas sedimentares contou com o modelo ambiental de tufas fluviais para regiões tropicais (CARTHEW; TAYLOR; DRYSDALE, 2006), bem como a classificação de facies de ambientes sedimentares de (MIALL, 1985)**Erro! Fonte de referência não encontrada.** ~~(Tabela 1~~).

Tabela 1- Facies identificadas a partir das classificações utilizadas (Miall, 1985; Carthew et al., 2006)

Fácies (Códigos)	Fácies	Interpretação
Sh	areia muito fina a grossa podendo ser cascalhenta; laminação	fluxo planar (crítico)
C	carvão; argilas orgânicas; plantas, filmes de argila, lama carbonática	depósitos de brejos
Fl	areia, silte, argila; laminação fina, ripples muito pequena	depósitos de transbordo, canais abandonados ou de fluxo decrescente (waning floods)
Fsm	silte, argila; maciço	depósitos de canais abandonados ou brejos
Fm	argila, silte; maciço, gretas de dessecação	canais abandonados ou depósitos de cobertura
Gh	cascalho suportado pelos clastos e toscamente estratificado; estratos horizontais, imbricamento dos seixos	formas de leito longitudinais; depósitos residuais
SWZ FLZ	fácies de concha tufa autóctone que ocorre em associação com a camada radicular macrofítica ou fácies microdetrital	contêm conchas de moluscos em posição vital, ocorrem em piscinas e poços.
SWZ	Facies de jangada de calcita: consiste em delgado crostas de calcita flutuantes Fácies microdetrital compreende lama micrítica, provavelmente produzida por cianobactérias, podendo conter jangadas de calcita afundadas.	são restritas a zonas de água parada em piscinas e poços, comuns na estação seca, pois as inundações removem as jangadas de superfície e lama da base do canal.

Luminescência Opticamente Estimulada (LOE)

A datação por LOE foi realizada em grãos de areia de quartzo no Laboratório de Espectometria Gama e Luminescência (LEGaL) no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP). A preparação das alíquotas de quartzo envolveu: 1- Peneiramento a úmido para aquisição da fração 180-250 μm; 2- ataque com H_2O_2 para eliminação de matéria orgânica, ataque com HCl 10% para eliminação de carbonatos; 3- separação densimétrica de minerais pesados e leves (LMT = 2.75 g/cm3) e separação de quartzo (LMT = 2.62 g/cm3); 4- ataque com HF 38% por 40 min para eliminação da camada externa dos grãos de quartzo e feldspatos remanescentes. Em seguida foram realizadas as medições em leitores Risø TL/OSL DA-20 equipados com fonte de radiação beta (^{90} Sr / ^{90}Y) com taxas de dose de 0.0756 e 0.118 Gy/s. Doses equivalentes foram obtidas através do protocolo SAR *(Single-Aliquot Regenerative-Dose)* desenvolvido por Murray e Wintle (2000), em alíquotas multigrãos de quartzo.

Foi realizado um teste de recuperação da dose com seis alíquotas de quartzo, com temperatura de pré-aquecimento de 200 ° C e uma dose dada de 6,7 Gy. Apenas alíquotas com valores de razão de reciclagem entre 0,90 e 1,10, recuperação inferior a 5% e sinal insignificante de feldspato testado por estimulação infravermelha foram usadas nos cálculos

de dose equivalente (MURRAY; WINTLE, 2000b, 2003). Doses equivalentes foram calculadas usando o modelo de idade central (GALBRAITH et al., 1999).

As concentrações de radionuclídeos para os cálculos da taxa de dose foram determinadas por espectrometria de raios gama, usando um detector de germânio de alta pureza (HPGe) que tinha uma eficiência relativa de 55% e resolução de energia de 2,1 keV e envolto em um escudo de fundo *ultralow* (*Canberra Industries*). Cada amostra foi seca e embalada em recipientes de plástico selados e armazenada por pelo menos 28 dias para permitir que o rádon alcance o equilíbrio com seus radionuclídeos originais antes da medição da espectrometria gama. As taxas de dose de radiação beta e gama foram determinadas utilizando as concentrações de radionuclídeos (U, Th e K) e fatores de conversão (GUÉRIN; MERCIER; ADAMIEC, 2011). A saturação da água foi determinada pela razão entre o peso da água e o peso seco da amostra. A contribuição da taxa de dose cósmica foi calculada usando a profundidade, elevação, latitude e longitude da amostra, conforme descrito por (PRESCOTT; HUTTON, 1994).

Geocronologia de Radiocarbono

A datação de radiocarbono (^{14}C) fora realizada em fragmentos de carvão extraídos e com as carapaças de moluscos encontrados nos perfis, encaminhados para o Laboratório *Beta Analystic* em Miami na Flórida, que utilizou o método espectrometria de massas com aceleradores (AMS). Neste método, o conteúdo de carbono 14 é diretamente medido em relação ao carbono 12 e carbono 13 presentes. Além disso, não conta partículas beta, mas o número de átomos de carbono presentes na amostra e a proporção dos isótopos. A calibração dos resultados conta com o método matemático que ajusta a idade convencional por radiocarbono, para então refinar, estatisticamente, a "probabilidade" de uma faixa de calibração em relação a outra dentro das probabilidades de 95,4 e 68,2 %. Esse método é conhecido como o método de faixa de densidade de alta probabilidade (*HPD – high-probability density*).

Análise Granulométrica

A análise granulométrica foi realizada em amostras coletadas de dez em dez centímetros nos perfis. Para determinar a areia grossa e média, se fez necessária a pré-prepararão das porções envolvendo primeiramente a separação de 10 gramas das amostras para passar em peneiras de 20cm de diâmetro e malhas de 2mm e 1mm (terra fina seca ao ar - TFSA), destorroando as amostras manualmente na peneira. O restante do material de

tamanho inferior a 1mm foi submetido a técnica de Difração Laser utilizando LALLS – *Low Angle Laser Light Scattering* - equipamento *Betterzise ST* (YANG et al., 2015).

As amostras separadas para o processamento no Granulômetro foram submetidas ao procedimento de eliminação da Matéria Orgânica (MO), com adição de água destilada para umedecer a amostra e acréscimo 05 ml de Peróxido de Hidrogênio (H_2O_2). Para acelerar o processo de queima da matéria orgânica, ocorreu o aquecimento das amostras em meio líquido, em placa aquecedora a 50ºC, até cessar a reação. Quando finalizada, adicionou-se o dobro do volume em água destilada e aqueceu-se a amostra à 100ºC, no intuito de eliminar o peróxido de hidrogênio. Para dispersar os sedimentos em cada amostra, acrescentou-se 6mg do dispersante Pirofosfato de Sódio ($Na_4P_2O_7$) e se cobriu a amostra com água. Fez-se necessário, a inserção das amostras na banheira de ultrassom em meio líquido por 1 hora a 50W e, por fim, depositadas no granulômetro *Bettersize* ST. Tais procedimentos foram realizados no Laboratório de Geoquímica e Água (LAGEq) na Universidade de Brasília-UnB.

Os resultados obtidos pela granulometria foram tabulados para geração na diagrafia dos perfis. Para a classificação granulométrica (diâmetro maior) dos fragmentos de sedimentos clásticos, dos mais finos para os mais grossos, foi utilizada a escala logarítmica de Wentworth, Argila <0,004, Silte 0,004-0,062, Areia 0,062-2,0 e Grânulo >2,0.

Geoquímica (ICP-OES)

As análises químicas foram realizadas para determinação da porcentagem correspondente aos óxidos existentes (SiO_2, Al_2O_3,Fe_2O_3,CaO,MgO,Na_2O,K_2O,TiO_2,Mn_2O4,P_2O_5 e perda ao fogo-PF) por espectrometria de plasma indutivamente acoplado (ICP-OES), com intuito principal de caracterizar os minerais primários e secundários. As análises químicas foram realizadas em cooperação com o Laboratório de Geoquímica e água/IG/UnB. As leituras foram realizadas através do espectrômetro de modelo ICP-OES *dualview* 5100 AGILENT.

A preparação física das amostras envolveu a secagem (naturalmente), seguida da moagem dos sedimentos com auxílio do moinho de ágata. Cada uma fora devidamente identificada e armazenada em recipientes individuais de modo a obter uma amostra para estudo geoquímico.

Mineralogia (Difração de raios X)

A composição mineralógica dos sedimentos foi medida por Difratometria de Raio X (DRX) no laboratório Difratometria de Raio X da Universidade de Brasília. As análises

foram feitas em amostra total (em pó) correspondentes a cada estrato dos perfis, tendo sido em um porta amostras de vidro próprio do difratômetro com o auxílio de uma lâmina de vidro simples em seguida inseridas no slot de porta amostras do difratômetro. Os procedimentos foram realizados no equipamento difratômetro um *Rigaku* Última IV, utilizando os parâmetros de análise: Intervalo de 2 à 60°; Velocidade de 5°/min Passo de 0,05°. Para análise e interpretação do difratograma utilizou-se o software JADE 9 com banco de dados ICDD pdf-2 e pdf-4. Esta técnica permite identificar os minerais presentes nas frações analisadas.

Análise Isótopos Estáveis ($\delta^{13}C$)

As amostras de sedimentos foram preparadas utilizando entre 1 – 100 mg de sedimento em cada cápsula de estanho (dependendo do tipo de sedimento). Cada amostra foi medida no sistema EA-IRMS do LARA-UFF, de fabricação da *Thermo Fisher Scientific Co*. Este é composto de um FlashEA2000, um amostrador automático modelo MAS200R com capacidade de 32 amostras, uma interface universal ConFlo IV, que conecta ao IRMS modelo DELTA V *Advantage.*

A fim de retirar o carbono inorgânico, foi feito um tratamento químico da amostra acidificando com HCl. O procedimento foi acidificar 3g de amostra com 5ml de HCl (10%), descansar 24 horas, adicionar mais 2ml de HCl (10%), caso ainda esteja borbulhando, repete-se a primeira parte. Caso não esteja mais borbulhando, a amostra é lavada 3 vezes utilizando água deionizada e centrifugando a 3000 rpm por 10 min. Após isso, a amostra é seca à 60^{o}C. Com as amostras secas, ocorre a pesagem e encapsulamento em cadinho de estanho para a análise. Os dados reportados são as medidas de porcentagem de carbono e $\delta^{13}C$ de cada amostra, bem como seu erro associado a medida. Das amostras apresentadas, apenas 3 delas (FA50, FA60 e FA80), precisaram passar pela descarbonatação 3 vezes.

Medidas que apresentaram sinal abaixo do limite de confiabilidade ou muito acima do sinal de referência foram reanalisadas, a fim de proporcionar melhor confiabilidade dos resultados.

Para a certificação das medidas e correção do valor isotópico, foram usados os seguintes materiais de referência: Cafeína (IAEA-600) e Grafite (USGS24), fornecidos pela Agência Internacional de Energia Atômica (IAEA). Como controle de qualidade, foi utilizado um sedimento (IVA33802174) com nome Soil (Low Organic). A análise no EA-IRMS seguiu a seguinte ordem:1 Padrão de controle interno; 2 Capsula de estanho vazia; 3 Padrões Internacionais; 4 Controle de qualidade; 5 Primeiro grupo de amostras; 6 Controle

de qualidade;7 Segundo grupo de amostras; 8 Controle de qualidade; 9 Padrões internacionais

O EA-IRMS foi configurado para gerar valores de $\delta^{13}C$ comparando os picos do gás de referência com a amplitude gerada pela amostra. Porém, esse valor é corrigido a partir da reta de calibração originada dos materiais de referência. Estes materiais são selecionados para que seus dados de $\delta^{13}C$ compreendam os respectivos valores a serem determinados para as amostras de óleo. Levando em consideração o desvio padrão encontrado na matriz das amostras, temos que o erro das medidas é ± 0.20.

RESULTADOS

Geomorfologia e dinâmica fluviocárstica

A dinâmica do sistema fluviocárstico e o desenvolvimento dos vales secos foram analisados por meio de diversos dados conforme explicitado anteriormente. Os locais foram identificados em imagens de satélite, modelo numérico de elevação e trabalhos de campo. Os vales estudados representam setores fósseis dos setores ativos da drenagem atual, e possuem tamanhos suficientes para acomodar o canal dos respectivos rios. Estes possuem suas cabeceiras na escarpa erosiva do Grupo Urucuia (arenito) e as capturas ocorrem na Formação Lagoa do Jacaré (pelito carbonatada). Os formatos côncavos dos vales com afloramento de calcário nas bordas facilitam o confinamento dos sedimentos fluviais.

A pesquisa de reconhecimento das áreas dos vales secos e adjacências forneceu evidências da existência do registro do paleocanal no local da transição. Assim, determinou-se que os sedimentos de fato são dos respectivos rios antes das capturas. Considerando as seguintes evidências abordadas por (Jerin; Phillips, 2017) a localização e o alinhamento geral do depósito consistentes com o caminho anterior do rio; a inclinação do depósito de acordo com os gradientes de inclinação do rio; a morfologia transversal (vale) consistente com o vale atual; e a única origem plausível do depósito fluvial. A geocronologia estabelecida foi essencial para a interpretação da dinâmica fluviocárstica (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**~~Tabela 2~~,**Erro! Fonte de referência não encontrada.**~~Tabela 3~~).

Amostras	Elev. (m)	Prof. (m)	U (ppm)	Th (ppm)	K%	Taxa de dose Cosmica (Gy/Ka)	Sat. por água (%)	Taxa de Dose Total (Gy/Ka)	Dose equivalente (Gy)	N° alícotas	Dispersão OD (%)	Idade LOE (Ka)
P-02	679	2.3	0.38 ± 0.02	1.08 ± 0.06	0.21 ± 0.01	0.157 ± 0.036	0.00	0.54 ± 0.05	0.8 ± 0.1	21/24	79	1488 ± 232
P-01	679	3.9	0.82 ± 0.04	3.85 ± 0.16	0.36 ± 0.02	0.13 ± 0.019	0.01	0.95 ± 0.07	3 ± 0.2	24/24	25	3146 ± 322
P-03	679	0.7	0.45 ± 0.03	1.63 ± 0.09	0.18 ± 0.01	0.194 ± 0.139	0.00	0.59 ± 0.14	0.3 ± 0	18/24	70	504 ± 121
V2-01	673	0.2	1.71 ± 0.07	13.92 ± 0.46	1.65 ± 0.07	0.207 ± 0.519	0.18	2.74 ± 0.55	0.4 ± 0	22/24	29	146 ± 29
V2-02	673	0.8	0.39 ± 0.02	1.60 ± 0.08	0.15 ± 0.01	0.191 ± 0.120	0.02	0.54 ± 0.12	1.1 ± 01	19/24	23	2023 ± 497
E-50	692	1.8	223± 0.085	12.49± 0.407	1.22 ± 0.052	0.169 ± 0.048	0.09	2.57 ± 0.20	60.1 ± 2.4	25/30	18.9	23381± 2024
E-190	692	0.4	1.66± 0.066	9.46± 0.321	0.71 ± 0.031	0.202 ± 0.253	0.10	1.8±0.28	1.8 ± 0.1	20/20	25.8	1000± 166
V-02	673	1.4	0.24± 0.237	0.34± 0.054	0.03 ±0.005	0.176 ± 0.065	0.03	0.26± 0.06	0.6 ± 0	19/20	17.6	2269± 557
V-01	673	1.5	0.39 ± 0.03	1.17 ± 0.08	0.09 ± 0.01	0.175 ± 0.059	0.02	0.44±0.06	0.9 ± 0	19/21	14.7	2049± 299
V-06	673	0.5	2.34 ±0.09	16.49 ±0.53	2.03 ±0.09	0.199 ± 0.199	0.28	3.05±0.28	0.49 ± 0.04	23/24	36.7	161± 19

Tabela 2- Geocronologia LOE das amostras dos perfis: Rio das Pedras (P); RioVentura, Depósito 2a (F) e Depósito 2b (F2); e amostras do Rio Extrema (E) .

Table 3

14C datação

Depósitos Fluviais	Tipo de análise	Prof. (m)	Idade radiocarbono convencional	Idade Calibrada aos Anos Calendário (cal AP)
1	AMS	4	2220 ± 30 AP	2311 – 2094
3	AMS	1,25	11270 ± 30 AP	13162 – 13029
2b	AMS	0,95	1350 ± 30 AP	1296 – 1180
2a	AMS	1,2	2090 ± 30 AP	2095 – 1926

Vale seco do rio das Pedras (1)

O vale abandonado em forma de meandro pelo rio das Pedras (1) ocorre devido a captura do fluxo por uma abertura em que o rio adentra para o subterrâneo. O sumidouro *(sinkhole)* responsável é do tipo *ponor*, ou seja, quando ocorrem em superfícies calcárias horizontais (TRAVASSOS, 2019) de modo que o rio normalmente busca um caminho mais eficiente (Jerin ; Phillips, 2017; Phillips, 2018). Assim, permite o abandono de parte do vale com uma média de 200 metros de comprimento e 30 metros de largura. Após a passagem pelo interior da caverna o rio retorna à superfície e ao seu curso anterior. A caracterização

do ambiente deposicional permitiu identificar estratos típicos de ambientes fluviais com diferentes facies deposicionais que ocorreram anterior ao momento da transição fluviocárstica.

O preenchimento e a espessura dos pacotes sedimentares variam em relação aos vales, possuindo características individuais e, neste caso, o do rio das Pedras (1) obteve uma profundidade de quatro metros (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**~~Figura 2~~). Embora a base rochosa não tenha sido atingida com a trincheira, foi efetuada uma tradagem na base que atingiu mais 60cm de profundidade sem alteração sedimentar. Assumimos que esse limite representa o antigo leito do canal antes da transição atual. Foram estabelecidas três fases principais, organizadas na base para o topo.

A primeira fase identificada (I) cuja espessura totaliza 1.30 metro, coloração predominante marrom muito escuro (10YR2/2), textura arenosa majoritariamente fina e média (facie-Sh), conforme pode-se observar na Figura 3 (granulometria), sem estruturas sedimentares visíveis, baixa porosidade, com fragmentos de carvão, mancha laranja de material oxidado.

Ao se tratar do carbono orgânico total observamos que esta fase apresenta algumas diminuições em estratos. O $\delta^{13}C$ apresenta valores relativos ao tipo de plantas C3, que estão relacionadas a plantas arbóreas arbustivas. Quanto a mineralogia se destaca a presença de minerais resistentes ao intemperismo.

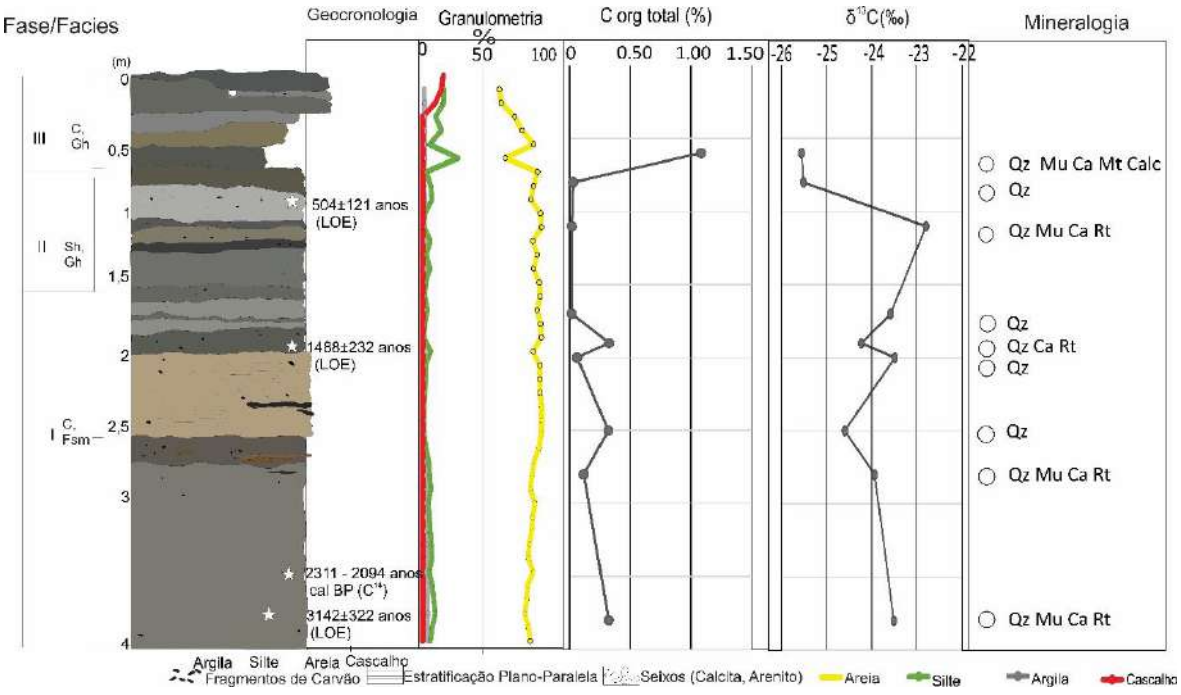


Figura ~~4~~2- Perfil estratigráfico Depósito rio das Pedras com as respectivas fáceis sedimentares, geocronologia, granulometria carbono organico total e $\delta^{13}C$ Hematita (He), Quartzo (Qz), Rutilo (Rt), Gibsita (Gb), Caulinita (Ca), Montmorilonita (Mt), Goethita (Gt), Calcita (Calc), Anatasio (An) e Muscovita (Mu).

A fase II possui 2 metros de espessura no qual permanece a textura arenosa com as facies Sh, Gh. No entanto, se destaca por oscilações de estratos marrom escuro (10YR3/3), marrom-amarelado (10YR5/4) e castanho amarelado escuro (10YR3/4), bem como, presença de material claro (10YR8/2) essencialmente arenoso (fina, média), contendo seixos arredondados e sub-arredondados de arenito e calcita. Apresenta maior porosidade além de estratificações plano-paralelas, presença de fragmentos de carvão e um estrato mais argiloso, porém pouco espesso. O carbono orgânico total sofre uma importante queda em direção a base desta fase, relacionado ao estrato essencialmente arenoso quase unicamente formado por quartzo como retrata a mineralogia. O $\delta^{13}C$ demostra um leve aumento, porém permanece com valor relativo ao tipo de plantas C3, que estão relacionadas a plantas arbóreas arbustivas.

A unidade III, com 60cm de espessura, é composta pelas facies C e Gh sem estruturas sedimentares visíveis. Destaca-se pela ocorrência de um nível siltoso e presença de grânulos de calcário, proveniente de rejeito de mineração de uma área de extração próxima. Raízes e restos abundantes de plantas e madeira foram encontrados na sequência de ambas as fases (III e II). Os estratos indicam transições rítmicas levemente distintas (contatos abruptos e gradual), com faixas alternadas de castanho muito pálido (10YR7/3), sem alteração significativa na textura. Esta fase pode ser considerada recente pois, obteve cerca de 500 anos. A porcentagem do carbono orgânico total sobe consideravelmente nesta fase, os minerais presentes em estratos da fase I reaparece, e apesar da diminuição do $\delta^{13}C$ não ocorre mudança quanto aos tipos vegetacionais.

O vale seco do rio Ventura (2)

O vale seco abandonado do rio Ventura(2) foi identificado a jusante de um sumidouro do tipo *pot-holes*, pois, se apresenta verticalmente no leito do rio, podendo estar associado a fraturas (TRAVASSOS, 2019). O sumidouro na calha do rio transferiu o fluxo para o interior de uma caverna pela qual o rio percorre atualmente. Assim, formou-se o vale seco a jusante com cerca 30 metros de largura e 50 metros de comprimento. O depósito é limitado por um declive acentuado, cuja mudança do nível de base possivelmente formava *knickpoint* antes da captura do rio pelo sumidouro, tendo em vista a ressurgência do rio a 100 metros de distância desse local. O canal é sub-horizontal, respeitando o acamamento da rocha. O vale suspenso abandonado conseguiu resguardar sedimentos anteriores ao evento que foi

observado por meio da caracterização do ambiente deposicional do terraço. Este depósito fluvial está associado à Cachoeira do Funil (dolina), ponto turístico da região.

Nos registros dos depósitos 2 do rio Ventura a espessura total encontrada foi de 1,5 metro (2a) e (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**~~Figura 3~~) 1 metro (2b) (Figura 4) No depósito 2a a fase I possui cerca de 20cm de espessura, composta por material de textura arenosa (Sh) com duas distintas colorações, sendo castanho (10YR3/2) e castanho muito pálido (10YR7/4). Sem estruturas visíveis com porosidade média, contendo raízes e pequenos fragmentos de carvão (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**~~Figura 3~~).. Quanto aos minerais possui parte dos identificados na fase superior, porém com a calcita provavelmente migrada da tufa calcária acima. O $\delta^{13}C$ apresenta valores relativos ao tipo de plantas C3, relacionadas a plantas arbóreas arbustivas.

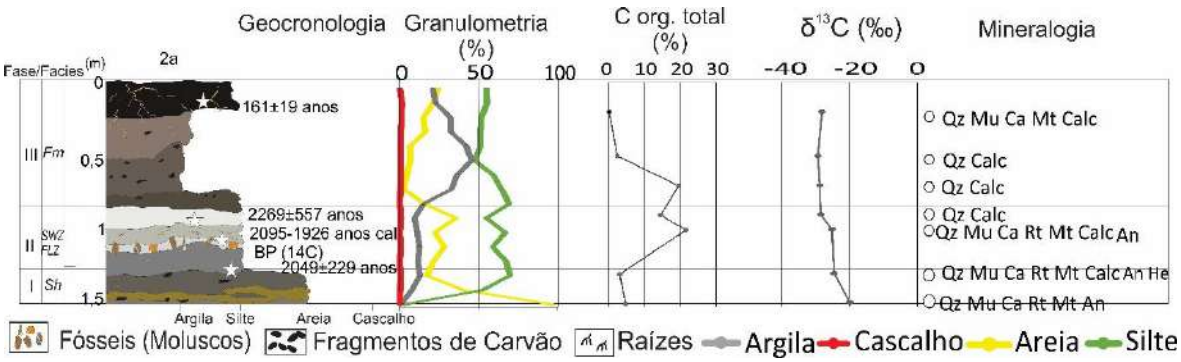


Figura ~~53~~**-** Perfil estratigráfico Depósito rio Ventura(2a) com as respectivas facies sedimentares, geocronologia, granulometria carbono organico total e $\delta^{13}C$ e mineralogia Hematita (He), Quartzo (Qz), Rutilo (Rt), Gibsita (Gb), Caulinita (Ca), Montmorilonita (Mt), Goethita (Gt), Calcita (Calc), Anatasio (An) e Muscovita (Mu).

A fase II possui cerca de 80cm de espessura com estratos de formação de tufa calcária trazendo estratos de cores cinzenta (10YR6/1) e cinza claro (10YR7/2), de textura siltosa. Possui estruturas com marcas de ondulações, com porosidade alta no estrato de tufa calcária e baixa nos demais estratos adjacentes (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**~~Figura 3~~). A tufa é composta com materiais orgânicos em diversos estágios de decomposição e impregnação de carapaças/ conchas de moluscos (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**~~Figura 4~~). O estrato de tufa calcária é um produto da precipitação de carbonato de cálcio sob um regime de água fria (temperatura ambiente) e contém tipicamente restos de micro e macrófitas, invertebrados e bactérias (FORD; PEDLEY, 1996b).

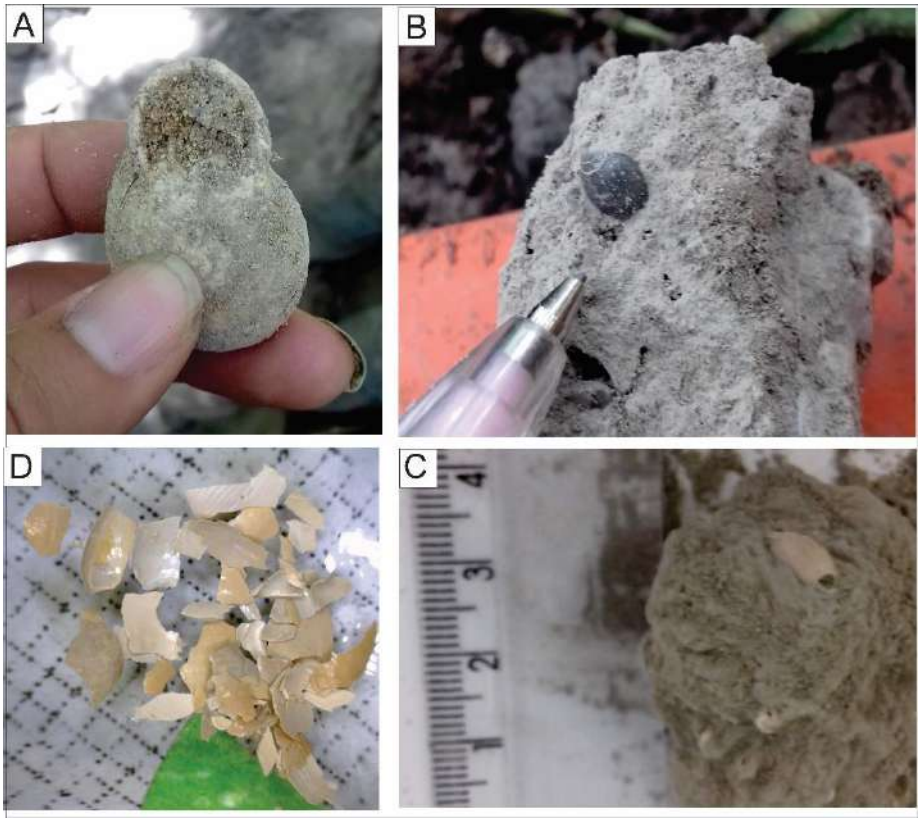


Figura 64- Conchas de gastrópodes encontradas na tufa calcária

As facies da tufa podem ser melhores explicadas quando relacionada ao modelo de classificação proposta por Carthew et al., (2006). Desta forma, no sistema deposicional de formação de tufa pode ser identificado três tipos de facies a de jangada de calcita (SWZ) que consiste em finas crostas de calcita flutuantes, facies microdetrital compreende a lama micrítica que é provavelmente produzida por cianobactérias (Pedley, 1990), além das facies de tufa autóctone que normalmente ocorre em associação com a camada de raiz macrofítica ou facies microdetrital. Estas facies contêm conchas de moluscos articuladas em posição de vida, o que permite diferenciá-la das conchas quebradas de depósitos potencialmente alóctones.

As datações de luminescência e radiocarbono estimaram idades por volta de 2 mil anos. A diferenciação das idades na tufa calcária sendo que a mais recente se encontra em maior profundidade, pode ser interpretada como relacionada a recristalização de carbonato ou a absorção de matéria orgânica após a formação de tufas. Sendo estas responsáveis pelas idades de radiocarbono mais jovens em comparação com idades de quartzo que são as melhores estimativas para o tempo de deposição inicial também constatado em Ribeiro et al., (2015). Nessas facies ocorrem um significativo aumento do carbono orgânico total por

conta da tufa. No caso dos minerais são predominantes o quartzo e a calcita, não havendo mudança quanto ao $\delta^{13}C$.

A fase III a superficial com cerca de 50cm de espessura com dois estratos possui mudança na coloração sendo predominante, marrom muito escuro (10YR2/2) e posteriormente castanho amarelado escuro (10YR4/4). A textura da base é argilosiltosas (Fm) em direção ao topo mais siltosa. Não foram observadas estruturas sedimentares, apresenta baixa porosidade, e fragmentos de carvão além de raízes. Foi estabelecida geocronologia por volta de 150 anos (Figura 3). Nessa fase ocorre considerável diminuição do carbono orgânico total e aumento do $\delta^{13}C$, mas, no entanto, continua relacionado o tipo de plantas C3. Apresenta a maior variedade de minerais comparado as demais fases.

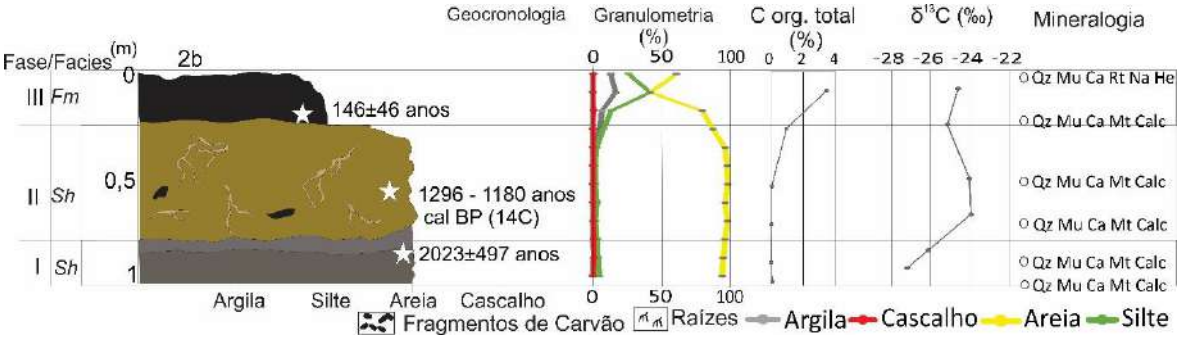


Figura 75- Perfil estratigráfico Depósito rio Ventura (2b) com as respectivas facies sedimentares, geocronologia, granulometria carbono orgânico total e $\delta^{13}C$ Hematita (He), Quartzo (Qz), Rutilo (Rt), Gibsita (Gb), Caulinita (Ca), Montmorilonita (Mt), Goethita (Gt), Calcita (Calc), Anatasio (An) e Muscovita (Mu).

O perfil 2b (Figura 5) também referente ao rio Ventura apresenta três principais fases deposicionais a primeira fase (I) na base do perfil possui em torno de 20cm espessura, a cor predominante é castanha (10YR3/2), a textura é essencialmente arenosa (fina a média) facies Sh, sem estruturas vivíveis, porosidade média, com idade deposicional por volta de 2 mil anos. Possui baixa porcentagem de carbono orgânico total e o valor de $\delta^{13}C$ está relacionado ao tipo de plantas C3, ou seja, arbustos e arbustivas.

A segunda fase (II) é mais espessa com cerca de 50cm, a cor é castanha muito pálido (10YR7/4), textura arenosa (Sh) sem estruturas visíveis, porosidade média e com fragmentos de carvão datados por volta de 1200 anos. A concentração de carbono orgânico total permanece mínima, porém ocorre aumento de $\delta^{13}C$ porém sem mudança do tipo vegetacional, sem mudança nos minerais já presentes.

A terceira fase (III) possui espessura com cerca de 20cm a coloração predominante é marrom muito escuro (10YR2/2), arenosiltosa (Sh) sem estruturas deposicionais aparentes, baixa

porosidade, contém fragmentos de carvão e raízes. Com idade deposicional por volta de 140 anos apresenta acentuado aumento de carbono orgânico total, sem mudança significativa no $\delta^{13}C$, dispondo de novos minerais como hematita, rutilo e ausência de calcita.

Vale seco do rio Extrema (3)

O terraço vinculado ao rio Extrema (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**~~Figura 6~~) localizado ao lado da captura por meio do sumidouro do tipo *ponor*, que permite a entrada do fluxo superficial para o interior da caverna. O depósito possui limite na encosta com afloramento de calcários. A forma do vale permite a deposição de sedimentos associados ao processo de captura superficial.

A fase deposicional (I) é composta principalmente pela facies Fm possui cerca de 10cm de espessura; de coloração amarelada (7.5YR9/6) textura argilosa, sem estrutura aparente e baixa porosidade. A segunda fase (II) também é composta principalmente pela facies Sh possui 80cm de espessura inicia um uma fase mosqueada e posteriormente a coloração majoritária é próxima ao vermelho óxido (10YR3/6) de textura arenosiltosa, estrutura maciça e baixa porosidade, dispondo de fragmentos carvão e de rocha (calcário, arenito) angulosos. A idade deposicional estimada foi de cerca de 23 mil anos. O carbono orgânico total aumenta em direção a superfície e, apesar do aumento do $\delta^{13}C$, não ocorre mudança quanto a vegetação, apresentando variedades de minerais.

A fase III possui cerca de 1.20 metros de espessura coloração caramelo (2,5YR4/8), de textura arenosa (Sh), estrutura maciça com presença de fragmentos de carvão, baixa porosidade e contato gradual com as demais fases. Quanto a idade deposicional obteve-se cerca de 13 mil anos. Apresenta aumento do carbono orgânico sem mudança significativa no $\delta\ ^{13}C$, ou seja, permanece o tipo de plantas C3.

A fase IV superficial contém uma espessura por volta de 20cm, e coloração marrom (5YR4/4) na textura ocorre aumento significativo de silte e diminuição da areia, contém estrutura maciça, baixa porosidade e grande quantidade de raízes e sem mudança significativa quanto a composição dos minerais. Esta fase obteve cronologia por volta de 1000 anos.

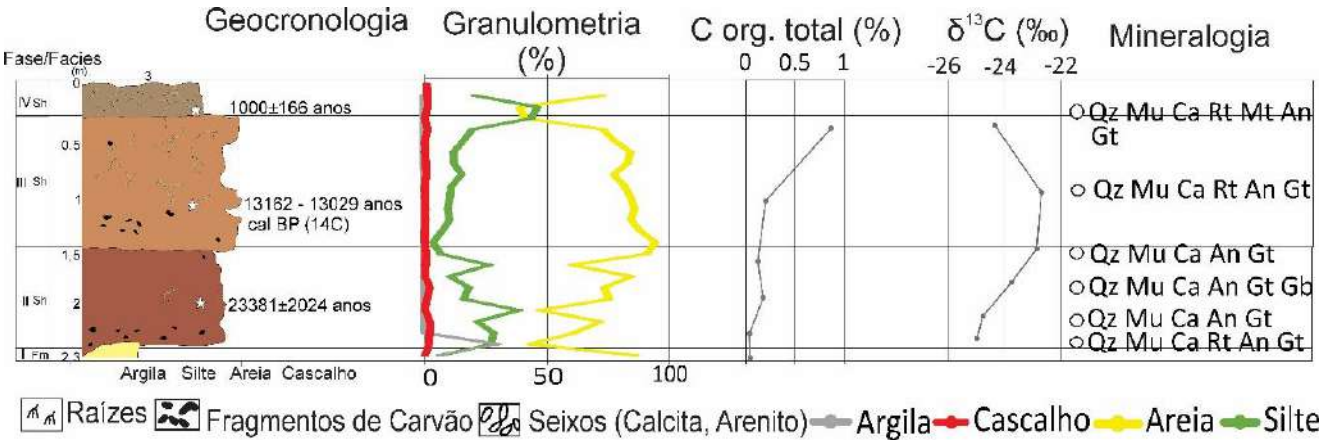


Figura 86- Perfil estratigráfico Depósito rio Extrema com as respectivas facies sedimentares, geocronologia, granulometria carbono orgânico total e $\delta^{13}C$ e mineralogia Hematita (He), Quartzo (Qz), Rutilo (Rt), Gibsita (Gb), Caulinita (Ca), Montmorilonita (Mt), Goethita (Gt), Calcita (Calc), Anatasio (An) e Muscovita (Mu).

DISCUSSÃO

Ambientes deposicionais e a dinâmica paleoclimática

Os vales secos estudados na área são vales dos rios correspondentes, de acordo com a localização, morfologia e alinhamento além dos depósitos serem consistentes com a origem fluvial. Os afloramentos de rocha e a inclinação lateral inviabilizam uma possível migração lateral, no qual são raras as avulsões em correntes controladas por rochas. Portanto, algum tipo de evento cárstico e estrutural ou um conjunto somatório deles resultou na mudança. O sistema fluviocárstico é influenciado por forças externas, como clima, e internas, como tectônica, que iniciam mudanças nos regimes fluviais, carstificação, declives regionais e mudança no nível de base. Controles como litologia, estrutura e vegetação também são relevantes, devido a ocorrência de perda de fluxo da superfície para rotas subterrâneas (PHILLIPS; WALLS, 2004). Nenhum perfil indicou mudança de vegetação, assim, o clima atual pode ter atuado durante todo o período, com as variabilidades que apresenta em sua normal climática.

A dinâmica cárstica é a única forma plausível responsável pela formação dos vales secos, pois a área não possui registros de ocorrências de outros fenômenos análogos como fluxo de detritos. Os vales secos analisados recebem fluxos de água episódicos nos períodos chuvosos, advindos diretamente do escoamento superficial ou quando há represamento de água nos sumidouros em regimes intensos.

Capturas de fluxos superficiais para o sistema subterrâneo por meio de sumidouros e consequentemente abandono de vales secos são processos naturais envolvidos na evolução

dos sistemas cársticos. Esta evolução é influenciada por diversos fatores (SORIANO; SIMÓN, 1995), podendo ser distinguidos em três grupos principais, fatores físicos (solubilidade do substrato; litologia e características de cobertura; planos de estratificação; descontinuidades estruturais, como fissuras, diáclases e fraturas) hidrológicos (infiltração da água; gradiente hidráulico; profundidade e variação sazonal do nível freático; composição química das águas dos aquíferos); além desses a ação antrópica (irrigação, construção e dutos). Os fatores físicos influenciam a penetração e modificação por dissolução ou precipitação pela circulação de águas subterrâneas ao longo do tempo. Desta forma, determinam consideravelmente a variedade de formas e comportamentos que ocorrem no sistema (FORD; WILLIAMS, 2007).

Em áreas tectonicamente estáveis, como é o caso do cráton São Francisco, os eventos climáticos podem afetar cavernas alimentadas com dolinas por vários ciclos climáticos antes que o local se torne inativo. Desta forma, pode-se entender que em regiões tectonicamente estáveis a estrutura e o sistema hidrológico estão diretamente ligados a geomorfologia cárstica (AULER et al., 2009). Nos períodos com tectonismo relativamente estáveis, atua a desnudação cárstica duradoura como controle geomorfológico (FORD; WILLIAMS, 2007). O clima úmido favorece a dissolução e carstificação, viabilizando a formação de espaços subterrâneos e colapsos, potencializando o escoamento fluvial subsuperficial modificando a topografia (PHILLIPS, 2018).

Diante do exposto, os resultados alcançados revelam mudanças significativas nos períodos identificados. No intervalo dos últimos 23 mil anos se inicia o processo de deposição dos sedimentos fluviais até a ocorrência das transferências dos sistemas superficiais para o interior das cavernas. A sedimentação possivelmente está vinculada principalmente a um sistema climático mais úmido, de acordo com o previsto na região durante os estágios eventos correspondentes a idades estimadas, considerando os estudos regionais realizados com dados de alta resolução em espeleotemas (STRÍKIS, 2011, 2015; STUMPF, 2019).

O paleovale do rio das Pedras (1) possui um registro sedimentar com cerca de quatro metros e meio até a base rochosa em que a ruptura deposicional fluvial ocorreu por volta de 500 anos, estando assim associada ao abandono do vale. Anteriormente, houve diversos fluxos deposicionais, iniciando na base com sedimentos arenosos escuros com expressivos fragmentos de carvão além de certa quantidade de material fino (silte), indicando uma deposição de fluxo mais lento. Esta fase deposicional, tanto por LOE quanto por ^{14}C, estimou

idades de 3146 ± 322 anos e 2311 – 2094 anos cal AP, sendo o primeiro corresponde ao evento climático BOND 2. Os dados de $\delta^{13}C$ indicam ocorrência de plantas do tipo C3, caracterizando espécies arbustivas e arbóreas. Neste período, registros isotópicos no Cerrado do Brasil central (NOVELLO et al., 2017b, 2019; STRÍKIS, 2011, 2015), identificaram, durante o Holoceno Superior, eventos abruptos de aumento de precipitação em 3.7, 3.1, 2.7, 2.3 e 1.7 mil anos. Estudo recente corrobora com tais dados, pois registra clima úmido, com crescimento contínuo dos espeleotemas durante os eventos BONDS (e mais proeminentes em 3.2 mil anos) em local próximo à área de estudo, na região do Parque Estadual de Terra Ronca-PETER (STUMPF, 2019). Barberi (2001) sugere a instalação das condições climáticas semelhantes as atuais neste período, coincidente com um patamar do perfil de carbono da (STUMPF, 2019).. Os eventos BONDS correlacionados com eventos úmidos ou de maior intensidade da monção foi observada para o Holoceno na Lapa Grande, norte de Minas Gerais (STRÍKIS et al., 2011) e também na caverna São Mateus no PETER (STUMPF, 2019). A similaridade dos valores isotópicos entre as séries temporais permitiu a Stumpf, (2019) sugerir que respondem à mesma variabilidade climática, apresentando um comportamento praticamente neutro durante todo o Holoceno.

A segunda fase deposicional sofre variações abruptas entre estratos escuros orgânicos e outros essencialmente arenosos presenciando seixos, além de estratificações plano-paralelas, que indicam um fluxo mais intenso e maior capacidade de transporte. Nos estratos essencialmente arenosos, a mineralogia registrou ocorrência unicamente de quartzo. Nesta etapa, estimou-se que a deposição ocorreu por volta de 1488 ± 232 anos cuja parte corresponde ao BOND 1. Este período, foi estabelecido com intervalo de tempo entre 1450 – 1740 anos por registros isotópicos na região do Cerrado, respondendo de forma acentuada com uma fase úmida identificada na região centro-leste da Bahia (NOVELLO et al., 2012). No norte de Minas Gerais, estudo de Stríkis, (2011) identificou que os períodos de aumento de precipitação apresentaram boa relação com os eventos BONDS em geral. Durante o Holoceno Superior, há ocorrência de eventos pluviais abruptos de curta duração (entre 50 e 100 anos), como o de 2.7 mil anos. Na área aqui estudada, até por volta de 500 anos, continuou um cenário de fluxos de deposição arenosa até a ocorrência da captura fluvial, que cessou a deposição sedimentar. Não foi observada nenhuma anomalia de $^{\delta 18}O$ durante a LIA no PETER, somente houve maior atividade biológica no solo neste período (STUMPF, 2019). No entanto, no norte de Minas, o período durante o evento LIA registrou ambiente mais úmidos (STRÍKIS, 2015) correspondentes então ao período de captura. .

No depósito do rio Ventura 2, os dados sugerem que a deposição se trata dos sedimentos arenosos que vinham sendo transportados pelo rio por volta de 2023 ± 497, 2269± 557 e 2049± 299 anos. Acima do estrato arenoso do Perfil 2a, há uma concentração, por volta de 60%, de óxido de cálcio com ocorrência do processo de formação da tufa calcária, com carapaças de moluscos datadas por volta de 2.095 – 1.926 anos. De acordo com Carthew et al., (2006) as tufas de regiões tropicais se diferenciam de acordo com os ambientes de formação, sendo ambas as facies identificadas neste estudo restritas a zonas de água parada em piscinas e poços. Embora comuns durante a estação seca, as inundações da estação chuvosa removem as jangadas de superfície e enxaguam quaisquer jangadas de calcita afundadas e lama acumuladas na base do canal. A presença de outras facies, como a jangada de calcita autóctone e o microdetrital, também pode fornecer informações úteis, pois sua preservação está inversamente relacionada aos eventos de inundação.

De acordo com o modelo ambiental de tufas fluviais para regiões tropicais de Carthew et al., (2006) a preservação das fáceis de tufas estão relacionadas a intensidade das monções que quando fortes há abundância de indicadores de inundação, como as facies fitoclástica, litoclástica e intraclástica alóctone. Por outro lado, as evidências de monções fracas ou uma ausência prolongada de inundações podem incluir oncóides, jangadas de calcita e acumulações espessas de sedimentos carbonáticos finos.

A deposição das tufas da Formação Serra da Bodoquena no Mato Grosso do Sul indicou que a deposição mais intensa representa um período de clima mais úmido, que se alterou a partir de 2700 anos. quando se estabeleceram condições próximas à atual (SALLUN FILHO et al., 2009). Identificaram também tufas micríticas ricas em conchas fósseis de gastrópodes de ambientes de baixa energia, com alto teor de carbonato de cálcio (OLIVEIRA, 2009). Utida, (2016) aborda na região não são encontrados fósseis de gastrópodes em áreas de queda de água, e sim em represas e alguns em margens de rios, ou seja, formados em águas lóticas, e correntes de água lentas.

A ocorrência abundante dos macrofósseis vegetais em tufas carbonáticas depositadas às margens do rio Salitre, norte do estado da Bahia, sugerem condições de alta umidade, atribuídas à expansão de florestas úmidas para a região hoje ocupada pela Caatinga durante eventos milenares frios durante a última glaciação (CRISTALLI, 2006).

No perfil 2b na borda do sumidouro a deposição continua um pouco mais de 1296 – 1180 anos cal AP até a ocorrência da transição fluvial superficial total para cárstica

subterrânea. Os minerais em geral são resistentes ao intemperismo, mesmo havendo calcita derivada do calcário.

Entende-se que os resultados mostram dois momentos da transição superficial-cárstica no caso do rioVentura, uma vez que no perfil no meio do vale (2a), o estrato arenoso possui apenas 20cm de espessura, e sobre ele a formação de tufa calcária, o que indica uma possível mudança de energia do fluxo. O registro 2b, mais próximo da captura (sumidouro) possui estratos arenosos que somam 80cm de deposição, até cessar a deposição. Desta forma, pode-se considerar a possibilidade de dois momentos de captura: uma inicial transferindo somente parte da drenagem para o interior da caverna e em outro momento finalmente a captura completa. Desta forma, independente da ocorrência do aumento de fluxo, que poderia gerar inundações o que dificultaria a formação do tipo de tufa identificada, com boa parte do fluxo drenada o do vale se manteria um fluxo reduzido que permite a formação de tufas.

Os vales secos formados pela ocorrência de sumidouros também apresentam ressurgências relativamente próximas (~200m), uma vez que prevalecido o domínio cárstico subterrâneo passa a ser fluvial novamente à medida que os condutos subterrâneos ficam obstruídos. Com a remoção da rocha solúvel na bacia hidrográfica ou como a dissecação fluvial ocorre a captura que exuma a drenagem subterrânea. Por conta disso, os processos de transição fluvial-cárstico ou cárstico-fluvial favorecem a existência de paisagens pobres em rios superficiais em maior ou menor grau. O equilíbrio entre a drenagem fluvial e subterrânea é frequentemente dependente das condições ambientais locais (PHILLIPS; WALLS, 2004).

De acordo com as análises e interpretações realizadas, o depósito do rio Extrema trata-se de um terraço fluvial construído no processo de captura do fluxo superficial para o interior da caverna. A estratigrafia demonstra três fases partir da rocha base (I) na qual a fase (II) retrata uma deposição em ambiente mais lento e água tranquila. No entanto, dispõe da presença de blocos angulosos possivelmente trazidos de áreas fontes próximas ou até mesmo das encostas. A geocronologia estimou para essa fase cerca de 23 mil anos, sendo correspondente ao estágio EIM 2 (17800/ 27970 anos) e no evento HS2. Porém, os dados de isótopos estáveis ($\delta^{13}C$) obtiveram valores relacionados a ciclos fotossintéticos do tipo C3 (plantas arbóreas e arbustivas), ou seja, em contexto de clima úmido.

A terceira fase (III) apresenta características de um ambiente de maior fluxo comparado a anterior, são apresentadas maiores concentrações de carbono orgânico total e dados isotópicos ($\delta^{13}C$) voltados para predominância de plantas C3 (arbóreas e arbustivas)

remetendo a um clima mais úmido. A amostra de ^{14}C coletada neste nível apresentou idade 13162 - 13029 anos cal AP pode ser correspondente aos períodos climáticos Bølling-Allerød (BA 12900-14700 anos AP) ou *Younger Dryas* (YD 13000 a 11200 anos AP). O período de 14.7 e 13.4 mil anos AP foi correlacionado às fases mais secas na porção norte de Minas Gerais (STRÍKIS, 2011). Registros de isótopos estáveis na região do PETER, também retratam B.A como uma fase seca (STUMPF, 2019).

A fase (IV) corresponde a camada superficial rica em matéria orgânica e argilo-siltosa, cuja datação constatou idade de 1000 ± 166 anos. Estudos com idades mais próximas destaca-se Azevedo et al. (2019) mostraram uma mudança consistente no regime hidrológico durante o ACM no Cerrado, caracterizada por uma transição substancial de úmido para condições mais secas durante o início (925-1150 anos) para o final ACM (1150-1350 anos). Os registros de Terra Ronca apresentam um período mais seco por volta de 1150 anos, durante a ACM, que foi caracterizada por dois eventos de seca, separados por um evento úmido proeminente que ocorre em 1250 anos (STUMPF, 2019).

A relação das idades com os estágios e eventos climáticos está representada no gráfico da **Erro! Fonte de referência não encontrada.**~~Figura 7~~.

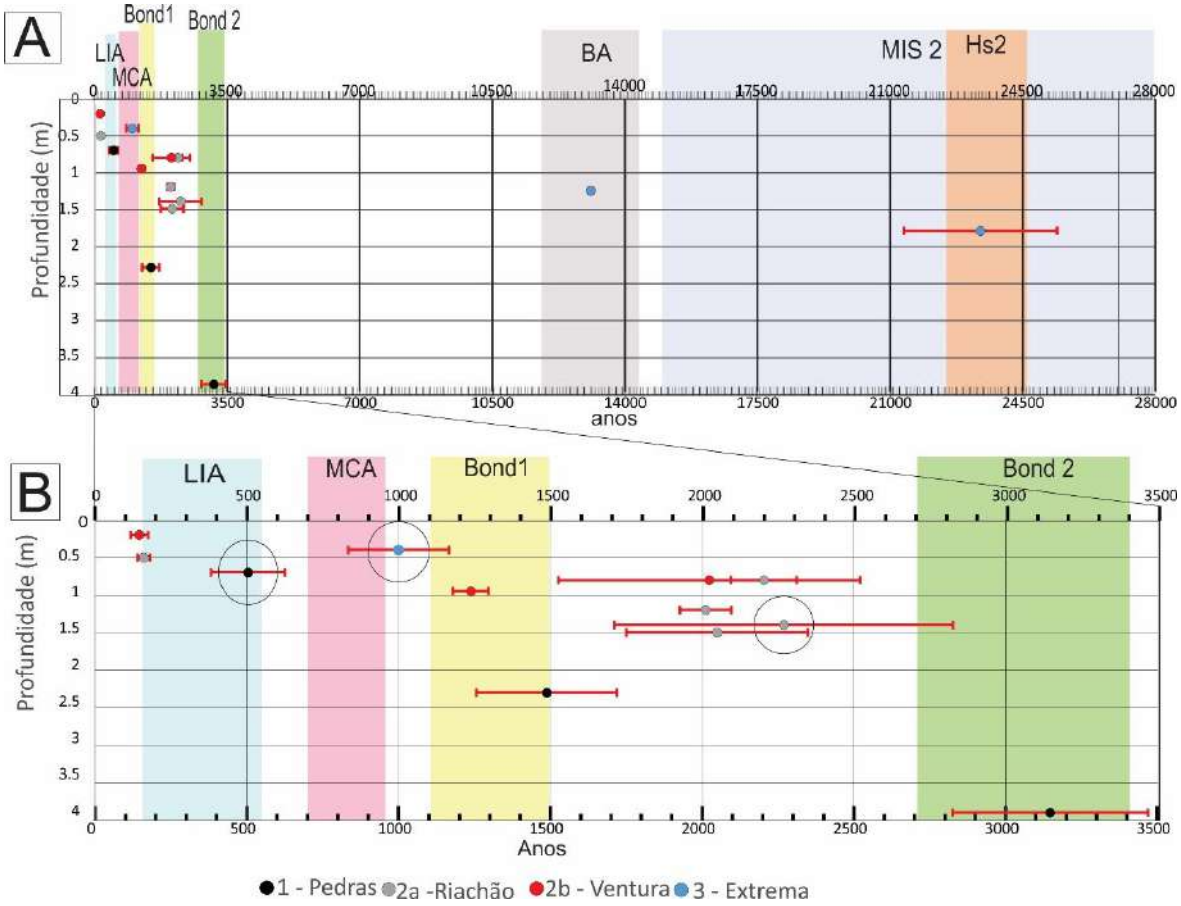


Figura 97 - Distribuição das idades (X) encontradas de acordo com a altura dos perfis (y) e os estágios e eventos climáticos referências para delimitação dos estágios e eventos: LIA (550-250 anos AP), Bølling-Allerød B-A (14.700 a 13000 anos) (STUMPF, 2019) MCA (1150 -600 cal AP) (OMUOMBO; WILLIAMSON; OLAGO, 2020) Bond 1 (1.1-1.5 mil anos AP), Bond 2 (2.6-3.4 mil anos AP), Bond 3 (3.9 – 4.6 mil anos AP) (STRÍKIS, 2015) MIS/EIM 2 (27000- 148000 anos A.P) (STRÍKIS, 2011) *Younger Dryas (12.89-11.7 mil anos A.P.) HS1 (18-14.69 mil anos A.P.)* (WANG et al., 2004).

Os depósitos obtiveram idades até 23 mil anos, no entanto a maior concentração de idades ocorre no intervalo dos últimos 3500 anos (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**Figura 7). No período considerado Neo-Holoceno (de 4 a 0 ka), estudo de alta resolução com uso de espeleotemas no PETER apresentou durante este período os maiores valores de $\delta^{18}O$ ao longo do Holoceno, indicando um enfraquecimento do SMAS durante o Holoceno, evidenciando uma semelhança do registro e Terra Ronca com os registros da região do nordeste brasileiro (STUMPF, 2019). Eventos úmidos são observados sincronicamente ao registro da Lapa Grande, Norte de Minas Gerais (STRÍKIS, 2011) e de acordo com os eventos Bond 0, 1, 2 e 3, eventos úmidos mais proeminentes ocorrem em 3.2 e 0.7 ka (STUMPF, 2019). Nas áreas mais elevadas do planalto central Barberi (2001) sugere que a partir de 3.2 ka, instala-se condições climáticas semelhantes as atuais.

CONSIDERAÇÕES

Os processos envolvidos nas transições fluviocársticas com abandono de vales secos analisados ocorreram no Quaternário. Os diversos dados utilizados apontam para deposições fluviais caracterizados por fluxos mais lentos, deposição arenosa com matéria orgânica e formação de tufa calcária, e fluxos mais intensos com transporte de seixos. Os dados geocronológicos contribuíram para a demarcação das fases deposicionais que ocorreram de forma razoavelmente contínua, principalmente desde os últimos 3500 anos, com hiatos deposicionais típicos de ambientes fluviais. Dessa forma, as deposições ocorreram tanto em períodos considerados realivamente mais secos e nos mais úmidos, ou seja, sem relação entre as deposições e os eventos climáticos. A geocronologia demarca os períodos da ocorrência das capturas fluviais durante o Holoceno, mais precisamente nos últimos 3 mil anos, em que estudos regionais sugerem a instalação de condições climáticas semelhantes a atual. Somente uma captura foi correspondente parcialmente a um evento climático (LIA), no caso o rio das Pedras.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem imensamente o apoio dos órgãos ambientais Instituto Chico Mendes (ICMBio), Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas (CECAV), Pós-Graduação em Geografia da Universidade de Brasília (UnB). Projeto 014/18 Compensação Espeleológica TCCE ICMBio / Vale Projeto "Susceptibilidade, hidrologia e geomorfologia cárstica aplicadas à conservação do patrimônio espeleológico da Área de Proteção Ambiental das Nascentes do Rio Vermelho - APANRV

REFERÊNCIAS

Allen, J.R.L., 1982. Sedimentary structures their character and physical basis, 52 nd Ed, Clinician's Handbook Of Adult Behavioral Assessment. ELSEVIER SCIENTIFIC PUBLISHING COMPANY, New York.

Auler, A.S., Smart, P.L., Wang, X., Piló, L.B., Edwards, R.L., Cheng, H., 2009. Cyclic Sedimentation In Brazilian Caves: Mechanisms And Palaeoenvironmental Significance. Geomorphology 106, 142–153. Doi:10.1016/J.Geomorph.2008.09.020

Barberi, M., 2001. Paleoenvironmental Changes In The Cerrado Region Of The Central Plateau During The Late Quatarnário: The Study Of Lagoa Bonita, DF, University Of São Paulo. Sao Paulo.

Benac, Č., Juračić, M., Matičec, D., Ružić, I., Pikelj, K., 2013. Fluviokarst And Classical Karst: Examples From The Dinarics (Krk Island, Northern Adriatic, Croatia). Geomorphology 184, 64–73. Doi:10.1016/J.Geomorph.2012.11.016

Bird, B.W., Abbott, M.B., Vuille, M., Rodbell, D.T., Stansell, N.D., Rosenmeier, M.F., 2011. A 2,300-Year-Long Annually Resolved Record Of The South American Summer Monsoon From The Peruvian Andes. Proceedings Of The National Academy Of Sciences Of The United States Of America 108, 8583–8588. Doi:10.1073/Pnas.1003719108

Carthew, K.D., Taylor, M.P., Drysdale, R.N., 2006. An Environmental Model Of Fluvial Tufas In The Monsoonal Tropics, Barkly Karst, Northern Australia. Geomorphology 73, 78–100. Doi:10.1016/J.Geomorph.2005.07.007

Carvalho, L.M.V., Jones, C., Liebmann, B., 2004. The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, Form, Persistence, And Relationships With Intraseasonal To Interannual Activity

And Extreme Rainfall. Journal Of Climate 17, 88–108. Doi:10.1175/1520-0442(2004)017<0088:TSACZI>2.0.CO;2

Cassino, R.F., Ledru, M.P., Santos, R. De A., Favier, C., 2020. Vegetation And Fire Variability In The Central Cerrados (Brazil) During The Pleistocene-Holocene Transition Was Influenced By Oscillations In The SASM Boundary Belt. Quaternary Science Reviews 232, 106209. Doi:10.1016/J.Quascirev.2020.106209

Cristalli, S. P., 2006. Macrofitofosseis IN QUATERNARY LIMESTONE TUFTS OF NORTHERN BAHIA AS PALEOCLIMATIC INDICATORS. UNIVËRSIDADE DE SAO PAULO.

Cruz, B.A.'S, 2012. Detailing The Geology Of The Carbonate Units Of The Bambuí Group In The Alvorada Do Norte Region, Goiás. UNIVERSITY OF BRASILIA.

Dias, R.L., Perez Filho, A., 2015. Geochronology Of River Terraces In The Corumbataí-Sp River Basin From Optically Stimulated Luminescence (OSL). Brazilian Journal Of Geomorphology 16. Doi:10.20502/Rbg.V16i2.644

Dinis, P.A., Garzanti, E., Hahn, A., Vermeesch, P., Cabral-Pinto, M., 2020. Weathering Indices The Climate Proxies. A Step Forward Based On Congo And SW African River Muds. Earth-Science Reviews 201, 103039. Doi:10.1016/J.Earscirev.2019.103039

Ferraz-Vicentini, K.R., Salgado-Laboriau, L.M.L., 1996. Palynological Analysis Of A Palm Swamp In Central Brazil. Journal Of South American Earth Sciences 9, 207–209.

Ford, D., Williams, P., 2007. Karst Hydrogeology And Geomorphology, 2nd Ed. Wiley, Chichester.

Ford, T.D., Pedley, H.M., 1996. A Review Of Tufa And Travertine Deposits Of The World. Earth-Science Reviews 41, 117–175. Doi:10.1016/S0012-8252(96)00030-X

Furley, P.A., 1999. The Nature And Diversity Of Neotropical Savanna Vegetation With Particular Reference To The Brazilian Cerrados. Global Ecology And Biogeography 8, 223–241. Doi:10.1046/J.1365-2699.1999.00142.X

Galbraith, R.F., Roberts, R.G., Laslett, G.M., Yoshida, H., Olley, J.M., 1999. Optical Dating Of Single And Multiple Grains Of Quartz From Jinmium Rock Shelter, Northern Australia: Part I, Experimental Design And Statistical Models. Archaeometry 41, 339–364. Doi:10.1111/J.1475-4754.1999.Tb00987.X

Gan, M.A., Kousky, V.E., Ropelewski, C.F., 2004. The South America Monsoon Circulation And Its Relationship To Rainfall Over West-Central Brazil. Journal Of Climate 17, 47–66. Doi:10.1175/1520-0442(2004)017<0047:TSAMCA>2.0.CO;2

Garzanti, E., Resentini, A., 2016. Provenance Control On Chemical Indices Of Weathering (Taiwan River Sands). Sedimentary Geology 336, 81–95. Doi:10.1016/J.Sedgeo.2015.06.013

Guérin, G., Mercier, N., Adamiec, G., 2011. Dose-Rate Conversion Factors: Update. Ancient Tl 16, 37–50.

Jerin, T., Phillips, J., 2017. Local Efficiency In River Systems: Lessons From Icicle Bend. Geomorphology 282, 119–130. Doi:10.1016/J.Geomorph.2017.01.013

Ledru, M., 1993. Late Quaternary Environmental And Climatic Changes In Central Brazil. Quaternary Research 39, 9.

Melón, P., Alonso-Zarza, A.M., 2018. The Villaviciosa Tufa: A Scale Model For An Active Cool Water Tufa System, Guadalajara (Spain). Facies 64, 1–16. Doi:10.1007/S10347-017-0517-9

Miall, A.D., 1977. A Review Of The Braided River Depositional Environment. Earth-Sciences Reviews 13, 1–62.

Miall, A.D., 1985. Architectural-Element Analysis: A New Method Of Facies Analysis Applied To Fluvial Deposits. Earth-Science Reviews Elsevier Science Publishers B.V 22, 261–308. Doi:10.1016/0012-8252(85)90001-7

Monod, O., Kuzucuourlu, C., Okay, A.I., 2006. A Miocene Palaeovalley Network In The Western Taurus (Turkey). Turkish Journal Of Earth Sciences 15, 1–23.

Murray, A.S., Wintle, A.G., 2000a. Luminescence Dating Of Quartz Using An Improved Single-Aliquot Regenerative-Dose Protocol. Radiation Measurements 32, 57–73.

Murray, A.S., Wintle, A.G., 2000b. Luminescence Dating Of Quartz Using An Improved Single-Aliquot Regenerative-Dose Protocol. Radiation Measurements 32, 57–73. Doi:10.1016/S1350-4487(99)00253-X

Murray, A.S., Wintle, A.G., 2003. The Single Aliquot Regenerative Dose Protocol: Potential For Improvements In Reliability. Radiation Measurements 37, 377–381. Doi:10.1016/S1350-4487(03)00053-2

Novello, V.F., Cruz, F.W., Karmann, I., Burns, S.J., Strís, N.M., Vuille, M., Cheng, H., Lawrence Edwards, R., Santos, R. V., Frigo, E., Barreto, E.A.S., 2012. Multidecadal Climate Variability In Brazil's Northeast During The Last 3000 Years Based On Speleothem Isotope Records. Geophysical Research Letters 39, 1–6. Doi:10.1029/2012GL053936

Novello, V.F., Cruz, F.W., Vuille, M., Stríkis, N.M., Edwards, R.L., Cheng, H., Emerick, S., Paula, M.S. De, Li, X., Barreto, E.D.S., Karmann, I., Santos, R. V, 2017. A High-Resolution History Of The South American Monsoon From Last Glacial Maximum To The Holocene. Nature Publishing Group 1–8. Doi:10.1038/Srep44267

Novello, V.F., Cruz, F.W., Mcglue, M.M., Wong, C.I., Ward, B.M., Vuille, M., Santos, R.A., Jaqueto, P., Pessenda, L.C.R., Atorre, T., Ribeiro, L.M.A.L., Karmann, I., Barreto, E.S., Cheng, H., Edwards, R.L., Paula, M.S., Scholz, D., 2019. Vegetation And Environmental Changes In Tropical South America From The Last Glacial To The Holocene Documented By Multiple Cave Sediment Proxies. Earth And Planetary Science Letters 524, 115717. Doi:10.1016/J.Epsl.2019.115717

Oliveira, E.C. Oliveira, E.C. Master's Thesis 1–149.

Pedley, H.M., 1990. Classification And Environmental Models Of Cool Freshwater Tufas 68, 143–154.

Phillips, J.D., 2018. Historical Contingency In Fluviokarst Landscape Evolution. Geomorphology 303, 41–52. Doi:10.1016/J.Geomorph.2017.11.015

Phillips, J.D., Walls, M.D., 2004. Nonlinear Processes In Geophysics Flow Partitioning And Unstable Divergence In Fluviokarst Evolution In Central Kentucky. Nonlinear Processes In Geophysics 11, 371–381.

Prescott, J.R., Hutton, J.T., 1994. Cosmic Ray Contributions To Dose Rates For Luminescence And ESR Dating: Large Depths And Long-Term Time Variations. Radiation Measurements 23, 497–500. Doi:10.1016/1350-4487(94)90086-8

Reboita, M.S., Krusche, N., Ambrizzi, T., Rocha, R.P. Da, 2015. Understanding The Weather And Climate In South America. Terrae Didatica 8, 34. Doi:10.20396/Td.V8i1.8637425

Ribeiro, L.M.A.L., Sawakuchi, A.O., Wang, H., Sallun Filho, W., Nogueira, L., 2015. OSL Dating Of Brazilian Fluvial Carbonates (Tufas) Using Detrital Quartz Grains. Quaternary International 362, 146–156. Doi:10.1016/J.Quaint.2014.11.029

Sallun Filho, W., Karmann, I., Boggiani, P.C., Petri, S., Cristalli, P.D.S., Utida, G., 2009. The Deposition Of Quaternary Tufas In The State Of Mato Grosso Do Sul: Proposal For The Definition Of The Serra Da Bodoquena Formation. Geology USP - Scientific Series 9, 47–60.

Silva, V.B.S., Kousky, V.E., 2012. The South American Monsoon System: Climatology And Variability. Modern Climatology 123-152,. Doi:10.5772/38565

Soriano, M.A., Simón, J., 1995. Alluvial Dolines In The Central Ebro Basin, Spain: A Spatial And Developmental Hazard Analysis. Geomorphology 11, 295–309. Doi:10.1016/0169-555X(94)00066-Z

Stevaux, J.C., 2000. Climatic Events During The Late Pleistocene And Holocene In The Upper Parana River: Correlation With NE Argentina And South-Central Brazil. Quaternary International 72, 73–85. Doi:10.1016/S1040-6182(00)00023-9

Strikis, N.M., 2011. Paleopluviosity in the north of minas gerais during the late glacial and holoceno based on speleotemas records. University of São Paulo.

Strikis, N.M., 2015. Activity Of The South American Monsoon System In The Central Part Of Brazil During The Last Glacial Period From The Application Of Oxygen Isotopes In Speleothemes. Institute Of Geosciences -USP, São Paulo.

Strikis, N.M., Cruz, F.W., Cheng, H., Karmann, I., Edwards, R.L., Vuille, M., Wang, X., Paula, M.S. De, Novello, V.F., Auler, A.S., 2011. Abrupt Variations In South American Monsoon Rainfall During The Holocene Based On A Speleothem Record From Central-Eastern Brazil. Geology 39, 1075–1078. Doi:10.1130/G32098.1

Stumpf, C.F., 2019. Variability Of The Monão System Of South America During The Late Pleistocene And Holocene From Speleothemes Of The St. Matthew Cave (PETER-GO). University Of Brasilia-Unb.

Travassos, L.E.P., 2019. Principles Of Kartology And Karst Geomorphology. Chico Mendes Institute For Biodiversity Conservation, Brasília.

Utida, G., 2016. Paleoenvironmental And Paleoclimatic Variations During The Holocene In Rio Grande Do Norte From The Study Of Geochemical Records Of Sediments Of Lakes And Caves 184.

Valente, C.R., Latrubesse, E.M., 2012. Fluvial Archive Of Peculiar Avulsive Fluvial Patterns In The Largest Quaternary Intracratonic Basin Of Tropical South America: The Bananal Basin, Central-Brazil. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 356–357, 62–74. Doi:10.1016/J.Palaeo.2011.10.002

Yang, X., Zhang, Q., Li, X., Jia, X., Wei, X., Shao, M., 2015. Determination Of Soil Texture By Laser Diffraction Method. Soil Science Society Of America Journal 79, 1556–1566. Doi:10.2136/Sssaj2015.04.0164

4.2 RECONSTRUÇÃO DA PAISAGEM A PARTIR DE SEDIMENTOS FLUVIAIS DE VALES SECOS ABANDONADOS DEVIDO A DINÂMICA FLUVIOCÁRSTICA NO CERRADO DO BRASIL CENTRAL

RESUMO

Este estudo buscou por meio da dinâmica deposicional analisada em vales secos resultantes da transição fluviocárstica, conhecer a dinâmica evolutiva e deposicional dos vales secos no sistema cárstico da Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho. Os sedimentos foram submetidos a diversas análises como estratigrafia, geoquímica, mineralogia, granulometria, isótopos estáveis ($\delta^{13}C$), além de geocronologia com radiocarbono e LOE. Três vales foram analisados, apresentando evidências de que são de fato os vales pertencentes aos rios capturados por meio de sumidouros para o ambiente subterrâneo, exibindo sedimentos típicos de ambientes fluviais, com intercalação deposicional de acordo com as características ambientais. Uma proposta evolutiva paisagem foi construída para cada área, considerando seus processos deposicionais, sendo que no vale do rio das Pedras foi dividido em três fases: 3 mil anos quando o rio percorria o vale com indícios de fluxo lêntico, uma segunda fase com fluxo com maior capacidade de transporte em 1.500 anos e a última fase a 500 anos com menos capacidade de transporte e marca o final da deposição fluvial. O rio Ventura também apresentou três fases deposicionais, o primeiro, por volta 2 mil anos, maior fluxo e capacidade de transporte, a segunda fase com depósito de tufa calcária típica de ambiente lêntico, possivelmente parte do fluxo havia sido capturado, e o último estágio a partir de 1200 anos com a captura total. A reconstrução do vale do rio Extrema obteve a primeira fase deposicional, 23 mil anos, com fluxo provavelmente lêntico, porém com alguns eventos extremos, a segunda, entorno de 13 mil anos permanece características de fluxo lento e por fim, em mil anos a transição fluvial e o abandono do vale. Percebeu-se que existem diferenças significativas das fases deposicionais nos perfis analisados e que as idades dos depósitos e das capturas estão de acordo com a distância dos vales da escarpa erosiva da Serra Geral de Goiás.

Palavras –Chave: depósitos fluviais; vales secos; carste, paisagem

LANDSCAPE RECONSTRUCTION FROM FLUVIAL SEDIMENTS OF ABANDONED DRY VALLEYS DUE TO FLUVIOCHARSTIC DYNAMICS IN THE CERRADO OF CENTRAL BRAZIL

ABSTRACT

This study sought, through the dynamics of positioning in dry valleys resulting from the fluviokartic transition, to know the evolutionary and depositional dynamics of dry valleys in the karst system of the Nascentes do Rio Vermelho Environmental Protection Area (APANRV). Several sets of geochronology with radiocarbon stratigraphy, mineralogy, granulometry, as well as geochronology with radiocarbon C14 and LOE were selected. Three valleys were analyzed, presenting studies of characteristics such as the valleys belonging to the rivers inserted for the environment of intercalary environment according to environmental characteristics typical of fluvial environments. A landscape was built for each area, considering its flows of ideas, a second evolutionary phase in three phases: 3 thousand years when the lentic flow valleys it with the flow processes with the greatest transport capacity in 1,500 years and the last phase at 500 years with less transport capacity and marks the end of the river position. The flow of the Ventura River presented three phases, the, for three 2,000-year loops, the largest and the first phase with transport capacity, the second limestone phase typical of the school environment, possibly part of the deposit flow, and the last stage it was also from 1200 years old with full capture. Years of years of the Extrema river valley, 23 thousand years, with occurrence of extreme flow, however, with some extreme flow events of 13 thousand, flow characteristics remain and end of second, in thousand, the fluvial transition and abandonment of the valley. There are significant differences in the depositional phases in the analyzed analyzes and the ages of deposits and captures according to the distance from the valleys of the erosive escarpment of Serra Geral de Goiás.

Key words: fluvial deposits; dry valleys, karst, landscape

INTRODUÇÃO

A transição Pleistoceno-Holoceno tem sido foco de muitas pesquisas, pois permite conhecer importantes estágios, eventos climáticos, biológicos, extinções e a dispersão do homem sobre a superfície terrestre (STRÍKIS E NOVELLO, 2014). Compreender a dinâmica da Terra e, principalmente, de sua paisagem, se mostra como tarefa complexa, devido aos diversos fatores que agem ao longo do tempo sobre as diferentes formas. Deste modo, estudos se mostram necessários para ampliar essa compreensão, principalmente quando relacionada às áreas com dinâmica complexa, como as cársticas.

A região cárstica estudada apresenta condições ideais para estudo do sistema fluviocárstico e mudanças paleoambientais. A evolução dos sistemas cársticos envolve diversos fatores como a litologia e estrutura das rochas envolvidas e o clima (DE WAELE; PLAN; AUDRA, 2009). Podendo ainda ser classificados em três grupos principais, sendo os físicos (solubilidade; litologia, estruturas) hidrológicos, além desses a ação antrópica (Soriano; Simón, 1995). Dentro do grupo físico encontra-se o contexto estrutural que é de suma importância no desenvolvimento do sistema cárstico, pois, em busca do melhor direcionamento a dissolução ocorre ao longo dos caminhos providos pela estrutura (Ford; Williams, 1989).

Esta inter-relação flúviocárstica permite o abandono de vales quando ocorre a captura do rio, desviando o fluxo superficial para o sistema cárstico (PHILLIPS e WALLS, 2004). Desta forma, os vales onde percorria o rio anteriormente possuem capacidade de resguardar os sedimentos fluviais do período anterior ao colapso, demostrando as características do paleocanal. Estudos de paleocanais e depósito em terraços, devido à ocorrência de sumidouros ou colapsos, têm demonstrado que estes depósitos podem ser arquivos valiosos para estudo de eventos passados (SOARES et al., 2010; GUTIÉRREZ et al., 2017b).

A interpretação de registros aluviais apresenta um grande desafio, pois a natureza da atividade fluvial determina que apenas fragmentos dos componentes depositados sobrevivem para posterior interpretação (LEWIN E MACKLIN, 2003). No entanto, o ambiente cárstico pode oferecer formas de arquivos que resguardam sedimentos passíveis de inferir idades e que possibilitam interpretar a dinâmica da paisagem (GUTIÉRREZ et al., 2017a).

Tais formas vêm sendo consideradas arquivos referentes à estágios e eventos passados, relacionados as dinâmicas deposicionais, climáticas, tectônicas, além da interferência humana nos ambientes terrestres. Pertencente a geomorfologia fluvial, os

paleocanais são depósitos de antigos sistemas fluviais que podem estar parcialmente ou totalmente soterrados por sedimentos mais recentes.

A identificação de tais feições no ambiente cárstico perpassa o reconhecimento do sistema de drenagem e seu entorno, que fornecem evidências da existência de possíveis paleocanais adjacentes. Desta forma, pode-se determinar que os vales são de fato correspondentes aos antigos canais dos rios, se baseia nas seguintes evidências: localização, alinhamento geral e as características consistentes com um caminho anterior do rio. Este último demonstra que o vale está claramente alinhado ao longo do eixo a jusante e que é inciso no substrato rochoso dissecado pelos rios nesta formação (JERIN; PHILLIPS, 2017).

Nesta pesquisa, realizou-se uma investigação sistemática que consiste primeiramente no reconhecimento de tais formas com auxílio de Sistema de Informações Geográficas (SIGs) e visitas técnicas, seguida da geração de dados sedimentológicos, ou seja, descrições morfológicas detalhadas de perfis estratigráficos, com base na litologia, estrutura e conteúdo fóssil (ROSSETTI; GÓES, 2008). Ademais realizou-se análise geocronológica compreendendo datação por radiocarbono (^{14}C) e Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), bem como granulometria, morfoscopia, isótopos estáveis e geoquímica.

Este estudo buscou por meio da análise da dinâmica deposicional dos vales secos resultantes da transição fluviocárstica, conhecer a dinâmica evolutiva do sistema fluviocárstico relacionado com a evolução regional da paisagem.

Configurações Geográficas

Os vales secos abandonados estudados estão inseridos geograficamente na área cárstica no cerrado do Brasil central, a oeste do cráton São Francisco mais precisamente na Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho (APANRV) (Figura 1-A). Os vales estão associados aos rios das Pedras (1), Ventura (2) e Extrema (3), que pertencem bacia do Rio Vermelho, que por sua vez pertence a bacia hidrográfica do rio Corrente afluente do rio Tocantins (Figura 1-B).

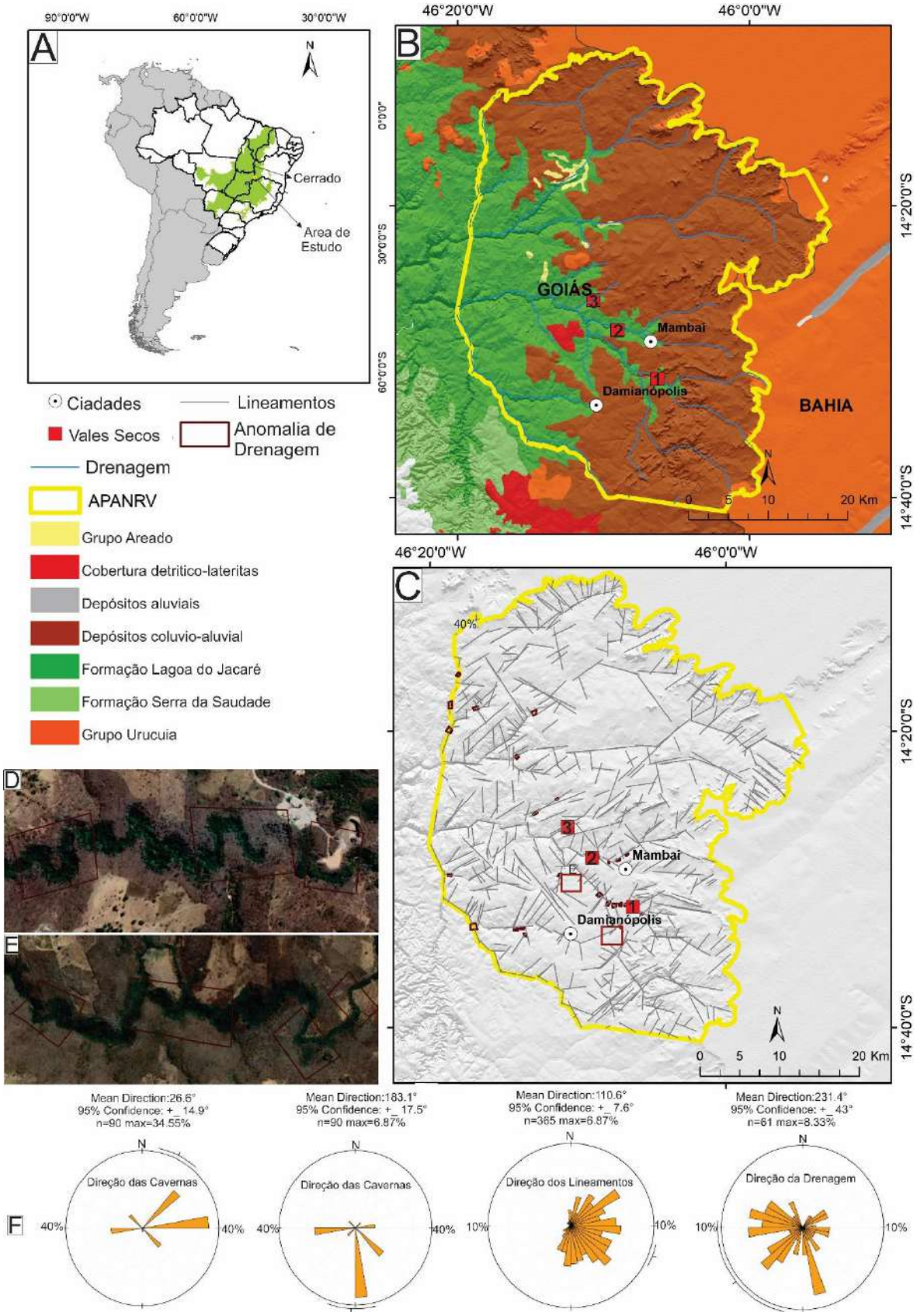


Figura 101 – A) Localização da área de estudo no contexto da América do Sul. Configuração geológica da área de B) 1) Paleovale Rio das Pedras 2) Paleovale do Rio Ventura 3) Paleovale do Rio Extrema. C) Contexto dos

lineamentos estruturais. D e E) Anomalias de dranagem da área. F) direção preferencial das cavernas lineamentos e drenagem

Fonte: SIG- Goiás-Superintendência de Geologia e Mining SIG (2006) Projeto Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado de Goiás Escala 1:500.000

A figura (1 C) retrata os lineamentos estruturais da área que foram correlacionadas com o direcionamento preferencial das cavernas e da rede de drenagem (Figura 1 F). Na APANRV é possível observar por meio de imagens de satélite anomalias de drenagem (Figura 1 D/E), ou seja mudanças bruscas no direcionamento dos rios como cotovelo de drenagem (PANIZZA; FONSECA, 2011). Fatores como a litologia, estrutura das rochas e o clima estão diretamente relacionados a evolução dos sistemas cársticos (DE WAELE; PLAN; AUDRA, 2009; FORD; WILLIAMS, 2007; SORIANO; SIMÓN, 1995). Neste sentido, ressalta-se que o relevo cárstico está associado as rochas carbonáticas (Neoproterozoicas) do Grupo Bambuí, que representa sequência pelítico-carbonatada depositados em ambiente de sedimentação exclusivamente marinho, compreendendo da base para o topo as formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias (CRUZ, 2012b). A Formação Lagoa do Jacaré, principal unidade aflorante na área, apresenta calcários, dolomitos, margas e siltitos. Seus estratos correspondem a uma associação de rochas pelito-carbonáticas compostas por calcários oolíticos e psolíticos, cinza escuros, fétidos, siltitos e margas (ALVARENGA et al., 2007; CRUZ, 2012b).

Os sedimentos do Grupo Bambuí são recobertos discordantemente pelos arenitos avermelhados finos a médios do Grupo Urucuia, que ocorre na forma de morros testemunhos. Apesar de não haver bons afloramentos, pode-se afirmar que se trata de arenitos da Formação Posse, a partir da observação de estratificações cruzadas acanaladas de grande porte, estruturas de queda e avalanche de grãos, bimodalidade granulométrica e presença de grãos esféricos e polidos. Sedimentos arenosos também são atribuídos à Formação Chapadão, unidade essencialmente composta por sedimentos arenosos inconsolidados de natureza detrítica e mais localmente laterítica, além de amplas áreas recobrindo todas as rochas descritas anteriormente. Correspondem à colúvios, elúvios e alúvios arenosos, desestruturados, não coesos e sem cimentos. A oeste da Serra Geral de Goiás esta unidade corresponde aos materiais arenosos espalhados a partir da erosão regressiva dos arenitos do Grupo Urucuia (CRUZ, 2012b) (Figura 1-B)

A geologia local permite a ocorrência de feições cársticas, e o fluviocarste está definido pela ocorrência de vales escarpados profundos onde muitas vezes os fluxos fluviais

tornam-se subterrâneos. Ao longo das drenagens menores, o recuo dos vales também tende à verticalidade, com afloramentos laterais descontínuos com a presença de segmentos de vale cego e vale abandonado, múltiplos pontos de sumidouro e ressurgências (MYLÈNE BERBERT-BORN; TRINDADE, 2003).

Para entender melhor as relações entre a dinâmica cárstica se faz necessário a observância do contexto estrutural, considerando a identificação dos lineamentos identificados no terreno ou imagens de sensores remotos, podendo estar associados estruturas de subsuperfície, principalmente nas linhas de fraqueza (LEONARDI BRICALLI, 2016). O estudo sobre a rede de drenagem é uma das principais formas de indicar anomalias vinculo estrutural e de origem tectônica (RO CHARLTON, 2008). De acordo com Gontijo, 1999) essas mudanças bruscas nos canais, ou seja, anomalias locais de drenagem além de ser uma das feições que apontam possíveis controles tectônicos. Podendo ser considerados anomalias os cotovelos de drenagem; captura fluvial; mudança brusca do padrão do canal; drenagem muito retilínea sobre provável fratura e; meandro local são alguns dos tipos de anomalias de drenagem. As anomalias podem ser relacionadas com a orientação da rede de drenagem, lineamentos, afim de analisar a influência na neotectônica e morfotectônica e consequentemente na evolução do relevo (COX, 1994; HOLBROOK; SCHUMM, 1999; HOWARD, 1967; SUMMERFIELD, 1991).

O clima da região é considerado como tropical semi-úmido com características sazonal, dessa forma possui um período chuvoso que ocorre normalmente de outubro a março e dos meses de abril a setembro corresponde ao período seco (MOTTA, 2003). De acordo com os dados do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) da estação da cidade de Posse mais próxima da área de estudo. A região os meses de junho, julho e agosto corresponde ao inverno a precipitação é inferior a 15 mm. No entanto no verão, nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro ocorrem os maiores índices pluviométricos, superando os 700 mm de chuva média mensal (STUMPF, 2019). O clima úmido favorece a dissolução e carstificação, viabilizando a formação de espaços subterrâneos e colapsos, potencializando o escoamento superficial e fluvial modificando a topografia (PHILLIPS, 2018).

MATERIAIS E MÉTODOS

Mapeamento dos depósitos superficiais fluviais

Inicialmente para identificação dos paleovales foi construído um banco de dados em ambiente de Sistema de Informação Geográfica *(SIGs)*, permitindo comparar imagens

provenientes de *Softwares* como ArcGis 10.1 (*Word Imagery*) e Google Earth. Isso possibilitou observar imagens em diferentes escalas e em diversas épocas, para acompanhar presença de vegetação associada à hidrografia e padrões do relevo. A fim de interpretar as imagens de satélite, contamos com os dados disponibilizados pelo Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS) como imagem de radar (*Alos Palsar*) permitindo elaborar o Modelo Digital de Elevação (MDE) das áreas e ainda gerar curvas de nível, mapas de declividade e altitude. Observou-se certas inconformidades de altitudes ao longo das redes de drenagem, indicando ocorrências de formas cársticas.

Utilizando as técnicas descritas identificou-se oito vales secos abandonados que num segundo momento foram verificados em campo para checagem de dados com auxílio do *software Avenza Maps*. A seleção dos vales com potencial de estudos geocronológicos e reconstrução paleoambiental considerou critérios como: o sistema possivelmente envolvido na formação dos depósitos, a geração dos sedimentos considerando a vazão do curso d'água e a capacidade local de resguardá-los, além da distribuição homogênea na APANRV. Desta forma foi possível selecionar três vales secos demostrados a seguir (Figura 2-1/2/3), que serão referidos como: vale do rio das Pedras -1, vale do rio Ventura 2(a, b), e vale 3 do rio Extrema.

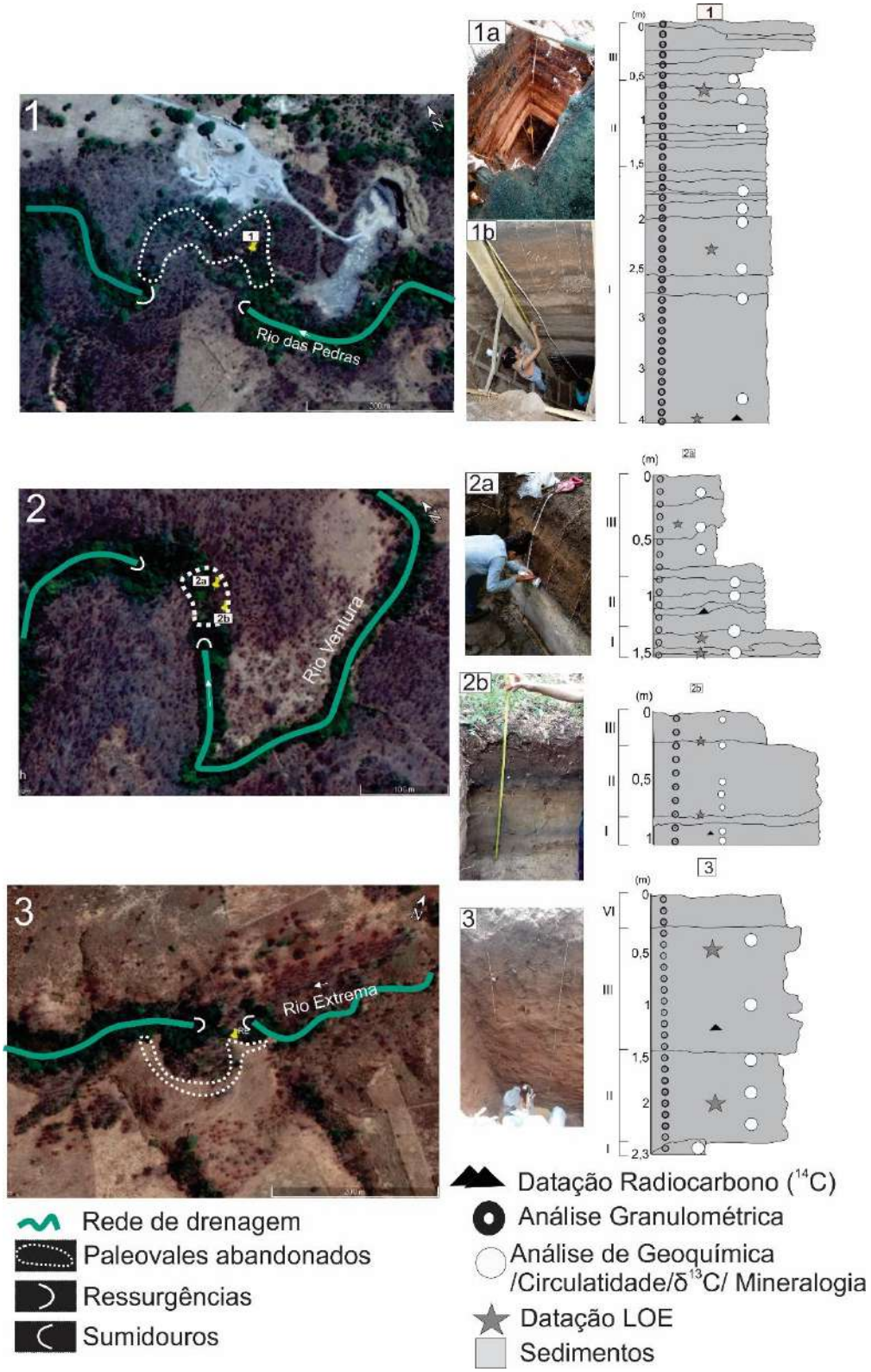


Figura 112 - Delimitação das áreas dos vales secos, fotos e representação dos perfis e coleta 1) rio das Pedras (a/b). 2) rio Ventura (a/b), e 3) rio Extrema 1a) fotografia de cima da trincheira do rio das Pedras a 1b) trata-se da descrição do perfil. 2a) registro fotográfico da descrição do perfil e 2b demostração da espessura do segundo perfil próximo ao sumidouro. 3) fotografia do perfil no momento da coleta para análise LOE. Ao lado os perfis contendo a localização de cada análise realizada.

Trabalhos de campo e Amostragens

Foram realizados três trabalhos de campo entre 2018 e 2019. A partir da segunda expedição, definiu-se os vales secos a serem estudados - (1) rio das Pedras, (2) rio Ventura (3) rio Extrema, características deposicionais foram descritas e amostradas através de trincheiras abertas nos vales fluviais abandonados em sessões denominadas 1, 2a 2b e 3 (Figura 2). As amostras passaram por pré-tratamento no Laboratório de Geoquímica/IG/UnB para evitar a contaminação e garantir a precisão das análises laboratoriais (TRUMBORE, 2000). Para investigar os sedimentos ligados ao sistema fluviocárstico na APANRV, foram analisados três depósitos fluviais em quatro perfis, totalizando 94 amostras granulométricas, coletadas de 10 em 10 cm, e 28 amostras de geoquímica, mineralogia, morfoscopia, índice de circularidade e $\delta^{13}C$ separadas por estratos. Dez amostras geocronológicas foram realizadas sendo três de radiocarbono efetuadas em fragmentos de carvão e carapaças de moluscos encontrados nos perfis, e as demais submetidas ao método de datação Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). Para obter amostras representativas da transição fluviocárstica, foram efetuadas coletas em perfis nos vales abandonados existentes em três rios importantes pertencentes a bacia do rio Vermelho.

A análise faciológica baseou-se na classicação de facies sedimentares do Miall, (1985) e as fácies de tufa calcária e os ambientes de sedimentação considerou os modelos ambientais propostos por Carthew; Taylor; Drysdale, (2006), os tipos de facies identificadas seram apresentadas a seguir.

Fácies (Códigos)	Fácies	Interpretação
Sh	areia muito fina a grossa podendo ser cascalhenta; laminação	fluxo planar (crítico)
C	carvão; argilas orgânicas; plantas, filmes de argila, lama carbonática	depósitos de brejos
Fl	areia, silte, argila; laminação fina, ripples muito pequena	depósitos de transbordo, canais abandonados ou de fluxo decrescente (waning floods)
Fsm	silte, argila; maciço	depósitos de canais abandonados ou brejos
Fm	argila, silte; maciço, gretas de dessecação	canais abandonados ou depósitos de cobertura
Gh	cascalho suportado pelos clastos e toscamente estratificado; estratos horizontais, imbricamento dos seixos	formas de leito longitudinais; depósitos residuais
SWZ FLZ	fácies de concha tufa autóctone que ocorre em associação com a camada radicular macrofítica ou fácies microdetrital	contêm conchas de moluscos em posição vital, ocorrem em piscinas e poços.
SWZ	Facies de jangada de calcita: consiste em delgado crostas de calcita flutuantes Fácies microdetrital compreende lama micrítica, provavelmente produzida por cianobactérias, podendo conter jangadas de calcita afundadas.	são restritas a zonas de água parada em piscinas e poços, comuns na estação seca, pois as inundações removem as jangadas de superfície e lama da base do canal.

Quadro:Modelos de fáceis propostos po Miall, (1985) e por Carthew; Taylor; Drysdale, (2006).

Luminescência Opticamente Estimulada (LOE)

A datação por LOE foi realizada em grãos de areia de quartzo no Laboratório de Espectometria Gama e Luminescência (LEGaL) no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP). A preparação das alíquotas de quartzo envolveu: 1- Peneiramento a úmido para aquisição da fração 180-250 μm; 2- ataque com H_2O_2 para eliminação de matéria orgânica, ataque com HCl 10% para eliminação de carbonatos; 3- separação densimétrica de minerais pesados e leves (LMT = 2.75 g/cm3) e separação de quartzo (LMT = 2.62 g/cm3); 4- ataque com HF 38% por 40 min para eliminação da camada externa dos grãos de quartzo e feldspatos remanescentes. Em seguida foram realizadas as medições em leitores Risø TL/OSL DA-20 equipados com fonte de radiação beta (^{90} Sr / ^{90}Y) com taxas de dose de 0.0756 e 0.118 Gy/s. Doses equivalentes foram obtidas através do protocolo SAR *(Single-Aliquot Regenerative-Dose)* desenvolvido por Murray e Wintle (2000), em alíquotas multigrãos de quartzo.

Foi realizado um teste de recuperação da dose com seis alíquotas de quartzo, com temperatura de pré-aquecimento de 200 ° C e uma dose dada de 6,7 Gy. Apenas alíquotas com valores de razão de reciclagem entre 0,90 e 1,10, recuperação inferior a 5% e sinal insignificante de feldspato testado por estimulação infravermelha foram usadas nos cálculos de dose equivalente (MURRAY; WINTLE, 2000b, 2003). Doses equivalentes foram calculadas usando o modelo de idade central (GALBRAITH et al., 1999).

As concentrações de radionuclídeos para os cálculos da taxa de dose foram determinadas por espectrometria de raios gama, usando um detector de germânio de alta pureza (HPGe) que tinha uma eficiência relativa de 55% e resolução de energia de 2,1 keV e envolto em um escudo de fundo ultralow (Canberra Industries). Cada amostra foi seca e embalada em recipientes de plástico selados e armazenada por pelo menos 28 dias para permitir que o rádon alcance o equilíbrio com seus radionuclídeos originais antes da medição da espectrometria gama. As taxas de dose de radiação beta e gama foram determinadas utilizando as concentrações de radionuclídeos (U, Th e K) e fatores de conversão (GUÉRIN; MERCIER; ADAMIEC, 2011). A saturação da água foi determinada pela razão entre o peso da água e o peso seco da amostra. A contribuição da taxa de dose cósmica foi calculada usando a profundidade, elevação, latitude e longitude da amostra, conforme descrito por (PRESCOTT; HUTTON, 1994).

Geocronologia de Radiocarbono

A datação de radiocarbono (^{14}C) fora realizada em fragmentos de carvão extraídos em cada um dos perfis e encaminhados para o Laboratório Beta Analystic em Miami na Flórida, que utilizou o método espectrometria de massas com aceleradores (EMA). Neste método, o conteúdo de carbono 14 é diretamente medido em relação ao carbono 12 e carbono 13 presentes. Além disso, não conta partículas beta, mas o número de átomos de carbono presentes na amostra e a proporção dos isótopos. A calibração dos resultados conta com o método matemático que ajusta a idade convencional por radiocarbono, para então refinar, estatisticamente, a "probabilidade" de uma faixa de calibração em relação a outra dentro das probabilidades de 95,4 e 68,2. Esse método é conhecido como o método de faixa de densidade de alta probabilidade (*HPD – high-probability density*).

Morfoscopia

A morfoscopia para obter a forma e esfericidade dos grãos foi realizada junto a ACILWEBER laboratório analítico, com uso do equipamento Bettersizer S3PLUS e aplicação do método de análise *Fraunhofer* – Imagem, que consiste em seis etapas: Inserir os dados da amostra; 2. Medir o valor do branco (Observar a obstrução e verificar os lasers); 3. Adicionar a amostra diretamente na cuba analítica, com agitação de 1600rpm e ultrassom (50W); 4. Acionar as câmeras (0,5x e 10x) para maior faixa analítica; 5. Aguardar por 2 minutos a coleta de imagens; 6. Após a análise, gerar relatórios pedidos – Tamanho de partícula e Circularidade.

Análise Granulométrica

A análise granulométrica foi realizada nas amostras coletadas de dez em dez centímetros nos perfis. Para determinar a areia grossa e média, se fez necessária a pré-prepararão das porções envolvendo primeiramente a separação de 10 gramas das amostras para passar em peneiras de 20cm de diâmetro e malhas de 2mm e 1mm (terra fina seca ao ar - TFSA), destorroando as amostras manualmente. O restante do material de tamanho inferior a 1mm foi submetido a técnica de Difração Laser utilizando LALLS – *Low Angle Laser Light Scattering* - equipamento *Betterzise ST* (YANG et al., 2015).

As amostras separadas para o processamento no Granulômetro foram submetidas ao procedimento de eliminação da Matéria Orgânica (MO), com adição de água destilada para umedecer a amostra e acréscimo 05 ml de Peróxido de Hidrogênio (H_2O_2). Para acelerar o processo de queima da matéria orgânica, ocorreu o aquecimento das amostras em meio líquido, em placa aquecedora a 50ºC, até cessar a reação. Quando finalizada, adicionou-se o

dobro do volume em água destilada e aqueceu-se a amostra à 100ºC, no intuito de eliminar o peróxido de hidrogênio. Para dispersar os sedimentos em cada amostra, acrescentou-se 6mg do dispersante Pirofosfato de Sódio ($Na_4P_2O_7$) e se cobriu a amostra com água. Fez-se necessário, a inserção das amostras na banheira de ultrassom em meio líquido por 1 hora, no mínimo, a 50W e, por fim, depositadas no granulômetro *Bettersize* ST. Tais procedimentos foram realizados no Laboratório de Geoquímica e Água (LAGEq) na Universidade de Brasília-UnB.

Os resultados obtidos pela granulometria foram tabulados para geração na diagrafia dos perfis. Para a classificação granulométrica (diâmetro maior) dos fragmentos de sedimentos clásticos, dos mais finos para os mais grossos, foi utilizada a escala logarítmica de *Wentworth*: Argila <0,004, Silte 0,004-0,062, Areia 0,062-2,0 e Grânulo >2,0.

Geoquímica

As análises químicas foram realizadas para determinação da porcentagem correspondente aos óxidos existentes (SiO_2,Al_2O_3,Fe_2O_3,CaO,MgO,Na_2O,K_2O,TiO_2,Mn_2O4,P_2O_5 e perda ao fogo-PF) por espectrometria de plasma indutivamente acoplado (ICP-OES), com intuito principal de caracterizar os minerais primários e secundários. As análises químicas foram realizadas em cooperação com o Laboratório de Geoquímica e água/IG/UnB. As leituras foram realizadas através do espectrômetro de modelo ICP-OES *dualview* 5100 AGILENT.

A preparação física das amostras envolveu a secagem delas (naturalmente), seguida da moagem dos sedimentos com auxílio do moinho de ágata. Cada uma fora devidamente identificada e armazenada em recipientes individuais de modo a obter uma amostra para estudo geoquímico.

Os dados geoquímicos foram analisados utilizando a técnica Análise de Componentes Principais (ACP) ou do inglês *Principal Component Analysis* (PCA) que consiste na técnica multivariada de modelagem da estrutura de covariância baseada nas combinações lineares das variáveis originais. Ademais, é normalmente utilizada para analisar inter-relações entre um conjunto de variáveis explicando-as em termos de suas dimensões inerentes (componentes). Tendo em vista agrupar informações das variáveis em um conjunto menor de variáveis estatísticas (componentes) com menor perda possível de informações (HONGYU; JORGE; JUNIOR, 2015; MOURA et al., 2006).

Mineralogia (raio-x)

A composição mineralógica dos sedimentos foi medida por Difratometria de Raio X (DRX) no laboratório Difratometria de Raio X da Universidade de Brasília em análise de amostra total (em pó) correspondentes a cada estrato dos perfis foram compactadas em um porta amostras de vidro próprio do difratômetro com o auxílio de uma lâmina de vidro simples em seguida inseridas no slot de porta amostras do difratômetro. Os procedimentos foram realizados no equipamento difratômetro um *Rigaku* Ultima IV, utilizando os parâmetros de análise: Intervalo de 2 à 60°; Velocidade de 5°/min Passo de 0,05°. Para análise e interpretação do difratograma utilizou-se o software JADE 9 com banco de dados ICDD pdf-2 e pdf-4. Esta técnica permite identificar os minerais presentes nas frações analisadas.

Análise Isótopos Estáveis ($\delta^{13}C$)

As amostras de sedimentos foram preparadas utilizando entre 1 – 100 mg de sedimento em cada cápsula de estanho (dependendo do tipo de sedimento). Cada amostra foi medida no sistema EA-IRMS do LARA, de fabricação da *Thermo Fisher Scientific Co*. Este é composto de um FlashEA2000, um amostrador automático modelo MAS200R com capacidade de 32 amostras, uma interface universal ConFlo IV, que conecta ao IRMS modelo DELTA V *Advantage.*

A fim de retirar o carbono inorgânico, foi feito um tratamento químico da amostra acidificando com HCl. O procedimento foi acidificar 3g de amostra com 5ml de HCl (10%), descansar 24 horas, adicionar mais 2ml de HCl (10%), caso ainda esteja borbulhando, repete-se a primeira parte. Caso não esteja mais borbulhando, a amostra é lavada 3 vezes utilizando água deionizada e centrifugando a 3000 rpm por 10 min. Após isso, a amostra é seca à 60ºC. Com as amostras secas, ocorre a pesagem e encapsulamento em cadinho de estanho para a análise. Os dados reportados são as medidas de porcentagem de carbono e $\delta^{13}C$ de cada amostra, bem como seu erro associado a medida. Das amostras apresentadas, apenas 3 delas (FA50, FA60 e FA80), precisaram passar pela descarbonatação 3 vezes.

Medidas que apresentaram sinal abaixo do limite de confiabilidade ou muito acima do sinal de referência foram reanalisadas, a fim de proporcionar melhor confiabilidade dos resultados.

Para a certificação das medidas e correção do valor isotópico, foram usados os seguintes materiais de referência: Cafeína (IAEA-600) e Grafite (USGS24), fornecidos pela Agência Internacional de Energia Atômica (IAEA). Como controle de qualidade, foi

utilizado um sedimento (IVA33802174) com nome Soil (Low Organic). A análise no EA-IRMS seguiu a seguinte ordem:1 Padrão de controle interno; 2 Capsula de estanho vazia; 3 Padrões Internacionais; 4 Controle de qualidade; 5 Primeiro grupo de amostras; 6 Controle de qualidade;7 Segundo grupo de amostras; 8 Controle de qualidade; 9 Padrões internacionais

O EA-IRMS foi configurado para gerar valores de $\delta^{13}C$ comparando os picos do gás de referência com a amplitude gerada pela amostra. Porém, esse valor é corrigido a partir da reta de calibração originada dos materiais de referência. Estes materiais são selecionados para que seus valores de $\delta^{13}C$ compreendam os respectivos valores a serem determinados para as amostras de óleo. Levando em consideração o desvio padrão encontrado na matriz das amostras, temos que o erro das medidas é ± 0.20.

RESULTADOS

Caracterização dos depósitos sedimentares

A dinâmica dos rios estudados que são importantes afluentes do Rio Vermelho fora avaliada observando imagens histórias de satélite, de mapas de altitude, declividade, geologia, estrutural além da morfologia e as características deposicionais locais. Nestes cenários, apresentam formas típicas de vales fluviais, no entanto, sem fluxo d'água. A disponibilidade de sedimentos contidos nesses vales possibilitou a aplicação de um estudo com múltiplas análises, cujos resultados revelaram mudanças significativas entre os sistemas deposicionais nos vales com períodos distintos de transição fluviocárstica, ou seja, quando os rios deixaram de ser superficiais e passaram para o sistema subterrâneo por meio de sumidouros. Apesar da ocorrência de águas pluviais durante períodos de alta precipitações com recebimento de materiais coluvionais, os vales conseguiram resguardar sedimentos fluviais anteriores a captura dos rios.

O abandono de vales devido à ocorrência de sumidouros que capturam redes de drenagem superficial transferindo para o sistema subterrâneo - são comuns em ambientes cársticos. Desta forma, com utilização dos dados cartográficos associados aos trabalhos de campo foi possível a identificação de vales secos, que resguardavam sedimentos fluviais dos paleocanais.

O vale abandonado pelo rio das Pedras ocorre em razão da formação de uma passagem (abertura) para o interior de uma caverna que atualmente encontra com parte exposta na superfície, permitindo a transferência do fluxo superficial para subterrâneo, uma

vez que o rio normalmente busca um caminho mais eficiente (JERIN; PHILLIPS, 2017; PHILLIPS, 2018). Assim, permite o abandono de parte do vale com uma média de 200 metros de comprimento e 30 metros de largura. Após a passagem, o rio retorna novamente ao seu curso superficial anterior após 130 metros. Devido a entrada restrita do sumidouro, quando há aumento no volume de água, ocorre um desvio de parte do fluxo pelo curso anterior. A caracterização do ambiente deposicional permitiu identificar estratos típicos de ambientes fluviais com diferentes fases que ocorreram até o momento da transição fluviocárstica.

O segundo vale abandonado estudado foi identificado a montante de uma dolina, que se formou na calha do rio Ventura, cujo colapso transferiu o fluxo para o interior de uma caverna pela qual o rio percorre atualmente. Desta forma, formou-se o paleovale abandonado com cerca 30 metros de largura e 50 metros de comprimento, que termina por conta da existência de um declive acentuado, cuja mudança do nível de base possivelmente formava uma cachoeira antes da captura do rio pelo sumidouro, tendo em vista a ressurgência do rio a 100 metros de distância desse local. O vale suspenso abandonado, apesar de possuir praticamente o mesmo nível de base do rio atual, conseguiu resguardar sedimentos anteriores ao evento que foi observado por meio da caracterização do ambiente deposicional do terraço. Este depósito fluvial está associado à Cachoeira do Funil (dolina), ponto turístico da região.

O terceiro paleovale, próximo ao rio Extrema, trata-se de uma área cuja morfologia indica ser o antigo percurso do fluxo do rio antes da transição fluviocárstica, contendo cerca de 230 metros de extensão. Atualmente, o rio se desvia para o interior da caverna e após aproximadamente 70 metros, ressurge.

As transições fluviocársticas promovem mudanças na paisagem, pois retrabalha parte do material existente no novo trajeto do fluxo. Enquanto os sedimentos que outrora foram transportados são deixados nos vales abandonados. Dessa forma, os últimos podem oferecer informações acerca da dinâmica da paisagem e fatores que interferem nas relações fluviocársticas.

Análise crono-estratigráfica

A descrição detalhada dos perfis em campo permitiu a construção de modelos representativos com distribuições dos elementos tal como encontrado em campo conforme pode se observar na figura 3. A estratigrafia (Figura 3) juntamente com outros dados revelaram nuances significativas dos sistemas deposicionais existentes nos vales.

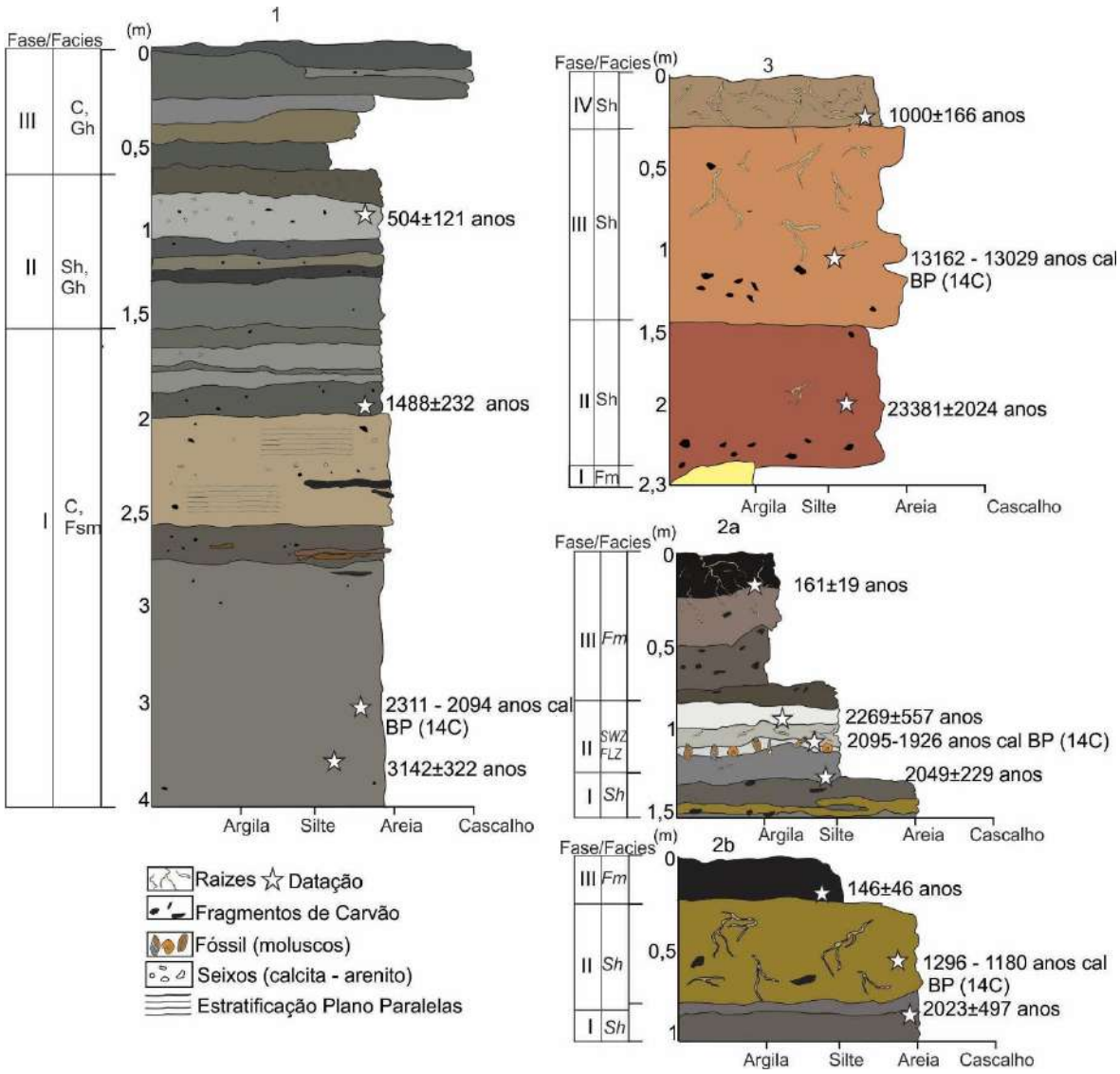


Figura 123- Perfis estratigráficos 1) rio das Pedras 2) a/b rio Ventura 3) rio extrema

Os perfis foram realizados nos depósitos contidos nos vales secos formados em período anterior a da captura das redes de drenagens devido a dinâmica fluviocárstica. A geocronologia de LOE (Tabela 1) e radiocarbono (Tabela 2) trazem as idades e principais informações acerca das análises expostas a seguir:

Amostras	Elev. (m)	Prof. (m)	U (ppm)	Th (ppm)	K%	Taxa de dose Cosmica (Gy/Ka)	Sat. por água (%)	Taxa de Dose Total (Gy/Ka)	Dose equivalente (Gy)	N° alícotas	Dispersão OD (%)	Idade LOE anos
P-02	679	2.3	0.38 ± 0.02	1.08 ± 0.06	0.21 ± 0.01	0.157 ± 0.036	0.00	0.54 ± 0.05	0.8 ± 0.1	21/24	79	1488 ± 232
P-01	679	3.9	0.82 ± 0.04	3.85 ± 0.16	0.36 ± 0.02	0.13 ± 0.019	0.01	0.95 ± 0.07	3 ± 0.2	24/24	25	3146 ± 322
P-03	679	0.7	0.45 ± 0.03	1.63 ± 0.09	0.18 ± 0.01	0.194 ± 0.139	0.00	0.59 ± 0.14	0.3 ± 0	18/24	70	504 ± 121
V2-01	673	0.2	1.71 ± 0.07	13.92 ± 0.46	1.65 ± 0.07	0.207 ± 0.519	0.18	2.74 ± 0.55	0.4 ± 0	22/24	29	146 ± 29
V2-02	673	0.8	0.39 ± 0.02	1.60 ± 0.08	0.15 ± 0.01	0.191 ± 0.120	0.02	0.54 ± 0.12	1.1 ± 01	19/24	23	2023 ± 497
E-50	692	1.8	223± 0.085	12.49± 0.407	1.22 ± 0.052	0.169 ± 0.048	0.09	2.57 ± 0.20	60.1 ± 2.4	25/30	18.9	23381± 2024
E-190	692	0.4	1.66± 0.066	9.46± 0.321	0.71 ± 0.031	0.202 ± 0.253	0.10	1.8±0.28	1.8 ± 0.1	20/20	25.8	1000± 166
V-02	673	1.4	0.24± 0.237	0.34± 0.054	0.03 ±0.005	0.176 ± 0.065	0.03	0.26± 0.06	0.6 ± 0	19/20	17.6	2269± 557
V-01	673	1.5	0.39 ± 0.03	1.17 ± 0.08	0.09 ± 0.01	0.175 ± 0.059	0.02	0.44±0.06	0.9 ± 0	19/21	14.7	2049± 299
V-06	673	0.5	2.34 ±0.09	16.49 ±0.53	2.03 ±0.09	0.199 ± 0.199	0.28	3.05±0.28	0.49 ± 0.04	23/24	36.7	161± 19

Tabela 21- Geocronologia LOE das amostras dos perfis 1) rio das Pedras Depósito 2) do Rio Ventura sendo perfil 2a e 2b), e 3) refere-se as amostras do Rio Extrema

Depósitos Fluviais	Tipo de análise	Prof. (m)	Idade radiocarbono convencional	Idade Calibrada aos Anos Calendário (cal AP)
1	AMS	4	2.220 ± 30 AP	2.311 – 2.094
3	AMS	1,25	11.270 ± 30 AP	13.162 – 13.029
2b	AMS	0,95	1.350 ± 30 AP	1.296 – 1.180
2a	AMS	1,2	2.090 ± 30AP	2.095 – 1.926

Tabela 32- Geocronologia estimada por ^{14}C 1) depósito do rio das Pedras 2) depósito do rio Ventura (perfil a/b) 3) depósito do rio Extrema

Depósito 1- rio das Pedras

O ambiente deposicional existente no paleovale rio das Pedras (Figura 4), possui três fases principais. Predominantemente composta por material arenoso, e de coloração castanho muito pálido (10YR7/3) a primeira fase (I) na base do perfil possui espessura de 1,30 metros, é composta pelas fácies C, Fsm. Apesar de arenosa possui certa quantidade de silte, além de apresentar coloração escura (marrom muito escuro 10YR2/2), com quantidade expressiva de fragmentos de carvão. Desta forma, indica um ambiente mais lêntico para tal deposição orgânica. Os grãos apresentam máxima circularidade com diminuição na

circularidade média e mínima em direção a base. Nesta fase estimou-se a idade de 2.311 – 2.094 anos cal AP por radiocarbono e 3.146 ± 322 anos com LOE.

Na fase (I) há certa mudança na presença de óxidos em relação a todo restante do perfil, uma vez que há uma queda daqueles que possuem maiores quantidades e aumento dos que possuem menores porcentagem (Tabela 3) entre 300 a 400cm no perfil (Figura 3). Na profundidade de 420cm existe certa concentração de magnésio, ferro, potássio e fósforo. Os principais minerais que compõem esta unidade são o quartzo, muscovita, caolinita e rutilo. O carbono orgânico total aumenta substancialmente em direção a base, enquanto o $\delta\ ^{13}C$ encontra-se em média -23 ‰.

Fase	Espessura (camada) (m)	Fácies (Codigos)	Geocronologia	Granulometria % média	C org.total (%)	Isótopos Estáveis $^{\delta}13C$ (‰)	Mineralogia de argila
III	0.60	C,Gh	504 ± 121 anos (LOE)	Argila: 1.4 Silte: 14.3 Arcia: 78.1 Cascalho: 6.2	0.32 0.12	-23.51 -23.93	Qz, Mu,Ca,Mt,Calc)
II	2.0	Sh,Gh	1488 ± 232 anos (LOE)	Argila: 0.5 Silte: 3.1 Areia: 96.4	0.32 0.06 0.33 0.02 0.02 0.03	-24.60 -23.49 -24.23 -23.58 -22.79 -25.52	Qz, Calc Qz, Mu, Ca, Rt Qz Qz, Ca, Rt, Qz Qz
I	1.30	C, Fsm	2.311 – 2.094 anos cal BP (14C) 3146 ± 322 anos (LOE)	Argila: 3.3 Silte: 6.9 Arcia: 89.7	1.08	-25.56	Qz, Mu, Ca, Rt Qz, Mu, Ca, Rt

Figura 134 -Depósito 1 rio das Pedras, espessura de cada fase deposicional, fácies, geocronologia, granulometria, carbono orgânico total, isótopos estáveis de delta carbono 13 e mineralogia de argila

A segunda fase (II), composta por fácies Sh, Gh possui espessura de 2 metros com camadas arenosas mais escuras marrom muito escuro (10YR2/2) e colorações composta por areia lavada (branca 10YR8/2) com estratificação linear plano-paralela concordante ao fluxo atual, indicando um fluxo mais intenso onde encontra-se seixos de calcita e arenito, arredondados e sub-arredondados, com alta esfericidade dispersos em meio a estrutura arenosa (matriz suportada), que não foram registrados na granulometria pois possuem tamanhos entre 4 a 6 cm. Em meio a essa fase, existem finos estratos com picos de silte, material castanho amarelado escuro (10YR3/4) e com maior número de fragmentos de carvão, indicando fluxos mais lentos similar ao nível a seguir. Essa unidade deposicional se inicia a partir de aproximadamente 500 anos até um pouco mais de 1500 anos. Possui contato abrupto com a fase anterior (I). Os grãos desta fase foram majoritariamente classificados

com circularidade máxima, havendo uma diferenciação entre 280 a 250cm com aumento da circularidade média e mínima. Nesta unidade estimou-se por meio de LOE idade de 1488 ± 232 anose corresponde ao final da deposição fluvial antes da captura da rede de drenagem demonstrando um ambiente com fluxo mais expressivo que transporta material arenoso e grânulos.

Nesta fase destacam-se os óxidos de potássio, cálcio, ferro, alumínio e dióxido de silício respectivamente (Tabela 3). A análise de raio-x identificou fases essencialmente arenosas compostas basicamente por quartzo, momento em que ocorre aumento de $\delta^{13}C$ para -23 ‰.. No entanto, nesta fase ocorre picos de carbono total nas fases mais escuras que além de quartzo possui montmorillonita, caulinita e rutilo.

A fase (III) possui 60cm de espessura, é composta pelas fácies C, Gh e se caracteriza-se por sedimentos mais diversos próximos a superfície, parte mais argilosa (avermelhada), e presença de grânulos quando próximo do topo provenientes da região do entorno onde ocorre extração de calcário (cinza), sem estrutura visível. Após o material superficial coluvionar, tem um contato abrupto para os sedimentos mais arenosos com presença de seixos que provavelmente os sedimentos que vinham sendo transportados no momento anterior a transição fluviocárstica que foram resguardados, cuja geocronologia estabeleceu idade deposicional por volta de 500 anos. (Figura 1 e 2). Foram identificados os minerais quartzo, muscovita, caolinita, montimorilonita e calcita, com concentração de sílica acima de 80% (Tabela 3). O $\delta^{13}C$ possui o valor mais baixo do perfil com -25‰ (partes por mil).

DEPÓSITO 2a - RIO VENTURA

No paleovale do rio Ventura foram analisados dois perfis. O primeiro (Figura 3) apresenta fases heterogêneas, a unidade I com cerca de 20cm de espessura composta pela facie Sh, pois trata-se de deposição presente sobre a rocha, com uma camada essencialmente arenosa com diferenciação de cor marrom acinzentado escuro (10YR4/2) e castanho (10YR3/2) e castanho muito pálido (10YR7/4) e transição abrupta para fase superior siltoso (cinza). Não possui estruturas visíveis além de algumas raízes e fragmento de carvão. Esta fase foi associada ao material transportado pelo rio no momento anterior a captura, em um ambiente que permitia maior fluxo. A datação LOE apresentou idade deposicional 2.049 - 299 anos cal B.P, nessa unidade arenosa (Tabela 2 e 3).

Os óxidos presentes nesta fase são os mesmos de todo perfil, porém com maior porcentagem. Os minerais que a compõe são quartzo, muscovita, caolinita, montmorillonita e calcita. O $\delta^{13}C$ vai de -29‰ da primeira fase para -19‰ nesta fase.

Fase	Espessura (camada) (m)	Fácies (Codigos)	Geocronologia	Granulometria % média	C org.total (%)	Isótopos Estáveis $^{4}13C$ (‰)	Mineralogia de argila
III	0.80	Fm	161± 19 anos (LOE)	Argila: 31.0 Silte: 56.1 Areia: 12.4 Cascalho: 0.5	4.69 3.07 21.6 14.5	-19.77 -24.43 -25.04 -28.38	Qz, Mu,Ca,Mt,Calc) Qz, Calc Qz, Calc
II	0.50	SWZ FLZ SWZ	2269± 557 anos (LOE) 2.095 – 1.926 anos cal BP(14C) 2049± 299 anos (LOE)	Argila: 11.3 Silte: 63.6 Areia: 24.8 Cascalho: 0.3	19.5	-28.63 -29.20	Qz, Calc Qz, Mu, Ca, Rt, Mt, Calc, An Qz, Mu, Ca, Rt, Mt, Calc, An, He Qz, Mu, Ca, Rt, Mt, An
I	0.20	Sh		Argila: 4.1 Silte: 27.7 Areia: 68.2	2.50 0.15	-27.97	
III	0.20	Fm	146 ± 29 anos (LOE)	Argila: 12.1 Silte: 27.0 Areia: 60.6 Cascalho: 0.3	3.43 0.96	-24.62 -25.17	Qz, Mu, Ca, Rt, Na, He Qz, Mu, Ca, Mt, Calc
II	0.50	Sh	1.296 – 1.180 anos cal BP (14C)	Argila: 0.6 Silte: 2.3 Areia: 97.1	0.08 0.06	-24.05 -23.96	Qz, Mu, Ca, Mt, Calc Qz, Mu, Ca, Mt, Calc
I	0.20	Sh	2023 ± 497 anos (LOE)	Argila: 1.0 Silte: 3.7 Areia: 94.9 Cascalho:0.4	0.05 0.11	-26.14 -27.21	Qz, Mu, Ca, Mt, Calc Qz, Mu, Ca, Mt, Calc

Figura 145 - Depósito 2a e 2b rioVentura, espessura de cada fase deposicional, fácies, geocronologia, granulometria, carbono orgânico total, isótopos estáveis de delta carbono 13 e mineralogia de argila

A unidade (II) é composta pelas fácies SWZ, FLZ possui 50cm de espessura, contato abrupto com a fase abaixo e gradual acima, sendo composta majoritariamente por material siltoso (Marrom acinzentado escuro 10YR4/2 e cinza claro 10YR7/2), que indica uma deposição que requer um ambiente lêntico, o que permitiu ainda a formação de tufa calcária próximo ao meio do perfil. Pois a tufa formada possui em sua estrutura conchas de moluscos. A estrutura presente ocorre em forma de ondulações, de acordo com a classificação de tufas em áreas tropicais os tipos de fácies como Jangada de calcita (SWZ) consiste em finas crostas de calcita flutuantes, fácies microdetrital compreende a lama micrítica que é provavelmente produzida por cianobactérias (Pedley, 1990) e além da fácies de tufa autóctone que normalmente ocorre em associação com a camada de raiz macrofítica ou fácies microdetrital (FLZ). Estas fácies contém conchas de moluscos articuladas em posição de vida, o que permite diferenciá-la das conchas quebradas de depósitos potencialmente alóctones (CARTHEW; TAYLOR; DRYSDALE, 2006). A circularidade mínima diminui nesta fase em direção a base, mas a maioria dos grãos são de média e máxima circularidade. A

geocronologia estimou idades de 2.095-1.926 anos cal AP (^{14}C) e 2.269 ± 557 anos (LOE) (Figura 2 e 3). Nesta fase (II) os minerais identificados foram o quartzo e a calcita (Figura 18-2a). Os óxidos que se destacaram são o de potássio e cálcio, além do teor elevado de perda ao fogo (PF) ou seja, aumento de material orgânico (Figura 5), que é evidenciado pelo aumento do carbono orgânico total. E a diminuição do δ^{13}C.

Por fim, a fase (III) com 80cm de espessura, possui fácies Fm, em estruturas visíveis e de coloração marrom muito escuro (10YR2/2, castanho amarelado escuro 10YR4/4 e marrom escuro 10YR3/3) composta por material siltoso, contando, no entanto, com presença significativa de argila e material orgânico (escuro). O contato com a fase abaixo é gradual. A maioria dos grãos apresentou máxima circularidade, enquanto as médias e mínimas aumentam em direção a base, nessa fase. De acordo a datação com LOE, esta unidade estimou 161± 19 anos., podendo ser associada ao material coluvionar que se depositou acima dos sedimentos fluviais. Os principais óxidos presentes nesta fase (III) são os de potássio, cálcio, ferro, alumínio e óxido de silício respectivamente (Tabela 3). Os principais minerais que compõem este ambiente são quartzo, muscovita, caulinita, rutilo, montmorillonita, anatásio, calcita e hematita. O $^{\delta 13}$C demostra diminuição em direção a base. (Figura 5).

DEPÓSITO 2b- RIO VENTURA

O segundo perfil (Figura 5) expressa um cenário diferenciado do primeiro, mesmo estando a poucos metros de distância. A primeira fase (I) com cerca de 20cm de espessura é predominantemente arenosa (Sh) porém mais escura (castanho 10YR3/2) encobrindo a rocha na base. Não foi observado estruturas, somente alguns fragmentos de carvão e seixos. O pacote arenoso indica um fluxo parecido com o atual referente ao período da captura. Os grãos passam de circularidade mínima para máxima, foram estimados, pela geocronologia, contendo 2.023 ± 497 anos na base desta unidade.

Na terceira unidade não há mudança quanto aos minerais da última unidade descrita, apesar de mais escurecida a concentração de carbono orgânico total continua diminuindo e o δ^{13}C aumenta.

A fase II compreende uma deposição de 50cm de espessura textura essencialmente arenosa (Sh) com fragmentos de carvão, de coloração castanho muito pálido (10YR7;4), sem estruturas visíveis contato gradual para a camada inferior. Esta deposição foi vinculada ao período em que parte do fluxo foi capturado e outra parte percorria o vale, pois, esse perfil

está na borda do sumidouro fato que justifica a formação do banco de areia. A circularidade máxima dos grãos permanece alta nesta fase. No entanto ocorre diminuição na taxa deposicional em direção a base. A datação verificou 1.296-1.180 anos cal AP. A terceira fase (III) composta por material siltoso-arenoso (Fm) de coloração marrom muito escuro (10YR 2/2) com cerca de 20cm de espessura. Sem estruturas visíveis, rica em material orgânico e raízes contato abrupto com a próxima camada. A maioria dos grãos apresentaram circularidade mínima e a geocronologia (LOE) aplicada estimou a deposição por volta de 146± 29 anos, indicando que se trata possivelmente do material coluvionar que encobriu o depósito sedimentar fluvial. Esta fase possui maiores concentrações dos óxidos de potássio, ferro, alumínio e dióxido de silício (Tabela 3, 4 e 5). Tais óxidos sofrem aumento expressivo nas demais fase em direção a base. A mineralogia demostra mudança apenas na camada superficial (fase III) que dispõe dos minerais quartzo, muscovita, caolinita, rutilo, anatásio e hematita (Figura 5). A concentração de carbono orgânico total aumenta em direção da superfície e o $\delta^{13}C$ vai de -24‰ para -25‰. (Figura- 5).

DEPÓSITO 3 -RIO EXTREMA

No paleovale do rio Extrema pode-se distinguir quatro unidades deposicionais. A primeira (I) trata-se da rocha base. A segunda (II) está sobreposta à rocha base, constitui uma camada arenosa com picos de silte, indicando uma deposição em ambiente lêntico, com água tranquila. No entanto, apresenta um estrato com certa quantidade de fragmentos de rocha (calcário, arenito, calcita) que podem ter sido transportados por evento episódico intenso. Os grãos permanecem majoritariamente classificados como máxima esfericidade. Esta unidade alcançou a maior idade estimada dentre todos os depósitos estudados, chegando a 23.381 ± 2.024 anos cal AP por meio da A unidade IV refere-se a parte da rocha que foi exposta, no qual a diagrafia mostra o pico de aumento de argila nesta fase.

Os minerais que compõem a unidade (I) são quartzo, muscovita, caolinita, rutilo, anatasio e goethitita. Em relação à geoquímica destaca-se a presença de SiO2 com mais de 50%, seguido dos demais óxidos, mas com quantidades bem inferiores de Al2O3, Fe2O3, K2O e perda ao fogo (PF) (Figura 7). Enquanto o $\delta^{13}C$ nesta fase obteve valores de -22 e -23‰.

A segunda fase (II) é mais espessa com 1.20m, de coloração caramelo (2,5YR4/4) é delimitada pelo aumento da quantidade de areia (Sh), além de apresentar quantidade significativa de fragmentos de carvão, apresenta estruturas visíveis. E destaca-se a

circularidade máxima dos grãos, possuindo, no entanto, diminuição acentuada da circularidade média nesta unidade, contatos graduais. A amostra de 14C coletada neste nível apresentou idade 13.162-13.029 anos cal AP. Na fase (II) s principais minerais encontrados são quartzo, muscovita, caolinita, anatasio, goethita e gibbsita. Os óxidos com maiores índices de porcentagem são de potássio, ferro, alumínio e dióxido de silício (Tabela 3), destacando a concentração de magnésio e alumínio (Tabela 4 e 5). Em relação ao carbono orgânico total em direção a base do perfil, e diminuição do $\delta^{13}C$.

Fase	Espessura (camada) (m)	Fácies (Codigos)	Geocronologia	Granulometria % média	C org.total (%)	Isótopos Estáveis ^{13}C (‰)	Mineralogia de argila
IV	0.20	Sh	1000± 166 anos (LOE)	Argila: 11.8 Silte: 20.5 Areia: 63.6 Cascalho:1.9	0.04	-24.97	Qz, Mu, Ca, Mt, An, Gt
III	1.20	Sh	13.162 – 13.029 anos cal BP 14C	Argila: 0.0 Silte: 14.1 Areia: 79.1 Cascalho:0.3	0.03 0.17 0.12	-24.76 -23.74 -22.84	Qz, Mu, Ca, Rt, An, Gt
II	0.80	Sh	23381± 2024 anos (LOE)	Argila: 0.0 Silte: 21.8 Areia: 69.6 Cascalho:0.4	0.20 0.87	-22.67 -24.34	Qz, Mu, Ca, An, Gt Qz, Mu, Ca, An, Gt, Gb Qz, Mu, Ca, An, Gt Qz, Mu, Ca, Rt, An, Gt
I	0.10	Fm		Argila: 0.0 Silte: 20.4 Areia: 72.7 Cascalho:0.6			

Figura 15~~6~~ -Depósito 3 rio Extrema, espessura de cada fase deposicional, fácies, geocronologia, granulometria, carbono orgânico total, isótopos estáveis de delta carbono 13 e mineralogia de argila

Por fim, a unidade (IV) possui espessura de 20cm, cor marrom (5YR4/4) a camada superficial de textura arenosa (Sh), sem estruturas sedimentares visíveis, porosa e rica em matéria orgânica, contato gradual entre as camadas. Próximo a 30cm de profundidade, a datação constatou idade de 1000 ± 166 anos cal AP. período em que ocorre a Anomalia Climática Medieval (~900 a 1100 anos). A fase (IV) é composta pelos minerais quartzo, muscovita, caolinita, rutilo, anatase e goethita. O resultado de $\delta^{13}C$ demostrou dados entre 22 a -24‰ para essa fase.

Análise de Componentes Principais (ACP)

No rio das Pedras com a aplicação da Análise de Componentes Principais (ACP), observou-se que os óxidos (SiO2, Al2O3, Fe2O3, CaO, MgO, Na2O, K2O, TiO2, Mn2O4, P2O5, PF) do rio das Pedras, obtiveram a variância total estimada acumulada em 75,636 % na primeira componente principal (PC1), e 11,396% na segunda (PC2). A PC1 destaca com maiores índices de pesos positivos P2O5, Al2O3 e MgO, e negativo SiO2 enquanto na PC2 destaca-se os pesos positivos Na2O, PF e CaO, e negativos K2O, TiO2 e Fe2O3.

No depósito do rioVentura, a variância da primeira componente alcança 62,727 % e a segunda, 28,395%, de forma que as duas juntas obtêm 91% da variância total (Figura 7). A partir da primeira principal componente, identifica-se as relações entre as variáveis analisadas que apresenta os maiores pesos positivos relacionados as variáveis SiO2, TiO2 e Al2O3 e o maior peso negativo nas variáveis K2O, PF e CaO. Na segunda componente principal, os maiores pesos são observados nas variáveis TiO2, Mn2O4, P2O5, tendo como negativos K2O, PF e CaO. O gráfico gerado explicita as diferenças existentes entre os estratos, demostrando que nas profundidades de 100 e 140cm do perfil são mais semelhantes que as demais, pois abrangem justamente a área da tufa calcária com alto índice de óxido de cálcio e perda ao fogo pela riqueza orgânica (Figura 7).

O segundo perfil associado ao rio Ventura (Figura 7-2b) obteve 83,915% da variância total na primeira componente e 11,653% na segunda. Na primeira componente principal, os maiores pesos positivos são compostos por Al2O3, MgO e TiO2, e os negativos são CaO, Na2O e SiO2. Dentre a segunda componente, os positivos destacados são Na2O, Mn2O4 e K2O. O gráfico mostra que o maior vetor corresponde ao Na2O eixo positivo do componente 2 (Figura. 7-2b).

No depósito do rio Extrema, em relação aos principais óxidos, a primeira componente explica 68,008% da variância total dos dados, enquanto a segunda 23,873% (Tabela 3, 4 e 5). Na primeira, os maiores pesos positivos são os das variáveis MgO, K2O e Al2O3 e o maior peso negativo é observado apenas nas variáveis Mn2O4, P2O5 e SiO2. A segunda componente principal possui como maiores pesos as variáveis TiO2, Mn2O4, P2O5 (Figura 7).

As proporções dos óxidos por camadas refletem as diferenças também encontradas em campo, principalmente em si tratrando da camada de tufa calcária do rio Ventura (1a), mas também em relação ao depósito do rio Extrema que apresentou maiores índices de Óxido de Alumínio (Al2O3), Ferro (Fe2O3) e de Sódio (Na2O), indicando uma possível diferença do material de origem dos sedimentos transportados. As características geoquímicas juntamente com as demais análises forneceram mais dados sobre as fases e os depósitos e a evolução fluviocártsica.

Óxidos (%)	Prof (cm)	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	TiO_2	Mn_2O_4	P_2O_5	PF
1	60	87.3	1.9	0.8	1.163	0.16	0.151	5.081	0.001	0	0.021	2.23
1	80	85.8	3.6	1.1	0.737	0.221	0.357	7.314	0.222	0.044	0.039	4.51
1	110	87.4	2.8	1	0.306	0.146	0.157	5.050	0.218	0.026	0.027	2.08
1	170	90.6	0.6	0.2	0.145	0.035	0.142	5.880	0.037	0.005	0.013	0.43
1	190	80.7	2.8	0.5	0.422	0.097	0.149	6.414	0.122	0.017	0.023	3.59
1	200	86.9	0.5	0.2	0.212	0.027	0.148	7.292	0.033	0.003	0.01	0.44
1	250	86.6	0.4	0.1	0.442	0.029	0.153	6.699	0.033	0.005	0.014	0.68
1	280	61.8	15	6	1.095	0.784	0.238	9.537	0.912	0.073	0.084	3.51
1	380	80.1	4.4	1	0.457	0.135	0.149	6.691	0.217	0.028	0.036	2.47
2a	20	77.2	3.7	1	0.276	0.139	0.245	1.869	0.241	0.029	0.027	15.84
2a	50	60.8	13.1	6	2.436	0.746	0.235	8.134	0.924	0.086	0.094	13.96
2a	70	60.4	14.4	6.6	1.880	0.804	0.215	7.800	0.944	0.052	0.093	13.5
2a	90	1.1	0.3	1.1	50.172	0.069	0.132	6.003	0.012	0.019	0.042	44.25
2a	100	3	0.9	0.4	47.839	0.1	0.132	6.226	0.038	0.025	0.06	44.41
2a	130	3	0.5	0.7	49.349	0.103	0.144	6.254	0.04	0.02	0.09	43.27
2a	150	85.4	1.3	0.4	2.455	0.096	0.16	6.440	0.103	0.007	0.022	3.81
2b	10	63.5	12.9	6.1	0	0.687	0.533	3.190	0.937	0.136	0.079	11.43
2b	30	83.3	4.8	1.2	0	0.271	0.489	1.507	0.303	0.022	0.086	7.9
2b	60	95.4	1.3	0.3	0	0.099	0.493	0.985	0.099	0.004	0.018	1.01
2b	70	93.8	1.2	0.3	0	0.082	0.558	1.070	0.099	0.004	0.018	1.68
2b	80	93.7	0.9	0.3	0	0.072	0.505	0.972	0.076	0.006	0.012	2.08
2b	100	93.6	1.5	0.4	0	0.127	0.587	1.197	0.114	0.041	0.026	1.9
2b	110	89.3	1.6	0.4	0	0.151	0.571	1.241	0.098	0.008	0.018	3.67
3	40	81.1	6.1	3.4	0	0.307	0.655	2.014	0.668	0.12	0.072	6.11
3	100	74.5	10.8	4.8	0	0.44	0.633	2.532	0.531	0.06	0.051	7.77
3	150	72.2	12.5	5.1	0	0.509	0.618	2.659	0.511	0.037	0.049	7.86
3	180	71.2	13.1	5.5	0	0.546	0.727	3.351	0.63	0.048	0.043	8.32
3	210	62.7	14.6	7.6	0	0.646	0.736	3.948	0.734	0.1	0.053	10.56
3	230	69.9	12.7	5.3	0	0.598	0.735	3.594	0.612	0.025	0.049	8.15

Tabela 43- Concentração de óxidos (%) por unidades 1) rio das Pedras 2a/2b) rio Ventura3) rio extrema

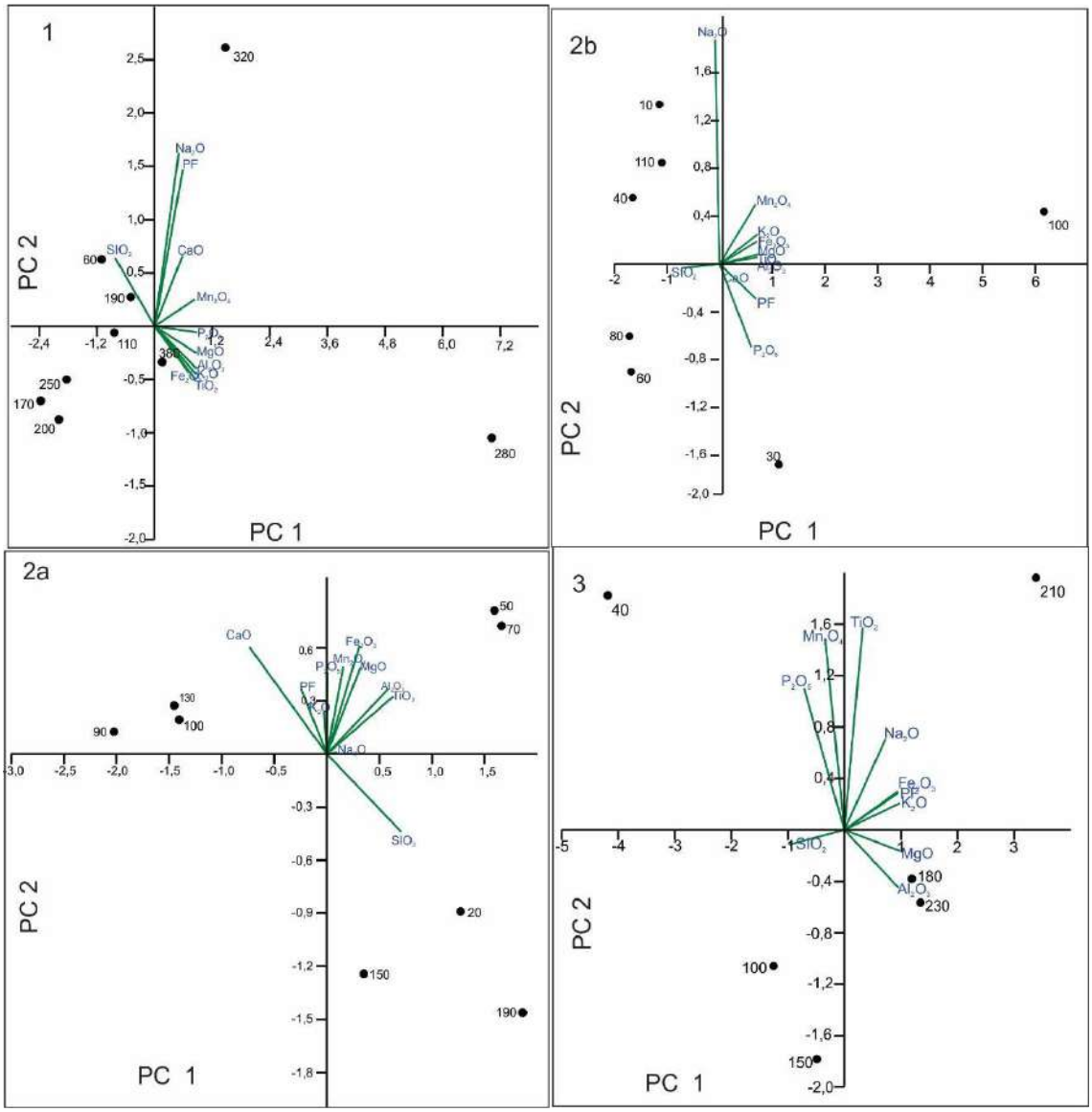


Figura 167– Gráficos resultantes na análise de principais componentes (ACP), os pontos demostrados tratam-se das amostras cujos números correspondem a profundidade dos perfis. 1- rio das Pedras; 2a/2b –rioVentura; 3–rio Extrema

Tabela 4- Variância de cada componente principal

PC-1	Auto valor	% variância
1	8.3	75.6
2	1.3	11.4
3	0.8	6.9
4	0.4	3.6
5	0.2	2.2
6	0.0	0.2

PC-2b	Auto valor	% variância
1	8.4	83.9
2	1.2	11.7
3	0.4	3.5
4	0.1	0.8
5	0.0	0.1
6	0.0	0.0

PC-2a	Auto valor	% variância
1	2.5	75.7
2	0.6	18.2

PC-3	Auto valor	% variância
1	6.80	68.01
2	2.39	23.87

3	0.1	4.2	3	0.68	6.79
4	0.1	1.5	4	0.12	1.18
5	0.0	0.3	5	0.02	0.15
6	0.0	0.1			

Tabela 5 Componentes e suas respectivas variancia de acordo com os eixos

1	PC 1	PC 2	2b	PC 1	PC 2
P2O5	0.344	-0.022	Al2O3	0.345	-0.001
Al2O3	0.340	-0.154	MgO	0.344	0.038
MgO	0.339	-0.098	TiO2	0.343	0.027
TiO2	0.336	-0.176	K2O	0.341	0.118
Fe2O3	0.334	-0.196	Fe2O3	0.338	0.089
Mn2O4	0.329	0.099	PF	0.330	-0.138
K2O	0.274	-0.168	Mn2O4	0.325	0.237
PF	0.228	0.573	P2O5	0.285	-0.330
CaO	0.225	0.257	CaO	0.000	0.000
Na2O	0.196	0.633	Na2O	-0.040	0.890
SIO2	-0.322	0.251	SIO2	-0.343	-0.016

2a	PC 1	PC 2	3	PC 1	PC 2
SIO2	0.491	-0.305	MgO	0.986	-0.097
TiO2	0.439	0.226	K2O	0.975	0.123
Al2O3	0.405	0.256	Al2O3	0.955	-0.265
MgO	0.222	0.340	Fe2O3	0.943	0.177
Fe2O3	0.217	0.427	PF	0.940	0.169
Mn2O4	0.109	0.344	Na2O	0.720	0.416
Na2O	0.070	0.007	TiO2	0.322	0.928
P2O5	0.006	0.322	Mn2O4	-0.341	0.879
K2O	-0.019	0.167	P2O5	-0.710	0.649
PF	-0.170	0.257	SIO2	-0.977	-0.068
CaO	-0.510	0.420			

SIO2 Dióxido de silício, Al2O3 Óxido de Alumínio, Fe2O3 Óxido de Ferro
CaO Cal, MgO Óxido de magnésio, Na2O Oxido de Sódio , TiOZ Dióxido de titânio
Mn2O4 Óxido de manganês, P2O5 Pentóxido de fósforo, PF Perca ao Fogo

DISCUSSÃO

Este estudo busca compreender o contexto geomorfológico do fluviocarste dos vales secos, com base na interpretação da paisagem e impressão sedimentológica e geocronológica. Os resultados adquiridos a partir desta análise forneceram informações importantes para discutir os processos envolvidos nas transições fluviocársticas por meio do estudo das áreas e dos arquivos sedimentares preservados nos vales abandonados.

Primeiramente é importante ressaltar que diversos fatores em conjunto podem favorecer a ocorrência de dolinas/sumidouros são compostos por três grupos principais, sendo os físicos (solubilidade do substrato; litologia e características de cobertura; planos de estratificação; descontinuidades estruturais, como fissuras, diáclases e fraturas) hidrológicos (infiltração da água; gradiente hidráulico; profundidade e variação sazonal do nível freático; composição química das águas dos aquíferos); além desses a ação antrópica (irrigação, construção e dutos) (Soriano; Simón, 1995). Diante da geocronologia estabelecida podemos eleger apenas dois grupos o físico e o hidrológico.

Ford; Williams (1989) afirmam que as formas distintas, acima e abaixo do solo, características do carste, resultam da dissolução ao longo dos caminhos providos pela estrutura. Quando observado os lineamentos estruturais juntamente com a rede de drenagem observa-se grande influência estrutural que gera anomalias de drenagem como (cotovelos de drenagem), a direção preferencial da rede de drenagem demonstra-se preferencialmente a leste x oeste, enquanto que os lineamentos sugerem leste x oeste e noroeste x sudeste, as direções preferenciais das cavernas apresentam-se a leste e sudeste, demostrando que o desenvolvimento das cavernas tem íntima relação com os lineamentos estruturais (Figura 1 F). Pertencente ao grupo hidrológico a topografia também influi no processo de carstificação principalmente quando o relevo é principalmente moderadamente acidentado. Pois a velocidade a água favorece a remoção dos resíduos insolúveis e a dissolução da rocha de acordo com as rotas de fluxo e rios considerando a estrutura da rocha. Uma das formas de recarga do sistema pode ser por sumidouros de rios com origem externa ao carste ou múltiplos pontos de infiltração.

CORRELAÇÕES E CONFIGURAÇÕES SEDIMENTOLÓGICAS E PROPOSTA DE MODELO EVOLUTIVO DAS TRANSIÇÕES FLUVIOCÁRSTICAS

Os vales secos identificados em campo ou observação de imagens de satélite demostraram a associação com redes de paleocanais abandonados que resguardam resquícios do período que antecede a transição fluviocárstica. Fato comum em paisagens cársticas onde existe uma relação fluviocárstica, ocorrendo capturas de drenagem para o interior de cavernas por dutos e posteriormente ressurgências da rede de drenagem para o sistema superficial. Isto é caracterizado tanto na paisagem quanto nos materiais contidos nos vales abandonados, que dispõe de carga significativa de areia com diferentes texturas, além de seixos e cascalhos, o que caracteriza fluxos de energia distintos dos canais atuais. Todos os estudos levantados permitiram a construção da proposta evolutiva das áreas e do processo deposicional conforme apresenta-se a seguir.

Depósito 1 – Rio das Pedras

O conjunto de análises realizadas permitiram fazer algumas constatações acerca das configurações sedimentológicas a fim de propor um modelo evolutivo da transição flúviocárstica (Figura 8a). O modelo evolutivo referente ao rio das Pedras retrata os principais episódios deposicionais registrados na área em decorrência do processo de transição fluviocárstica, ou seja, quando o rio transfere seu fluxo superficial para o ambiente subterrâneo. A Figura demostra o período (Figura 8 a e b) em que o rio iniciava seu processo deposicional registado no depósito analisado que perdurou até cerca de 504 anos. O segundo bloco está vinculado ao processo de captura do fluxo superficial por meio do sumidouro (Figura 8 h) retornando a superfície com a ressurgência (Figura 8 j), originando o vale seco abandonado (Figura 8 h e f) com o rio percorrendo o interior da caverna.

O conjunto de análises realizadas permitiram fazer algumas constatações acerca das configurações sedimentológicas a fim de propor um modelo evolutivo da transição flúviocárstica da área (Figura 8). O pacote sedimentar caracterizado no depósito leva a crer que se trata dos sedimentos depositados na borda da calha principal do rio. Apesar de se visualizar claramente a existência de diversos estratos, estes foram organizados em duas principais fases (Figura 8 c e d), sem contar a primeira (superficial) de material possivelmente coluvionar (Figura 8 f). Neste cenário evidencia-se a fase na base do perfil, ou seja, a primeira fase deposicional com material característico de uma deposição mais lenta comparada a superior (Figura 8 c). De acordo com a geocronologia estabelecida tal nível possui em torno de 2 e 3 mil anos. O $\delta^{13}C$ cujo valor remete o predomínio de plantas C3 (plantas arbóreas arbustivas).

No fim da segunda unidade sugerimos a ocorrência da transição fluvial (Figura 8 e), que se difere da base pela existência de estratos essencialmente arenosos, com presença de seixos arredondados. Estimou-se idade deposicional por volta de 1.500 anos (Figura 8 g).

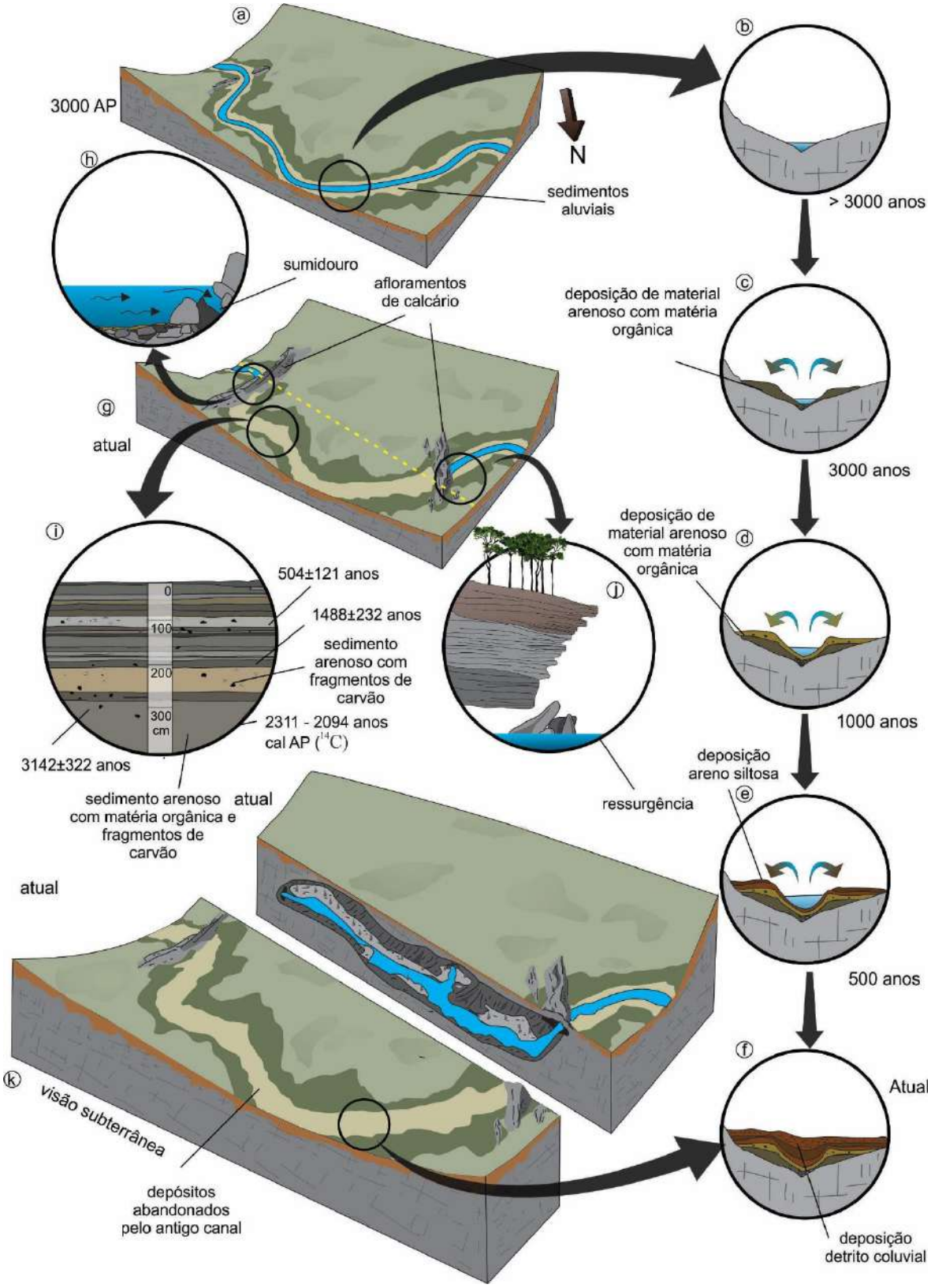


Figura 178- Modelo de evolução geomorfológica do vale do rio das Pedras a) fluxo superficial, b) início da deposição c) deposição de material arenoso escuro com material orgânica, d) deposição arenosa com estratificação plano-paralela e seixos arredondados e subarredondados e) deposição arenosiltosa superficial f) deposição detrito coluvial atual g) transferência do fluxo superficial para o subterraneo h) Sumidouro i) perfil deposicional j) ressurgência k) modelo atual com a visão subterrânea acompanhando o fluxo

Depósito 2- Rio Ventura a/b

O modelo evolutivo referente ao rio Ventura demonstra a dinâmica da paisagem associada a transição fluviocárstica oferecendo indícios de uma captura em etapas. Dessa forma, a figura (9 a) representa o período que o fluxo era totalmente superficial. No entanto, existia o sistema de caverna em subsuperfície se desenvolvendo (Figura 9 b), levando, portanto, a dissolução parcial do teto da caverna permitindo a uma abertura (Figura 9 d) em que parte do fluxo se desvia para o interior da caverna (Figura 9 d), este cenário favorece a presença de fluxo lêntico em parte do vale favorecendo a deposição do perfil (Figura 9 h). O desvio de parte do fluxo viabiliza maior dissolução, fragmentação e queda de blocos aumentando o diâmetro do sumidouro e resultando na captura total do fluxo (e, f), com o abandono dos depósitos próximo a captura (Figura 9 g), a dinâmica do fluxo atual é demostrado na visão subterrânea (Figura 9 i).

De acordo as análises efetuadas supomos que as distintas espessuras das fáceis arenosas no depósito do rioVentura, perfil 2a (Figura 9 h) no meio do vale, comparado com a espessura do pacote arenoso do perfil 2b (Figura 9 g) sugere que a formação da dolina (sumidouro) pode não ter ocorrido de forma abrupta, mas gradual com infiltração de parte do fluxo (Figura 9 d). Dessa forma, foi possibilitada a formação do depósito arenoso do perfil 2b (Figura 9 g) na borda da dolina e do perfil 2a (Figura 9 h) no meio da calha anterior. A outra parte da água que ainda não infiltrava para caverna percorria suavemente ou permanecia no vale de forma fluxo fosse lêntico neste local ao ponto de permitir a formação de tufa calcária com moluscos em pleno leito anterior do rio.

De acordo com o processo de formação sugerido na literatura a tufa calcária é um produto da precipitação de carbonato de cálcio sob um regime de água fria (temperatura ambiente) contendo partes de micro e macrófitas, invertebrados e bactérias (FORD; PEDLEY, 1996). Em depósitos de calcário bioacumulados resultantes do transporte e deposição é comum conter fósseis de organismos e suas carapaças (FORD; WILLIAMS, 2007; NICHOLS, 2009; POOP, 2010). Partindo deste pressuposto houve dois momentos de captura, permitindo a sedimentação reconhecida nos perfis. O primeiro momento ocorreu

entre 2 a 3 mil anos. O segundo momento registrado apenas no perfil 2b próximo ao sumidouro a deposição sedimentar arenosa continuou após 1.200 anos. Mesmo assim o $\delta^{13}C$ indica a predominância de plantas do tipo C3, e um clima mais úmido.

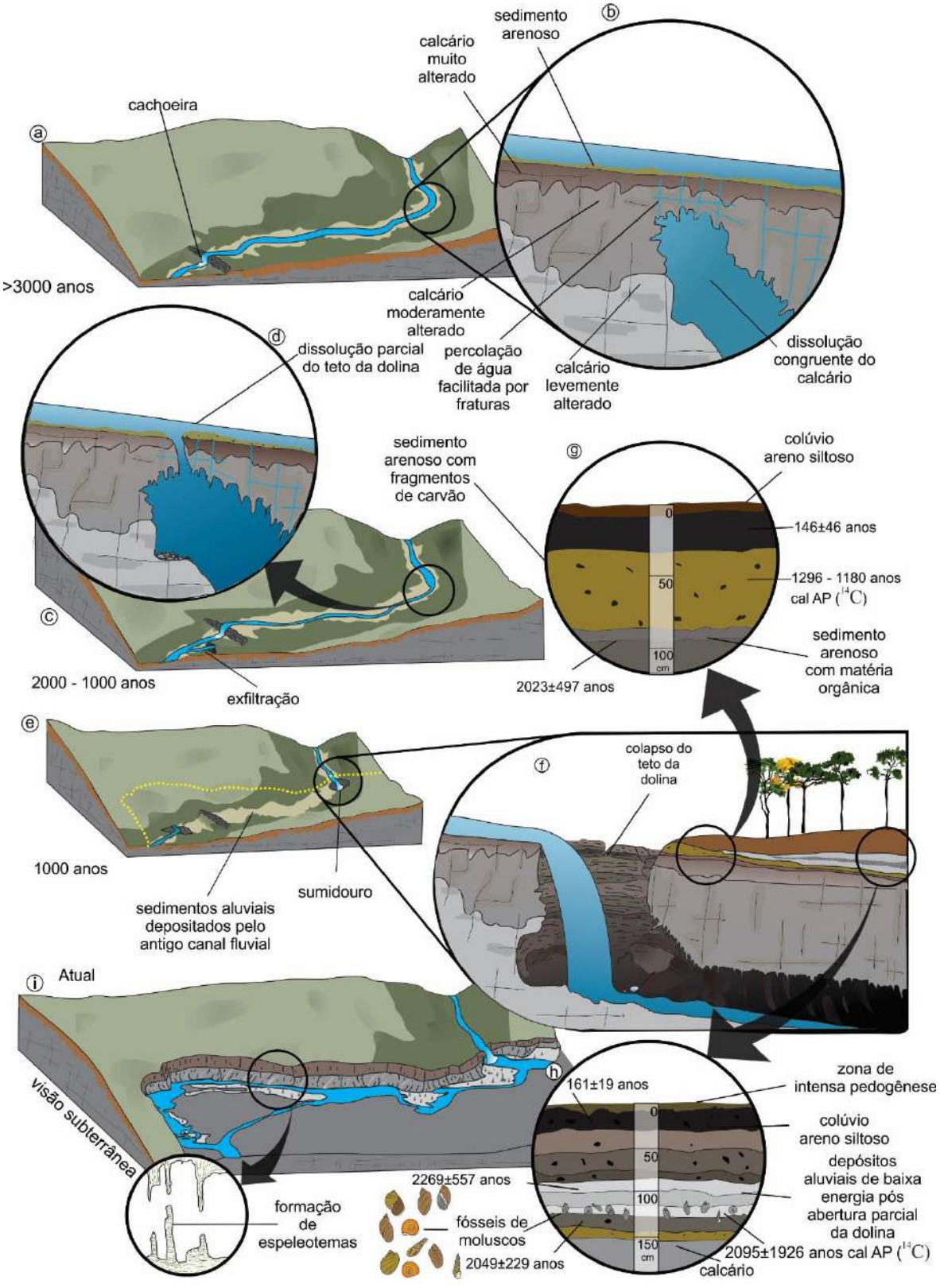


Figura 189- Modelo de evolução geomorfológica do vale do rio Ventura a) fluxo superficial anterior a captura b) avanço do sistema de cavernas c) captura de parte do fluxo superficial d) transferência de parte do fluxo superficial para o subterrâneo e) captura total do fluxo f) demonstração da captura e dos depósitos analisados (g, h) i) visão subterrânea do fluxo atual

Depósito 3- Rio Extrema

A figura (10) apresenta o modelo evolutivo da paisagem relacionada a transição fluviocárstica relacionada ao rio Extrema originando o vale seco abandonado com preservação de depósitos fluviais. O primeiro bloco diagrama (Figura 10) retrata a paisagem que antecede a captura, e o período que ocorre as deposições sedimentares até a captura demonstrada no bloco (Figura 10 f), onde o fluxo é transferido para o ambiente cavernícola por meio do sumidouro (Figura 10 g). O terceiro bloco (Figura 10 h) traz a atual organização do fluxo no sistema subterrâneo até o momento da ressurgência em superfície. O perfil efetuado (Figura 10 i) apresenta três principais unidades deposicionais com variação de idades.

De acordo com as análises e interpretações realizadas, o depósito do rio Extrema trata-se de um terraço fluvial construído no processo de captura do fluxo para o interior da caverna. A estratigrafia demonstra três fases deposicionais a partir da rocha base (Figura 10 c). A da base retrata uma deposição arenosa (muito fina, grossa) com picos de silte, o que indica uma deposição em um ambiente mais lento e água tranquila. No entanto, dispõe da presença de blocos angulosos possivelmente trazidos de áreas fontes próximas ou até mesmo das encostas. A geocronologia estimou para essa fase cerca de 23 mil anos. Os dados de isótopos estáveis ($\delta^{13}C$) cujos valores estão relacionados a ciclos fotossintéticos do tipo C3 (plantas arbóreas e arbustivas) em contexto de clima úmido.

A segunda etapa deposicional (Figura 10 d) é delimitada pelo aumento da quantidade de areia, além de apresentar quantidade significativa de fragmentos de carvão. Se destaca a circularidade máxima dos grãos, possuindo, no entanto, diminuição acentuada da circularidade média nesta unidade. A amostra de ^{14}C coletada neste nível apresentou idade 13.162 - 13.029 mil anos. São apresentadas maiores concentrações de carbono orgânico total e dados isotópicos ($\delta^{13}C$) voltados para predominância de plantas C3 (arbóreas e arbustivas) remetendo a um clima mais úmido.

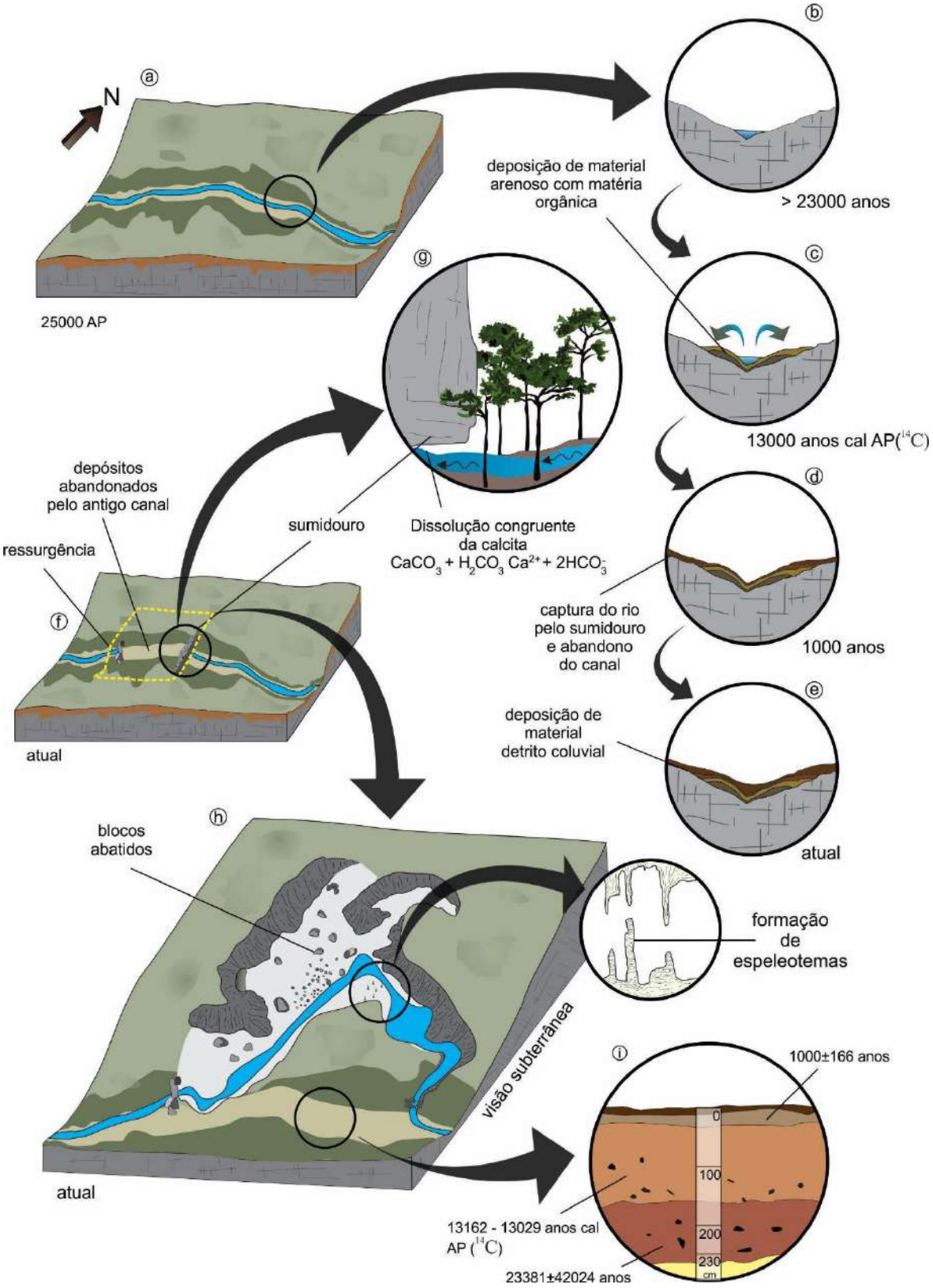


Figura 19~~10~~ – Modelo de evolução geomorfológica do vale do rio Extrema a) paisagem antes da transição fluvial com deposição fluvial (b, c, d, e), (f) modelo ilustrando a configuração após a transição fluvial por meio do sumumidouro (g), visão subterrânea atual por onde o fluxo foi desviado.

A unidade deposicional superficial (e) corresponde a camada superficial rica em matéria orgânica e argilo-siltosa. Próximo a 30cm de profundidade, a datação constatou idade de 1000 ± 166 anos.

A maioria das idades identificadas nas fases deposicionais relativamente contínuas, com alguns hiatos deposcionais normais em ambientes fluviais, não são correspondentes a eventos climáticos conhecidos, mesmo as que são em parte correspondentes evidenciaram que a deposição ocorreu tanto em fases consideradas relativamente mais úmidas e nas mais secas, assim apresenta a falta de relação entre as deposições com os eventos climáticos. As fases onde acontece as capturas fluviais nos últimos 3 mil anos somente o rio das Pedras aconteceu possivelmente durante o evento LIA, em estudos regionais não foi observada nenhuma anomalia de $^{\delta 18}O$ durante a Pequena idade do Gelo (LIA, da sigla em inglês para *Little Ice Age*) no Parque Estadual de Terra Ronca -PETER, somente houve maior atividade biológica no solo neste período (STUMPF, 2019). No entanto, no norte de Minas, o período durante o evento LIA registrou ambiente mais úmidos (STRÍKIS, 2015) correspondentes então ao período de captura. As demais fases de captura se relacionavam aos demais eventos.

Diante dos dados analisados observa-se a importância do controle cárstico e não apenas as variações climáticas nos processos de transição fluviocárstica. Em relação a evolução do relevo observa-se que as idades das fases deposicionais e o tipo de material se diferenciam, de forma mais contundente, de acordo com a distância da escarpa erosiva e também do tamanho das bacias e do volume de água dos rios. A bacia do rio Extrema é pequena, com menor volume de água, comparada ao rio das Pedras, e está mais distante da escarpa erosiva da Serra Geral de Goiás (Figura 11-3), apresentando sedimentos que se diferenciam pela presença de minerais como a gipsita e goetita que nos demais depósitos não foram identificados. Na geoquímica obteve maiores índices de Óxido de Alumínio (Al2O3), Ferro (Fe2O3) e de Sódio (Na2O) indicando uma possível diferença do material de origem dos sedimentos transportados, além de uma captura mais antiga comparada aos demais. No caso do rio Ventura, por se tratar de uma bacia maior que apresenta volume de água superior possui maior capacidade de transporte e encontra-se mais próximo a escarpa erosiva (Figura 11-2a/b). E por fim, o rio das Pedras que é uma bacia menor comparada ao rio Ventura, porém, ainda com capacidade de transporte de seixos conforme encontrados do perfil, devido sua proximidade com a escarpa erosiva obteve a menor idade sugerida para a captura fluvial (Figura 11-1).

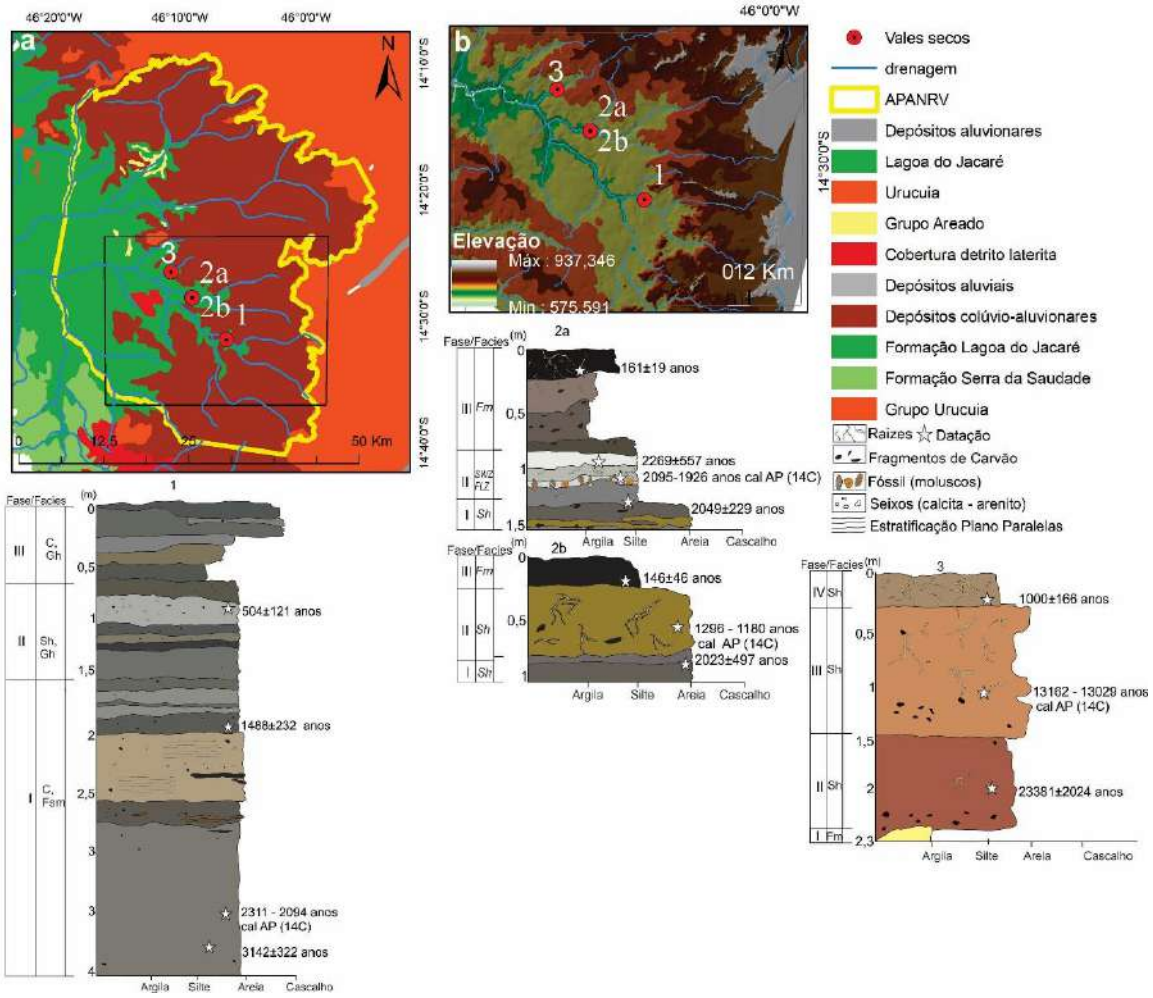


Figura 11: a) Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho (APANRV) e os Vales Secos abandonados estudados. b) rios associados aos vales em relação ao recuo da escarpa da Serra Geral de Goiás.

Partindo do comparativo entre os vales e suas características sedimentológicas e geocronológicas o abandono dos vales vem ocorrendo conforme o processo evolutivo da paisagem regional e o desenvolvimento do carste acontece de acordo com os direcionamentos estruturais. Sendo assim os vales abandonados mais jovens encontram-se mais próximo a escarpa erosiva (Figura 11-b).

CONSIDERAÇÕES

Por meio das diversas análises realizadas e estabelecimento de correlações com demais estudos foi possível conhecer a dinâmica deposicional existentes nos vales secos analisados. Através da interpretação da paisagem e da dinâmica sedimentar encontrada se estabeleceu a proposta de evolução das áreas considerando a deposição ocorrida até a captura dos rios para o ambiente subterrâneo por meio dos sumidouros. O estabelecimento da

geocronologia fora essencial pois, além de disponibilizar idades das fases deposicionais permitem correlacionar com o os processos fluviocársticos juntamente com a geoquímica para comparação entre as fases e os depósitos. A análise de isótopos estáveis neste caso corroborou para melhor entendimento do contexto vegetacional, pois segundo os registros isotópicos não houve modificações significativas de mudança na vegetação ($\delta^{13}C$). Os depósitos apresentaram variações deposicionais significativas quanto a coloração e/ou granulometria principalmente no depósito 2 (RioVentura), demonstrando assim velocidade de fluxo e capacidade de transporte variáveis nos períodos de tempo estabelecido. As transições fluviocársticas ocorreram em momentos distintos, abandono de vales secos são comuns em áreas cársticas e envolvem diversos fatores como os litológicos por conta da dissolução das rochas carbonáticas; estruturais pois, a dissolução ocorre de forma mais acentuada nas fragilidades (fraturas, falhas) das rochas direcionando assim a evolução dos dutos, condutos e cavernas como se observou nos dados de direção preferencial. Além dos fatores climáticos, porém as deposições ocorreram de forma razoavelmente contínua durante todo período, com hiatos deposicionais como normalmente ocorre em deposições fluviais. Dessa forma, todos esses fatores vêm contribuindo no processo de evolução da paisagem de forma geral, ou seja, recuo da escarpa da Serra Geral com transporte de sedimentos característicos do Grupo Urucuia e expondo rochas pelito-carbonatadas da Formação Lagoa do Jacaré. As diferenças temporais e dinâmica evolutiva individuais dos vales demonstram que a região cárstica é composta por diferentes estágios evolutivos, mas que juntos apresentam-se constante e complexo visto que a muitos fatores envolvidos, mesmo considerando os naturais. Pois, o entendimento da dinâmica natural destes ambientes é fundamental para entender o papel das ações antrópicas nestes contextos, podendo alterar consideravelmente regiões cársticas que são, patrimônios naturais que devem ser preservados.

A metodologia aplicada permitiu a construção da proposta de evolução das transições fluviocársticas, observando por meio da geocronologia que se trata de processos atuais (Pleistoceno-Holoceno) no qual em períodos consideravelmente pequenos, ocorrem transformações intensas na paisagem local, com processos contemporâneos de carstificação.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem imensamente o apoio dos órgãos ambientais Instituto Chico Mendes (ICMBio), Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas (CECAV), Pós-

Graduação em Geografia da Universidade de Brasília (UnB). Projeto 014/18 Compensação Espeleológica TCCE ICMBio / Vale Projeto “Susceptibilidade, hidrologia e geomorfologia cárstica aplicadas à conservação do patrimônio espeleológico da Área de Proteção Ambiental das Nascentes do Rio Vermelho” – APANRV.

REFERÊNCIAS

Alvarenga, C.J.S. de, Botelho, N.F., Dardenne, M.A., Lima, O.N.B. de, Machado, M.A., 2007. Geologia da folha Cavalcante- SD.23-V-C-V. CPRM-SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL, Brasília.

Azevedo, V., Stríkis, N.M., Santos, R.A., de Souza, J.G., Ampuero, A., Cruz, F.W., de Oliveira, P., Iriarte, J., Stumpf, C.F., Vuille, M., Mendes, V.R., Cheng, H., Edwards, R.L., 2019. Medieval Climate Variability in the eastern Amazon-Cerrado regions and its archeological implications. Sci. Rep. 9, 1–10. https://doi.org/10.1038/s41598-019-56852-7

Carthew, K.D., Taylor, M.P., Drysdale, R.N., 2006. An environmental model of fluvial tufas in the monsoonal tropics, Barkly karst, northern Australia. Geomorphology 73, 78–100. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.07.007

Cox, R.T., 1994. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. Geol. Soc. Am. Bull. 106, 571–581. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1994)106<0571:AODBSA>2.3.CO;2

Cruz, B.A. da, 2012. Detalhamento da geologia das unidades carbonáticas do Grupo Bambuí na região de Alvorada do Norte, Goiás. UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA.

De Waele, J., Plan, L., Audra, P., 2009. Recent developments in surface and subsurface karst geomorphology: An introduction. Geomorphology 106, 1–8. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.09.023

Ford ; Williams, P.W., 1989. Karst Geomorphology and Hydrology. London: Unwin Hyman. https://doi.org/601 pp. https://doi.org/10.1007/978-94-011-7778-8

Ford, D., Williams, P., 2007. Karst Hydrogeology and Geomorphology, 2nd ed. Wiley, Chichester.

Ford, Pedley, H.M., 1996. A review of tufa and travertine deposits of the world. Earth-Science Rev. 41, 117–175. https://doi.org/10.1016/s0012-8252(96)00030-x

Galbraith, R.F., Roberts, R.G., Laslett, G.M., Yoshida, H., Olley, J.M., 1999. Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, northern Australia: Part I, experimental design and statistical models. Archaeometry 41, 339–364. https://doi.org/10.1111/j.1475-4754.1999.tb00987.x

Gontijo, A.H.F., 1999. Morfotectônica do médio vale do rio Paraíba do Sul: região da serra da Bocaina, Estados de São Paulo e Rio de Janeiro. Tese (Doutorado em Geol. Univ. Estadual São Paulo – Campus Rio Claro.

Guérin, G., Mercier, N., Adamiec, G., 2011. Dose-rate conversion factors: update. Anc. tL 16, 37–50.

Gutiérrez, F., Zarroca, M., Castañeda, C., Carbonel, D., Guerrero, J., Linares, R., Roque, C., Lucha, P., 2017a. Paleoflood records from sinkholes using an example from the Ebro River floodplain, northeastern Spain. Quat. Res. 88, 71–88. https://doi.org/10.1017/qua.2017.23

Gutiérrez, F., Zarroca, M., Castañeda, C., Carbonel, D., Guerrero, J., Linares, R., Roqué, C., Lucha, P., 2017b. Paleoflood records from sinkholes using an example from the Ebro River floodplain, northeastern Spain. Quat. Res. https://doi.org/10.1017/qua.2017.23

Holbrook, J., Schumm, S.A., 1999. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: A brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. Tectonophysics 305, 287–306. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00011-6

Hongyu, K., Jorge, G., Junior, D.O., 2015. Análise de Componentes Principais : resumo teórico , aplicação e interpretação. Eng. Sci. 2015, 1, 83–90. https://doi.org/10.18607/ES20165053

Howard, A.D., 1967. DRAINAGE ANALYSIS IN GEOLOGIC INTERPRETATION A SUMMATION. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 51, 2246–2259.

Jerin, T., Phillips, J., 2017. Local efficiency in fluvial systems: Lessons from Icicle Bend. Geomorphology 282, 119–130. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.01.013

Karman, I., 2000. CICLO DA ÁGUA, água subterranea e a sua ação geológica, in: Teixeira, W. (Ed.), Decifrando a Terra. Oficina de textos, São Paulo, pp. 113–138.

Leonardi Bricalli, L., 2016. Procedimentos Metodológicos e Técnicas em Geomorfologia Tectônica. Espaço Aberto V.6, 75–110.

Lewin, J., Macklin, M.G., 2003. Preservation potential for late quaternary river alluvium. J. Quat. Sci. 18, 107–120. https://doi.org/10.1002/jqs.738

Motta, J.A.O., 2003. PROJETO CAVERNAS DE MAMBAÍ: CARACTERIZAÇÃO DO ECOSSISTEMA CÁRSTICO LOCALIZADO NO MUNICÍPiO DE MAMBAÍ E ENTORNO. Ministério Do Meio Ambiente - MMA, Goiânia.

Moura, M.C.S. de, Lopes, A.N.C., Moita, G.C., Moita Neto, J.M., 2006. Estudo multivariado de solos urbanos da cidade de Teresina. Quim. Nova 29, 429–435.

Murray, A.S., Wintle, A.G., 2003. The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. Radiat. Meas. 37, 377–381. https://doi.org/10.1016/S1350-4487(03)00053-2

Murray, A.S., Wintle, A.G., 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. Radiat. Meas. 32, 57–73. https://doi.org/10.1016/S1350-4487(99)00253-X

Mylène Berbert-Born, Trindade, J.S. da, 2003. Introdução à geomorfologia e espelologia da região de Mambaí, Goiás, in: Motta, J.A.O. (Ed.), Projeto Cavernas Mambaí: Caracterização Do Ecossistema Cárstico Localizado No Município de Mambaí e Entorno. Ministério Do Meio Ambiente - MMA, Goias, pp. 41–76.

Nichols, G., 2009. Sedimentology and Stratigraphy, 2nd ed. WILEY-BLACKELL.

Novello, V.F., 2012. Reconstituição paleoclimática do holoceno recente com base em estalagmites da região central do estado da Bahia. Mestr. Usp 127.

Panizza, A.D.C., Fonseca, F.P., 2011. TÉCNICAS DE INTERPRETAÇÃO VISUAL DE IMAGENS. GEOUSP - Espaço e Tempo 30, 30–43.

Pedley, H.M., 1990. Classification and environmental models of cool freshwater tufas 68, 143–154.

Phillips, J.D., 2018. Historical contingency in fluviokarst landscape evolution. Geomorphology 303, 41–52. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.11.015

Phillips, J.D., Walls, M.D., 2004. Nonlinear Processes in Geophysics Flow partitioning and unstable divergence in fluviokarst evolution in central Kentucky. Nonlinear Process. Geophys. 11, 371–381.

Poop, J.H., 2010. Geologia Geral, 6th ed. LTC, Rio de Janeiro.

Prescott, J.R., Hutton, J.T., 1994. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: Large depths and long-term time variations. Radiat. Meas. 23, 497–500. https://doi.org/10.1016/1350-4487(94)90086-8

Ro Charlton, 2008. Fundamentals of Fluvial Geomorphology, 1st ed, Sedimentation Engineering. Routledge, New York. https://doi.org/10.1111/j.1475-4762.2009.883_5.x

Soares, E. a. a., Tatumi, S.H., Riccomini, C., 2010. OSL age determinations of Pleistocene fluvial deposits in Central Amazonia. An. Acad. Bras. Cienc. 82, 691–699. https://doi.org/10.1590/S0001-37652010000300017

Soriano, M.A., Simón, J., 1995. Alluvial dolines in the central Ebro basin, Spain: a spatial and developmental hazard analysis. Geomorphology 11, 295–309. https://doi.org/10.1016/0169-555X(94)00066-Z

Stríkis, N.M., 2015. Atividade do Sistema de Monção Sul-americana na porção central do Brasil durante o último período glacial a partir da aplicação de isótopos de oxigênio em espeleotemas. Instituto de Geociências -USP, São Paulo.

Stríkis, N.M., 2011. PALEOPLUVIOSIDADE NO NORTE DE MINAS GERAIS DURANTE O GLACIAL TARDIO E HOLOCENO COM BASE EM REGISTROS DE ESPELEOTEMAS. UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO.

Stríkis, N.M., Novello, V.F., 2014. EVOLUÇÃO HIDROLÓGICA DO BRASIL DURANTE O PLEISTOCENO SUPERIOR E HOLOCENO. Paleontol. Cenários Vida – Paleoclimas 335–343.

Stumpf, C.F., 2019. Variabilidade do sistema de monão da América do Sul durante o Pleistoceno Tardio e Holoceno a partir de espeleotemas da Caverna São Mateus (PETER-GO). Universidade de Brasília-UnB.

Summerfield, M.A., 1991. Global Geomorphology, Longman Scientific & Technical. New York:

Trumbore, S.E., 2000. Theory of Dating 41–60.

Yang, X., Zhang, Q., Li, X., Jia, X., Wei, X., Shao, M., 2015. Determination of soil texture by laser diffraction method. Soil Sci. Soc. Am. J. 79, 1556–1566. https://doi.org/10.2136/sssaj2015.04.0164

4.3 O USO DA GEOFÍSICA NA CARACTERIZAÇÃO DE DEPÓSITOS SEDIMENTARES EM VALES SECOS DE ÁREA CÁRSTICA, CERRADOS DO BRASIL CENTRAL

Resumo

O presente estudo tem por objetivo analisar depósitos fluviais com uso de GPR (Radar de Penetração no Solo) para caracterizar os sedimentos contidos em vales secos oriundos da dinâmica fluviocárstica na Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho (APANRV), no nordeste goiano. Foram definidos dois vales onde realizou-se a aquisição dos dados de perfis de GPR e abertura de trincheiras para as devidas descrições dos sedimentos depositados. Utilizou-se uma antena de 400MHz para a sondagem, resultando em radargramas com informações de reflectância que apresentaram contato com a rocha nas encostas, colúvios na média encosta e, na planície, sedimentos correspondentes a antiga calha do rio. O uso do GPR em conjunto com os dados sedimentológicos possibilitou elaborar uma interpretação estratigráfica que sugere uma história deposicional relativamente complexa. Os resultados indicam os contatos dos níveis dos depósitos em vales secos, que são importantes registros estratigráficos holocênicos.

Palavras-Chave: GPR, Sedimentos, carste, vales secos

ABSTRACT

This paper analyses fluvial deposits with GPR (ground penetrating radar) to characterize dry valleys sediments originated from fluviocarstic dynamics into Environmental Protection Area Nascentes do Rio Vermelho (EPANRV), at northeast of Goiás. Two valleys were defined to acquire the GPR data and trench execution, aiming the description of deposited

sediments. Were used a 400 MHz antenna, resulting in radargrams with reflectance information regarding rock contact on the hillsides, colluvium at medium hillside and sediments on the plateau, corresponding to river's old gutter. GPR data combined with sedimentological information allowed the development of a stratigraphic interpretation, which suggests a depositional history relatively complex. Results indicates the deposits levels at the dry valleys, that are important stratigraphic records from the Holocene Era.

Keywords: GPR, Sediments, karst, dry valleys

1 Introdução

Sedimentos são partículas oriundas do processo de intemperismo das rochas que são carreados até os rios e transportados para o ambiente deposicional (Teixeira, 2000)**,** originando importantes registros para estudo da evolução da paisagem, condições hidrológicas e climáticas que caracterizam a história ambiental (Stevaux, 2000; Valente e Latrubesse, 2012; Dias e Perez Filho, 2015). As paisagens cársticas são dominadas por formas de relevo superficiais produzidas pela dissolução de rochas solúveis pelas águas superficiais. O grau de dissolução depende de vários fatores, incluindo a disponibilidade de água e seu modo de recarga (difuso, autogênico e alogênico), litologia e estrutura das rochas envolvidas, clima (temperatura e precipitação) e vegetação. Dentre o conjunto de morfologias originárias do processo de dissolução estão as formas de depósitos (De Waele et al., 2009). Em ambientes cársticos existem feições capazes de resguardar sedimentos como as cavernas (Caldeira, 2021) e os vales secos oriundos das transições fluviais superficiais para subterrânea (R.A.L, 2013; Bocic et al., 2015; Phillips, 2017; Şener e Öztürk, 2019). Os vales secos e íngremes resultam da ação comum de vários processos de intemperismo e gravitacionais desenvolvidos particularmente no calcário. Uma vez que a resposta do calcário aos processos de intemperismo (incluindo intemperismo químico por

dissolução) é único entre os vários tipos de rocha, então os vales secos esculpidos em tal rocha apresentam uma evolução e morfologia particulares (Tîrlă et al., 2016). Os vales secos que contenham sedimentos do canal anterior (paleocanal) oferecem possibilidades de diferentes formas de estudos dos sedimentos como identificação do material de origem (Monod et al., 2006) e análises que permitem o entendimento dos processos fluviocársticos na formação dos paleovales (Benac et al., 2013).

A compreensão de depósitos fluviais avançou de forma significativa levando ao desenvolvimento de novos modelos deposicionais a partir do uso de geofísica rasa, combinada com demais técnicas consolidadas nas descrições de depósitos fluviais, como é o caso da observação direta por meio de trincheiras. Tal técnica por vezes funciona como meio principal de aquisição de dados para estudos de depósitos fluviais, no entanto, produzem informações limitadas na escala do canal e sessões 2D (Leclerc e Hickin, 1997).

O caráter dos reflexos de radar pode estar intimamente ligado as características de contatos entre rochas ou sedimentos (Leclerc e Hickin, 1997; Bridge, 2007). O GPR (Radar de Penetração no Solo) tem sido uma ferramenta eficiente para caracterizar o ambiente cárstico na identificação de áreas de subsidências, mapear paleocavernas colapsadas em subsuperfície, sumidouros e depósitos aluviais que preenchem as cavidades em ambiente, além de caracterizar tridimensionalmente a geomorfologia de superfície e subsuperfície (Poole et al., 2002; Anchuela et al., 2009; Reis Jn et al., 2014; Zarroca et al., 2017). No entanto, devido aos altos teores de argila, os depósitos aluviais têm sido frequentemente esquecidos.

Este estudo examina sedimentos fluviais contidos em vales secos que se referem aos canais capturados pelas transições fluviais superficiais para o sistema cárstico subterrâneo. Dessa forma, os sedimentos contidos nos vales puderam ser caracterizados por meio de análise de fácies sedimentares correlacionando com as fácies de radar identificadas.

1.1 Área de estudo

Os sítios estudados são em vales secos dos rios Pedras e Venturapresentes na Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho (APANRV), localizada no nordeste goiano, cerrados do Brasil central, a oeste do Cráton de São Francisco (Figura 1). Os rios estudados exibem uma variedade de características cársticas ao longo dos leitos rochosos. Se originam na borda regressiva da Serra Geral de Goiás, cuja porção superior é composta pelos arenitos do Grupo Urucuia e, na encosta, presencia-se depósitos colúvio-aluviais com morros testemunho da transgressão que permite o afloramento na Formação Lagoa do Jacaré, composta por rochas carbonáticas.

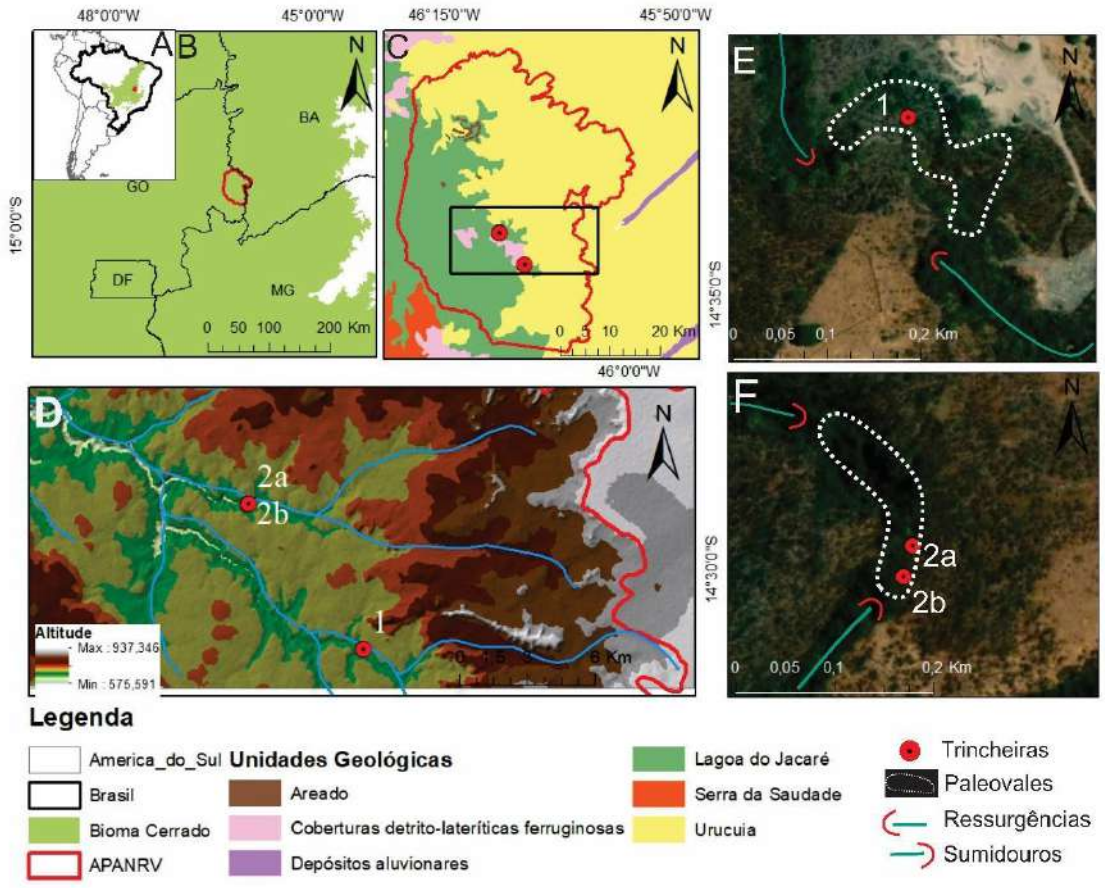


Figura 1- Configuração geográfica da área de estudo. A) Localização da área de estudo no contexto do bioma do Cerrado brasileiro na América Latina. B) APA no nordeste goiano e o contexto regional. C) Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho (APANRV) e as unidades e formações geológicas da região. D) área recorte destacando (retângulo) os paleovales abandonados do 1) rio das Pedras 2 (a/b) rio Venturaem relação a altitude e hidrografia (modelo de elevação-MDE). E) delimitação do paleovale 1, com sumidouro,

ressurgência e local do perfil analisado. F) delimitação do paleovale 2, com sumidouro, ressurgência e os locais dos perfis analisados. Fonte: SIG- Goiás-Superintendência de Geologia e Mining SIG (2006).

2 Metodologia

2.1 Descrição estratigráfica

Em estudos de depósitos superficiais fluviais o levantamento estratigráfico é uma etapa fundamental para o entendimento da dinâmica deposicional. Assim, requer que a aquisição de dados seja feita de maneira correta para obter um resultado satisfatório.

A partir da seleção dos depósitos iniciou-se a abertura de trincheiras para descrição dos perfis. Foram escolhidos dois depósitos e analisados três perfis: Perfil (1) vale do rio das Pedras – Perfil (2a/b) depósito do rioVentura. As descrições dos perfis 1 e 2a foram realizadas entre os meses de outubro e novembro de 2018 e o 2b no mês de março de 2019. Os perfis foram efetuados em vales abandonados devido a captura da rede de drenagem por meio de sumidouro, mais precisamente no local onde possivelmente percorria o antigo fluxo, considerando ainda onde possivelmente teve menor influência coluvionar ao longo do tempo.

O levantamento estratigráfico consiste primeiramente na confecção de seções colunares, descrição sedimentológica, levantamento fotográfico e localização geográfica. As sessões foram construídas em papel milimetrado, separando os perfis em quadrantes com retirada do nível na base com uso de uma bússola e posteriormente desenhando cada estrato do perfil com suas especificidades. Considerou-se critérios para descrição como: cor, textura, estruturas sedimentares e conteúdo fossilífero. Além do tamanho de grão dominante, classificação, arredondamento e textura no sentido genético. Para determinação da cor utilizou-se a Carta Munsell a determinação da textura deu-se por análises laboratoriais (granulômetro) e observações de campo. Os perfis elaborados previamente em campo

juntamente com suas descrições e fotografias foram digitalizados e inseridos em software (CorelDraw) para confecção dos perfis estratigráficos.

A delimitação das fácies deposicionais foram estabelecidas por meio de correlações entre as diversas análises realizadas, principalmente quanto a granulometria, coloração e estrutura de acordo com Miall, (1985); Carthew et al., (2006).

2.2 Aquisição de dados em campo com GPR

O GPR é um método geofísico pouco invasivo que produz imagens (radargrama) seccionais verticais da subsuperfície rasa. A aquisição dos dados se baseia na propagação, reflexão e espalhamento de ondas eletromagnéticas de alta frequência dentro da superfície (Anchuela et al., 2009). Para aquisição dos dados, primeiramente fez-se necessário efetuar testes dos parâmetros de aquisição, com intuito de definir a amostragem, no qual foi possível estabelecê-los das seguintes formas: a) amostragem de 2048 sps (*samples per seconds*); b) janela temporal de 105 nanosegundos (ns) e c) *scam unit* de 50. A análise de velocidade do meio foi realizada indiretamente através da reflexão de um vergalhão (ferro) inserido em subsuperfície nas trincheiras. A antena utilizada é da marca GSSI, blindada, de frequência central 400 MHz.

A partir de uma caracterização realizada previamente possibilitou-se a definição das áreas para efetuação dos perfis 2D, que considerou os vales entre as encostas de cada área de estudo. Na área (1) foram efetuados no total 22 perfis sendo 10 deles de encosta a encosta e o restante entre a trincheira e a encosta sul do vale, na possível calha do rio (Figura 2).

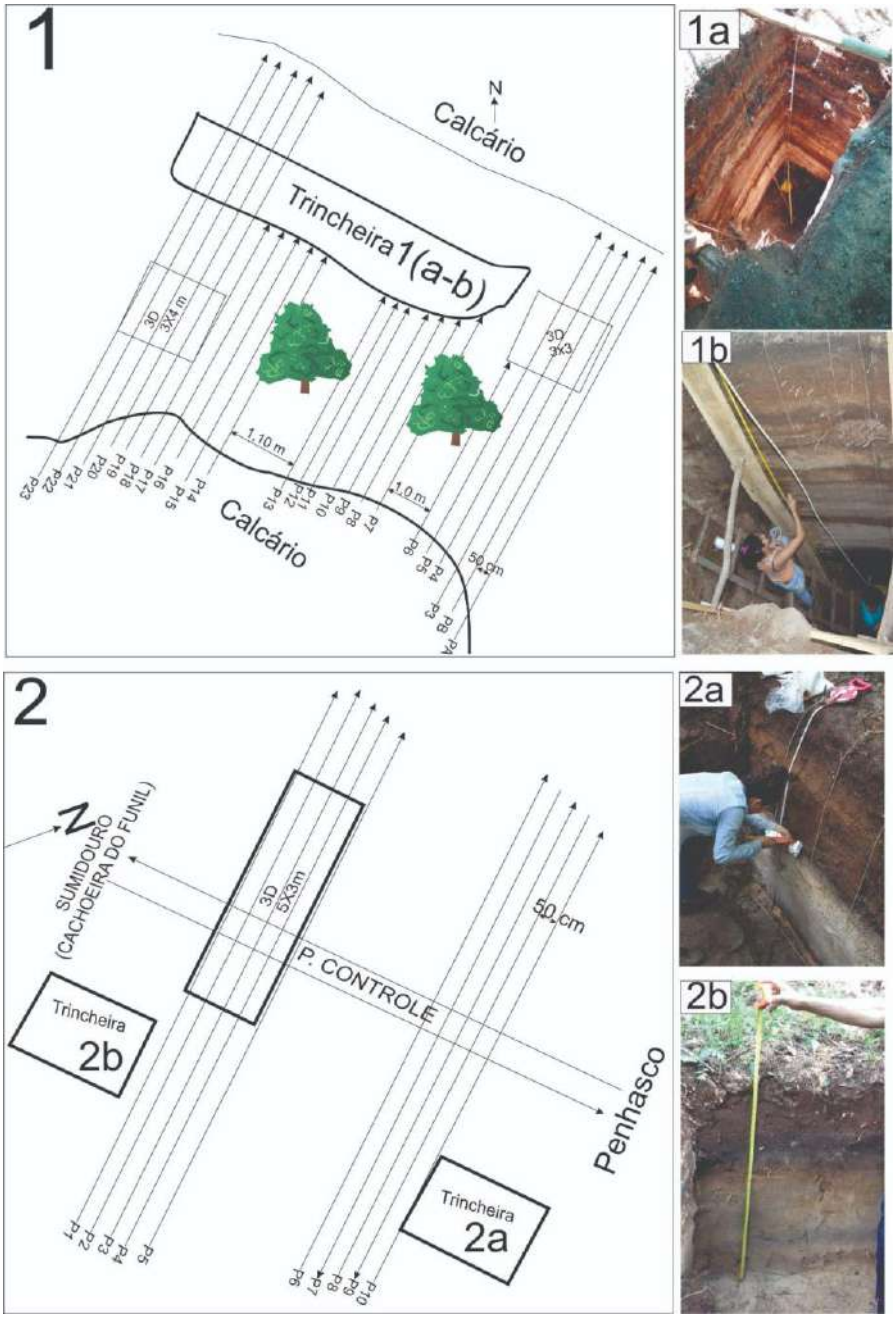


Figura 2- Modelos de aquisição de dados GPR (1) rio das Pedras (2) rioVentura

Na área (2) foi necessário realizar 12 perfis de encosta a encosta sendo 2 de controle que se orientam entre as trincheiras na direção NW (Figura 2).



Figura 3- Depósito rio das Pedras (1), 1a malha de perfis de GPR, 1b confecção da malha do perfil 3d e abertura da trilha até a outra encosta. 2a-a perfis de GPR ao lado na trincheira de encosta a encosta. 2a-b trincheiras 2a e 2b e trilha dos perfis de controle. 2b-a confecção dos perfis de GPR de encosta a encosta próximo a trincheira (2b) próximo a captura (cachoeira). 2a-b passagem da antena nas trilhas demarcadas anteriormente. 2b-c área de efetuação do modelo 3d no meio do vale

3 RESULTADOS

3.1 Características sedimentológicas dos depósitos fluviais

Os depósitos analisados ocorrem em vales secos abandonados dos rios das Pedras e Venturapertencentes a bacia do rio Vermelho. Os sedimentos fluviais foram caracterizados

por meio de analise estratigráfica de perfis considerando a classificação de litofácies (MIALL, 1985), e fácies de tufas calcárias (CARTHEW; TAYLOR; DRYSDALE, 2006) identificadas nos ambientes deposicionais de canais, apresentadas a seguir (Tabela 1).

Fácies (Códigos)	Fácies	Interpretação
Sh	areia muito fina a grossa podendo ser cascalhenta; laminação	fluxo planar (crítico)
C	carvão; argilas orgânicas; plantas, filmes de argila, lama carbonática	depósitos de brejos
Fl	areia, silte, argila; laminação fina, ripples muito pequena	depósitos de transbordo, canais abandonados ou de fluxo decrescente (waning floods)
Fsm	silte, argila; maciço	depósitos de canais abandonados ou brejos
Fm	argila, silte; maciço, gretas de dessecação	canais abandonados ou depósitos de cobertura
Gh	cascalho suportado pelos clastos e toscamente estratificado; estratos horizontais, imbricamento dos seixos	formas de leito longitudinais; depósitos residuais
SWZ FLZ	fácies de concha tufa autóctone que ocorre em associação com a camada radicular macrofítica ou fácies microdetrital	contêm conchas de moluscos em posição vital, ocorrem em piscinas e poços.
SWZ	Facies de jangada de calcita: consiste em delgado crostas de calcita flutuantes Fácies microdetrital compreende lama micrítica, provavelmente produzida por cianobactérias, podendo conter jangadas de calcita afundadas.	são restritas a zonas de água parada em piscinas e poços, comuns na estação seca, pois as inundações removem as jangadas de superfície e lama da base do canal.

Tabela I Adaptado de (CARTHEW; TAYLOR; DRYSDALE, 2006; MIALL, 1985)

O depósito 1 referente ao vale seco do rio das Pedras apresentou três unidades deposicionais distintas. A primeira possui fácie arenosiltosa com raízes e cascalho oriundo do entorno onde há extração de calcário. A segunda essencialmente arenosa (96%) com seixos arredondados e subarredondados e estratificação plano-paralela (Figura 4). A terceira na base do depósito é majoritariamente arenosa, escura com presença de fragmentos de carvão. A fácie III permanece arenosa, no entanto um pouco escurecida com presença de material orgânico e

fragmentos de carvão (Figura 4).

Depósitos	Fácies (Codigos)	Estrutura sedimentar	Circularidade (%) Ma-Máxima Me-Média Mi-Mínima	Granulometria % média	Espessura (camada) (m)	Coloração (Carta Munsell)	Perda ao Fogo %	Fotos
1-PI	C,Gh	S/E/V	Ma:0.95 Me:0.84 Mi:0.20	Argila: 1.4 Silte: 14.3 Areia: 78.1 Cascalho: 6.2	0.60	Castanho Muito Pálido (10YR7/3)	2.23	
1-PII	Sh,Gh	Estratificações plano-paralelas	Ma:0.97 Me:0.83 Mi:0.19	Argila: 0.5 Silte: 3.1 Areia: 96.4	2.0	Branco (10YR8/2) Marrom escuro (10YR3/3) Castanho amarelado escuro (10YR3/4) Marrom-amarelado (10YR5/4)	4.5, 2.08 0.43, 3.59 0.4, 0.68	
1-PIII	C, Fsm	S/E/V	Ma:0.97 Me:0.79 Mi:0.20	Argila: 3.3 Silte: 6.9 Areia: 89.7	1.30	Marrom muito escuro(10YR2/2)	3.5, 2.47	
2a -RI	Fm	S/E/V	Ma:0.97 Me:0.84 Mi:0.25	Argila: 31.0 Silte: 56.1 Areia: 12.4 Cascalho: 0.5	0.80	Marrom muito escuro (10YR2/2) Castanho amarelado escuro (10YR4/4) Marrom escuro (10YR3/3)	15.84, 13.96 13.50	
2a-RII	SWZ FLZ	Estrutura com ondulações	Ma:0.94 Me:0.83 Mi:0.29	Argila: 11.3 Silte: 63.6 Areia: 24.8 Cascalho: 0.3	0.50	Cinzento (10YR6/1) Cinza claro(10YR7/2)	44.25 44.41	
2a-RIII	Sh	S/E/V	Ma:0.95 Me:0.87 Mi:0.28	Argila: 4.1 Silte: 27.7 Areia: 68.2	0.20	Marrom acinzentado escuro (10YR4/2) Castanho (10YR3/2) Castanho Muito Pálido (10YR7/4)	43.27 3.81	
2b-RI	Fm	S/E/V	Ma:0.55 Me:0.58 Mi:0.51	Argila: 12.1 Silte: 27.0 Areia: 60.6 Cascalho: 0.3	0.20	Marrom muito escuro (10YR2/2)	11.43 7.90	
2b-RII	Sh	S/E/V	Ma:0.96 Me:0.84 Mi:0.14	Argila: 0.6 Silte: 2.3 Areia: 97.1	0.50	Castanho Muito Pálido (10YR7/4)	1.01 1.68 2.08	
2b-III	Sh	S/E/V	Ma:0.96 Me:0.83 Mi:0.16	Argila: 1.0 Silte: 3.7 Areia: 94.9 Cascalho:0.4	0.20	Castanho (10YR3/2)	1.90 3.67	

Figura 4 - Características gerais de campo e laboratório dos sedimentos Depósitos 1-rio das pedras e 2a- rio Rachão 2b-rio Ventura (Sem estruturas visíveis -S/E/V)

O depósito do vale seco do rio Ventura2a, foi organizado em três unidades, a primeira superficial é siltosa escura e com significativa quantidade de material orgânico. Enquanto a segunda é visivelmente distinta, composta por fácies siltosas de tufa calcária (SWZ, FLZ) com estrutura com ondulações, fósseis de moluscos e grande quantidade de matéria orgânica, com coloração cinza bem demarcada. Todavia, a partir dessa ocorre uma mudança brusca de material em direção a base, sugerindo a terceira unidade que passa a ser essencialmente arenosa (68%).

O segundo perfil estratigráfico efetuado no vale seco do rio Ventura(2b), apesar da proximidade com o 2a, possui três unidades, cuja primeira é arenosa rica em matéria

orgânica, escura e com maior quantidade de silte em relação a segunda que é essencialmente arenosa (97%), e de coloração clara, por fim a terceira em direção a base que continua arenosa (94%) com cascalho e coloração mais escura.

3.2 Estratigrafia de Radar

Nos vales secos analisados, foram efetuadas trincheiras que atingiram no máximo 4.6 m. Desta forma, utilizou-se a antena de 400MHz que conseguiria atingir a profundidade necessária com melhor resolução. Os perfis de GPR são amplamente utilizados para retratar as principais características morfológicas, classificar as fácies sedimentares e a organização dos diferentes depósitos fluviais. Os radargramas foram analisados utilizando dos princípios oriundos da estratigrafia sísmica, identificando superfícies de reflexão para, assim, definir a arquitetura dos sedimentos e radar fácies. As radar fácies são identificadas por meio de características dos refletores, como ângulo de inclinação, relação, forma e continuidade (Smith et al., 2006), e também o mergulho, amplitude, a relação entre os refletores e a continuidade (Neal, 2004; Lopes et al., 2013).

Associações de radar fácies dos canais fluviais da APANRV

3.3 Descrições e Interpretações

Depósito 1 –Rio das Pedras

O sistema de reflexão do GPR consiste em demostrar a variação deposicional de acordo com a reflexão diferenciada de cada material. Dessa forma, por certamente apresentar características semelhantes ao longo do vale, indica que não á mudanças significativas em termos de composição deposicional na área avaliada. Pois, conforme o perfil o depósito 1 ou seja, rio das Pedras, consiste em um pacote 4.6m de espessura de sedimento arenoso, com variação de matéria orgânica, pincipalmente com mudança significativa em relação a cor e não a textura ou tipo de material, sendo exclusivamente arenoso O perfil deposicional

(trincheira) foi dividido em três subfácies de canal, considerando a idade algumas mudanças sutis de presença ou não de seixos e fragmentos de carvão e principalmente em relação a coloração

Os perfis completos de encosta a encosta do vale retratam bem a forma côncava do vale e aparentemente a calha do rio, existente próximo a borda esquerda, observada em todos os perfis efetuados (Figura 5).

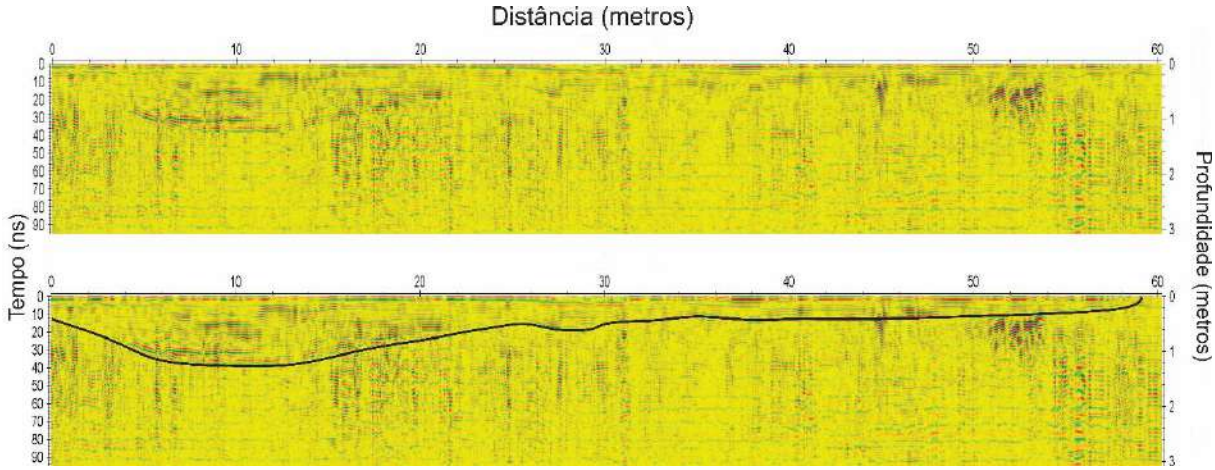


Figura 5- Rio das pedras perfil de GPR com a marcação da calha deposicional

A similaridade de sinal ao longo do vale sugere o preenchimento do vale por sedimentos de estrutura similares. Isso sugere que esta associação de fácies representa depósitos de preenchimento de canal fluvial.

A direita do perfil possui o pacote mais expresso de deposição similar organizada horizontalmente como demostrou a trincheira e a esquerda, ou seja**,** na parte convexa de um meandro, após o pacote mais organizado deposição mais confusa, pois deve se tratar do material depositado em diferentes fases do fluxo de energia, e quando sem competência de transporte deposita na parte convexa de um meandro e sendo, mais tarde, fossilizada por sedimentos sobrejacentes. O preenchimento da calha está associado a características das fácies de canal que inclui os depósitos de cascalhos e areias grossas, apresentando bases côncavas erosivas.

A facie de radar mais evidenciada exibem características baseadas em calha do rio, na borda esquerda, com estratos laminados de alta e média amplitude delimitadas por reflexões côncavas de baixa amplitude que caracterizam o canal; mostra ainda reflexões oblíquas a paralelas, contínuas de média a alta amplitude relacionadas com arenito laminado depósitos; a direita do vale correspondem a barras de meandro que foram se acumulando a partir da parte convexa do vale em eventos de aumento de fluxo; a borda dos vales é composta por corpos sem reflexão relacionados ao afloramento de rocha calcária nas encostas do vale, produzindo áreas de baixa amplitude.

Depósito 2 –Rio Ventura

Descrição

Essa associação de fácies referentes ao depósito 2 trata-se do rioVentura, e consiste em pacotes de 1a 1.5 metro de profundidade. Sendo a primeira (2a) com variação de material siltoargiloso superficial e no meio formação de tufa calcária com intercalação de fácies de jangada de calcita e microfítica (Carthew et al., 2006) com conchas de moluscos e matéria orgânica, e uma mudança abrupta para uma fina camada de areia sob a rocha base. O perfil deposicional (2b) é composto por um estrato superficial siltoargiloso e o restante do pacote, até a base, possui material essencialmente arenoso, mudando apenas a coloração.

Todos os perfis de radar efetuados mostraram a calha do rio no meio do vale, preenchido por sedimentos. O vale é delimitado por estratos paralelos de alta e média amplitude (Figura 5-e).

O perfil de controle efetuado no meio do vale (horizontal), iniciando próximo ao sumidouro (cachoeira) seguindo o vale seco, demonstrou fácies de radar no início plano paralelas e com algumas variações de deposições (a), um banco de areia côncavo de alta amplitude (b) e por fim deposições plano-paralelas de baixa ou nenhuma amplitude (Figura 6).

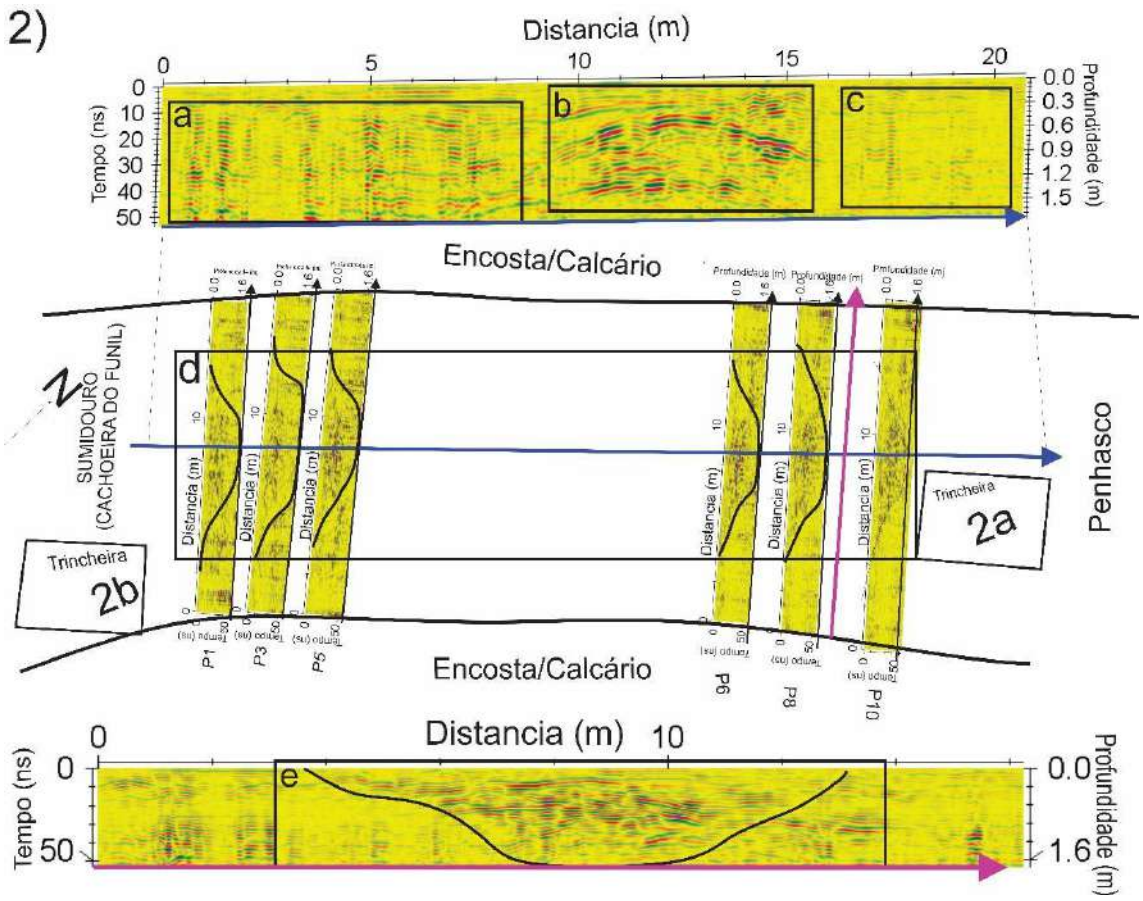


Figura 6- Perfis organizados no vale de acordo com as aquisições verticais e horizontais demostrando a calha anterior preenchida por sedimentos de alta reflexão organizados de forma retilínea e sobrepostos

A uniformidade dessa associação de fácies indica a preservação preferencial dos depósitos de canal e barra fluvial. O arenito laminado de granulação fina é interpretado como um depósito de barra que se acumulou sob o regime de fluxo superior na parte mais rasa do canal (Miall, 1985).

3.4 Modelos 3D de perfis na caracterização dos depósitos fluviais em vales secos

Os dados de GPR expressam o meio geológico com suas litologias e descontinuidades como variações na morfologia e no padrão das reflexões dos radargramas. Dessa forma, um maciço rochoso (regolito) os sedimentos remobilizados, apresentam uma reflexão mais incoerente,

caótica ou com pouca reflexão. No entanto, como se espera em depósitos sedimentares em camadas, ou materiais compactados, normalmente se apresenta um padrão laminado, sub-horizontal, concordante e coerente (MIRANDA, 2004). O levantamento GPR alcançou resolução e penetração adequadas nas sucessões dos vales secos. A análise de fácies de radar a nível do vale foi complementar e fundamental com as estratigráficas por meio das trincheiras. Os dados indicam continuidade lateral e horizontal dos sedimentos a nível do vale expressando a calha anterior do rio. A existência de material essencialmente arenoso pode ser responsável pelos reflexos observados.

Os perfis verticais (encosta a encosta) indicam várias sucessões cíclicas de estratos paralelos retilíneos sobrepostos. Esta ciclicidade reflete diferentes situações de capacidade de transporte e deposição ao longo do tempo, também sendo observados nas sequências estratigráficas elaboradas.

A Figura 7 ilustra o modelo 3d do rio das pedras localizado na calha do vale seco, que demonstra claramente o aspecto homogêneo e plano-paralelo, uma vez que o modelo foi realizado no centro da calha do rio, no vale, conforme identificado por meio dos perfis 2d de encosta a encosta do vale.

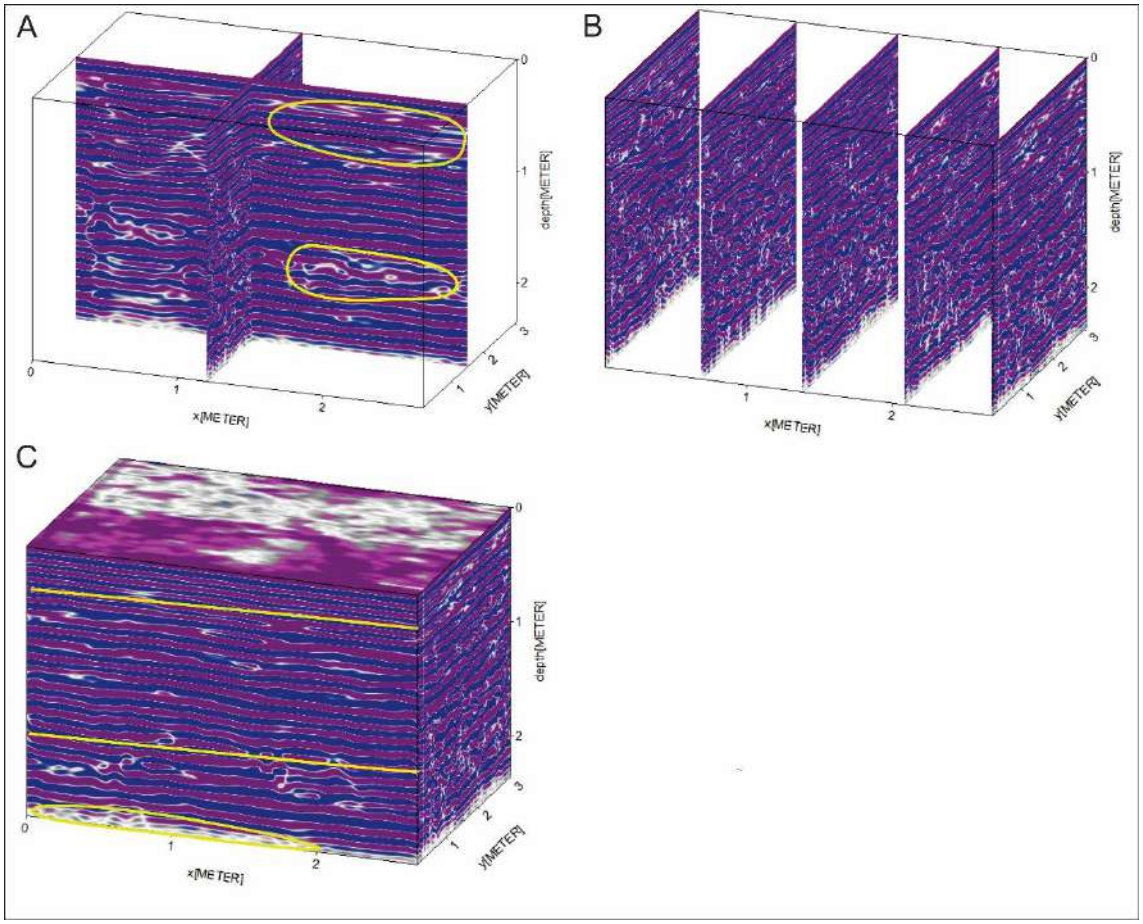


Figura 7 - Depósito Rio das Pedras 1 A) cubo sólido 3D B) bloco diagrama GPR 3D C) cubo sólido 3D

O depósito fluvial no vale por se tratar de materiais essencialmente arenosos, verificados por meio da trincheira, ocorre alta reflectância comparado principalmente às encostas com o afloramento do calcário que demonstrou baixa reflectância. As áreas com alvos claros podem estar associadas as ocorrências de agrupamentos de seixos que foram encontrados na trincheira (Figura 6-A). O bloco inteiriço (Figura 6-C) evidência três fases que ocorre variação da laminação, pois a primeira superficial as camadas são mais retilíneas, paralelas e próximas, enquanto a segunda fase, do meio, sofre ondulações suaves nas camadas e são mais espaçadas. Por fim, a última aumenta o espaçamento e ondulações e no fim a mesma apresenta uma área com mais alvos claros.

Se tratando do vale do rio Ventura (2) o bloco 3d (Figura 8) foi realizado horizontalmente no vale, próximo a trincheira (2a) e a captura. O modelo 3d demonstra a estratificação cruzada (épsilon), de deposições arenosas com alta reflexão, podendo desta forma, ser interpretada como deposições cruzadas acanalada (*Trough cross-lamination*) intercaladas de acordo com o movimento hídrico, pois envolve erosão em canal e subsequente deposição.

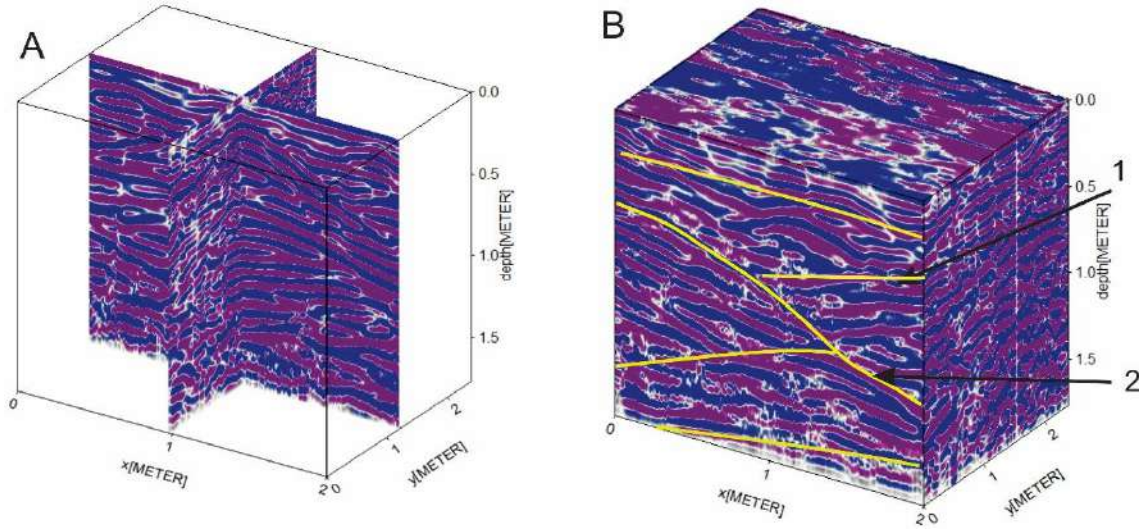


Figura 8 - Depósito Rio Ventura2 A) cubo sólido 3D B) bloco diagrama GPR 3D

Ambos os vales apresentam clara geometria em forma de canal preenchido com sedimentos fluviais (Magalhães et al., 2017). Assim, a presença de depósitos de canais fluviais confirma a ocorrência do rio e posteriormente sua captura e transição para o sistema cárstico, com abandono do vale com contendo os sedimentos registros do período deposicional anterior.

4 DISCUSSÃO: CORRELAÇÕES FÁCIES SEDIMENTARES COM AS RADAR FÁCIES

Por meio dos perfis 2d do vale do rio das pedras (1) pode-se verificar a abrangência do depósito fluvial em relação às encostas, pois o material fluvial arenoso obteve alta refletância comparado às encostas com afloramento do calcário. Os modelos 3d centralizados na calha anterior do rio caracterizaram melhor a organização das camadas sedimentares que

compõem o depósito. Sendo verificadas camadas plano paralelas, com algumas diferenciações quanto a proximidades e forma.

Os perfis 2d de GPR no vale seco do rio Venturaforam fundamentais para caracterizar os depósitos sedimentares contidos nos vales secos, com altas refletâncias sequenciais e uniformes (NUNES, 2020), aqueles que alcançaram as encostas apresentaram baixa reflectância nestas áreas pois, identificaram as faixas é onde estão localizados os carbonatos, corroborando com os resultados encontrados por Nunes (2020) que ainda salienta que ocorre diferenciação da reflectância quando se trata dos carbonatos calcários mais puros em relação aqueles com marga, pois, a argila presente neste último provoca menores amplitudes na reflexão.

Os modelos 3d localizado no meio do vale próximo o sumidouro demonstrou deposição de camadas de estratificação cruzada acanalada. Estes estratos inclinados se formam, mas normalmente em areia e cascalho pela migração de formas de leito e tendem a ser conservados caso haja acumulação de sedimentos. Caso a forma de leito for uma marca ondulada, a estrutura resultante será uma laminação cruzada. Superfícies inclinadas formadas na margem interna de um rio por migração de barra pontual, são um tipo de estratificação cruzada referida como BED-SET ou SET. Quando a camada contém mais de um set com o mesmo tipo de estrutura, esse conjunto é chamado de CO-SET (COLLINSON; MOUNTNEY; THOMPSON, 2006).

O levantamento GPR alcançou a resolução e a penetração adequadas nos depósitos considerando as trincheiras efetuadas. A análise de fácies dos dados estão de acordo com a constante dielétrica relativa e a condutividade elétrica de cada variável, pois são as principais propriedades que governam o comportamento das ondas de radar em subsuperfície, uma vez que o arenito pode ser responsável pelos fortes reflexos conforme Magalhães et al., (2017).

5 CONSIDERAÇÕES

A análise dos sedimentos contidos em vales secos por meio do radar de penetração foi importante para verificar a constância e o padrão deposicional em relação aos vales, verticalmente e horizontalmente, superficialmente e em profundidade, considerando a caracterização feita por meio de trincheiras pontuais. A homogeneidade dos sedimentos verificados na trincheira, principalmente do rio das Pedras foi também observada no padrão reflexivo. Enquanto no rio Venturaque apresentou maior diversidade reflexiva. Desta forma, verificou-se o preenchimento dos vales por sedimentos fluviais, corroborando com a ideia do abandono dos vales secos devido à dinâmica fluviocárstica.

6 Agradecimentos

Os autores agradecem imensamente o apoio dos órgãos ambientais Instituto Chico Mendes (ICMBio), Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas (CECAV), Pós-Graduação em Geografia da Universidade de Brasília (UnB). Projeto 014/18 Compensação Espeleológica TCCE ICMBio / Vale Projeto “Susceptibilidade, hidrologia e geomorfologia cárstica aplicadas à conservação do patrimônio espeleológico da Área de Proteção Ambiental das Nascentes do Rio Vermelho - APANRV

8 REFERÊNCIAS

CARTHEW KD, TAYLOR MP & DRYSDALE RN. 2006. An environmental model of fluvial tufas in the monsoonal tropics, Barkly karst, northern Australia. Geomorphology 73: 78–100.

COLLINSON J, MOUNTNEY N & THOMPSON D, eds. 2006. Collinson, J Mountney, N Thompson, D, 3 ed., England: Terra, 92 p.

MAGALHÃES AJC, LIMA-FILHO FP, GUADAGNIN F, SILVA VA, TEIXEIRA WLE, SOUZA AM, RAJA GABAGLIA GP & CATUNEANU O. 2017. Ground penetrating radar for facies architecture and high-resolution stratigraphy: Examples from the Mesoproterozoic 152

in the Chapada Diamantina Basin, Brazil. Mar Pet Geol 86: 1191–1206.

MIALL AD. 1985. Architectural-Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. Earth-Science Rev Elsevier Sci Publ BV 22: 261–308.

MIRANDA HCB de. 2004. Interpretação conjunta de dados de GPR e medidas de permeabilidade sobre um análogo de reservatorio siliciclástico falhado na bacia de tucano, NE do Brasil. 40–89.

NUNES JGDS. 2020. Mapeamento de solos através de técnicas diretas e indiretas na Apa Nascentes Do Rio Vermelho, Mambaí-GO. UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UNB.

5 CONCLUSÕES GERAIS

O levantamento teórico metodológico proposto capítulo 1 contendo dois artigos foi fundamental para aprofundamento dos conceitos e metodologias que foram trabalhadas, bem como conhecer o universo de análise que estão sendo estudadas, contemplando a temática em questão. No primeiro artigo teórico, verificou-se que existem poucos estudos em vales secos, que oferecem potencial para diversas análises geomorfológicas, pois, o abandono repentino destes vales permite que eles resguardem sedimentos que vinham sendo transportados até a captura do rio. Fatores como o tectonismo e o clima foram elencados como fenômenos que influenciam a dinâmica fluviocárstica, sendo a maioria por controles climáticos. Envolvendo o cenário brasileiro, devido a dificuldade de resguardar sedimentos em sistemas fluviais convencionais, os vales secos de áreas cársticas podem oferecer dados necessários para cobrir tais reconstruções paleombientais por meio do conhecimento da dinâmica climática de estágios e eventos correlatos ao período do Holoceno Superior, bem como suas influências na dinâmica da paisagem.

O segundo artigo teórico concluiu que apesar do crescimento do número de pesquisas em depósitos fluviais brasileiros, verifica-se clara concentração na região norte e sudeste, fato que dificulta a compilação de dados para uma abordagem mais integradora da evolução da paisagem, considerando a extensão territorial do país. O aumento de pesquisas abrangendo o território nacional se faz cada vez mais necessário para compreensão dos eventos paleoclimáticos, que oferecem subsídios relevantes no entendimento das mudanças climáticas, sendo evidenciadas devido a ocorrência eventos extremos, causando perdas humanas, ecológicas e econômicas.

O primeiro artigo dos resultados do qual demonstrou deposições fluviais caracterizadas por variabilidade de fluxos, como mais lentos, deposição arenosa com matéria orgânica e formação de tufa calcária, e fluxos mais intensos com transporte de seixos. O conjunto de análises realizadas apontaram que não existe uma relação entre os eventos climáticos com os processos deposicionais pois ocorreram de forma relativamente homogênea durante todo o período analisado, com hiatos deposicionais comuns em ambientes sedimentares fluviais. A própria dinâmica cárstica está envolvida no processo evolutivo das cavernas que acontecem considerando os lineamentos estruturais regionais.

O segundo artigo de resultado estabeleceu a proposta de evolução das áreas analisadas considerando a deposição ocorrida até a captura dos rios para o ambiente subterrâneo por meio

dos sumidouros. Concluindo que os depósitos apresentaram variações deposicionais, significativas quanto a coloração e/ou granulometria principalmente no depósito 2 (RioVentura), demonstrando assim velocidade de fluxo e capacidade de transporte variáveis nos períodos estabelecidos. Segundo os registros isotópicos não houve modificações significativas de mudança na vegetação ($\delta^{13}C$). As transições fluviocársticas ocorreram em momentos distintos, porém todas as fases depossicionais ocorrem de forma razoavelmente homogênea ao longo do período, com hiatos deposicionais, mas sem relação com eventos climáticos O fator estrutural direciona a carstificação e ocorrência de capturas de fluxos superficiais, contribuindo no processo de evolução da paisagem de forma geral, ou seja, recuo da escarpa da Serra Geral com transporte de sedimentos característicos do Grupo Urucuia e expondo rochas pelito-carbonatadas da Formação Lagoa do Jacaré. Desta forma, conclui-se que as diferenças temporais e dinâmica evolutiva individuais dos vales demonstram que a região cárstica é composta por diferentes estágios evolutivos, mas que juntos se apresentam constante e complexo, visto que há muitos fatores envolvidos, mesmo considerando neste caso somente os naturais.

O último artigo de resultado que tinha como objetivo verificar a constância e o padrão deposicional em relação aos vales, verticalmente e horizontalmente, superficialmente e em profundidade, demonstrou o preenchimento dos vales por sedimentos fluviais, corroborando com a ideia do abandono dos vales secos devido à dinâmica fluviocárstica.

Dessa forma, com a utilização de inúmeras análises foi possível levantar uma série de informações e interpretações dos depósitos em vales secos envolvendo a dinâmica fluviocárstica. Tais informações podem ser importantes para gestão e conservação da APANRV, e ainda valorização do patrimônio espeleológico da região. Além disso, somando mais estudos sobre essas regiões de dinâmicas complexas que geram paisagens de belezas cênicas relevantes no contexto científico, econômico, cultural, social e turístico.

6 REFERÊNCIAS (Introdução/Área de Estudo)

Alvarenga, C.J.S. de, Botelho, N.F., Dardenne, M.A., Lima, O.N.B. de, Machado, M.A., 2007. Geologia da folha Cavalcante- SD.23-V-C-V. CPRM-SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL, Brasília.

Bai, X., Zhang, X., Long, Y., Liu, X., Siyu, Z., 2013. Use of 137Cs and 210Pbex measurements on deposits in a karst depression to study the erosional response of a small karst catchment in Southwest China to land-use change. Hydrol. Process. 27, 822–829. https://doi.org/10.1002/hyp.9530

Benac, Č., Juračić, M., Matičec, D., Ružić, I., Pikelj, K., 2013. FluviokarBenac, Čedomir, et al. "Fluviokarst and Classical Karst: Examples from the Dinarics (Krk Island, Northern Adriatic, Croatia)." Geomorphology, vol. 184, 2013, pp. 64–73, doi:10.1016/j.geomorph.2012.11.016.st and classical karst: Examples from the . Geomorphology 184, 64–73. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.11.016

Caldeira, D., Uagoda, R., Nogueira, A.M., Garnier, J., Sawakuchi, A.O., Hussain, Y., 2021. Late Quaternary episodes of clastic sediment deposition in the Tarimba Cave, Central Brazil. Quat. Int. 580, 22–37. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.01.012

Cherem, L.F.S., Varajão, C.A.C., 2014. O PAPEL DA LITO-ESTRUTURA DO CARSTE NA MORFODINÂMICA CENOZÓICA DA SERRA GERAL DE GOIÁS (GO/TO/BA): APROXIMAÇÕES INICIAIS. Geonorte 10, 180–184.

Cruz, B.A. da, 2012a. Detalhamento da geologia das unidades carbonáticas do Grupo Bambuí na região de Alvorada do Norte, Goiás. Universidade de Brasília.

Cruz, B.A. da, 2012b. Detalhamento da geologia das unidades carbonáticas do Grupo Bambuí na região de Alvorada do Norte, Goiás. UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA.

De Waele, J., Ferrarese, F., Granger, D., Sauro, F., 2012. Landscape evolution in the Tacchi area (Central-East Sardinia, Italy) based on karst and fluvial morphology and age of cave sediments. Geogr. Fis. e Din. Quat. 35, 119–127. https://doi.org/10.4461/GFDQ.2012.35.11

Gaspar, M.T.P., Campos, J.E.G., 2007. O Sistema Aqüífero Urucuia. Rev. Bras. Geociências 37, 216–226. https://doi.org/10.25249/0375-7536.200737s4216226

Gioia, D., Sabato, L., Spalluto, L., Tropeano, M., 2011. Fluvial landforms in relation to the geological setting in the "Murge Basse" karst of apulia (Bari metropolitan Area, Southern Italy). J. Maps 7, 148–155. https://doi.org/10.4113/jom.2011.1136

Hussain, Y., Uagoda, R., Borges, W., Nunes, J.G.S., ..., 2020. The potential use of geophysical

methods to identify cavities, sinkholes and pathways for water infiltration: a case study from Mambaí, Brazil.

Jaillet, S., Pons-Branchu, E., Brulhet, J., Hamelin, B., 2004. Karstification as geomorphological evidence of river incision: The karst of Cousance and the Marne valley (eastern Paris Basin). Terra Nov. 16, 167–172. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2004.00544.x

Jerin, T., Phillips, J., 2017. Local efficiency in fluvial systems: Lessons from Icicle Bend. Geomorphology 282, 119–130. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.01.013

Jocy, O., Cruz, B., 2019. ESPELEOLOGIA E LICENCIAMENTO AMBIENTAL. ICMBio, Brasília.

Karmann, I., 1994. Evolução e dinâmica atual do sistema cárstico do alto vale do ribeira de Iguapé, sudeste do estado de São Paulo. Universidade de São paulo.

Miranda, S.A.M., 2016. USO E OCUPAÇÃO DO SOLO NA APA DAS NASCENTES DO RIO VERMELHO : CONFLITO SOCIOAMBIENTAL EM MAMBAÍ – GO. Universidade de Brasília.

Monod, O., Kuzucuoğlu, C., Okay, A.I., 2006. A miocene palaeovalley network in the western Taurus (Turkey). Turkish J. Earth Sci. 15, 1–23.

Mylène Berbert-Born, Trindade, J.S. da, 2003. Introdução à geomorfologia e espelologia da região de Mambaí, Goiás, in: Motta, J.A.O. (Ed.), Projeto Cavernas Mambaí: Caracterização Do Ecossistema Cárstico Localizado No Município de Mambaí e Entorno. Ministério Do Meio Ambiente - MMA, Goias, pp. 41–76.

NUNES, J.G.D.S., 2020. Mapeamento de solos através de técnicas diretas e indiretas na Apa Nascentes Do Rio Vermelho, Mambaí-GO. UNB/PÓSGEA. UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UNB.

Phillips, J.D., Martin, L.L., Nordberg, V.G., Andrews, W.A., 2004. Divergent evolution in fluviokarst landscapes of central Kentucky. Earth Surf. Process. Landforms 29, 799–819. https://doi.org/10.1002/esp.1070

Phillips, J.D., Walls, M.D., 2004. Nonlinear Processes in Geophysics Flow partitioning and unstable divergence in fluviokarst evolution in central Kentucky. Nonlinear Process. Geophys. 11, 371–381.

Piló, L.B., Auler, A.S., 2019. Introdução à espeleologia, in: Jocy, O., Cruz, B. (Eds.), ESPELEOLOGIA E LICENCIAMENTO AMBIENTAL. ICMBio, Brasilia, p. 265.

Travassos, L.E.P., 2019. Princípios de Carstologia e Geomorfologia Cárstica. Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade, Brasília.

Woodside, J., Peterson, E.W., Dogwiler, T., 2015. Longitudinal profile and sediment mobility as geomorphic tools to interpret the history of a fluviokarst stream system. Int. J. Speleol. 44, 197–206.

ANEXOS

Apresentação de trabalho: III Encontro de Pesquisa, Extensão e Divulgação das Unidades de Conservação do Vão do Paranã e Entorno



CERTIFICADO

O Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade certifica que

Adivane Morais Nogueira

apresentou o trabalho "Estudo paleoambiental da dinâmica do sistema fluviocárstico da Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho (APANRV) no Nordeste Goiano" no III Encontro de Pesquisa, Extensão e Divulgação das Unidades de Conservação do Vão do Paranã e Entorno, realizado nos dias 9 e 10 de agosto de 2019.

Sandro Raphael Berges
Chefe da APA das Nascentes do Rio Vermelho

ICMBio
MMA

LAGEF/UnB
Laboratório de Geografia Física

UnB

CECAV

ICMBio
MMA

ESTUDO PALEOAMBIENTAL DA DINÂMICA DO SISTEMA FLUVIOCÁRSTICO DA ÁREA DE PROTEÇÃO AMBIENTAL NASCENTES DO RIO VERMELHO (APANRV) NO NORDESTE GOIANO

Autores: Ana Paula Ferreira Rodrigues, Ana Paula Ferreira Rodrigues, Ana Paula Ferreira Rodrigues, Ana Paula Ferreira Rodrigues, Ana Paula Ferreira Rodrigues

INTRODUÇÃO

As paisagens cársticas possuem um enorme valor científico, ambiental, cultural e turístico e compreender a dinâmica fluvio cárstica é fundamental para sua conservação. A APANRV que dispõe de uma rica paisagem cárstica com rochas pelito-carbonatada neoproterozóicas, associado a formação Lagoa do Jacaré pertencente ao grupo Bambuí, com cavernas, dolinas além de paleocanais abandonados devido a ocorrência de captura de drenagem por meio de sumidouros formando vales secos, onde são preservados sedimentos fluviais remanescentes do momento anterior a captura.

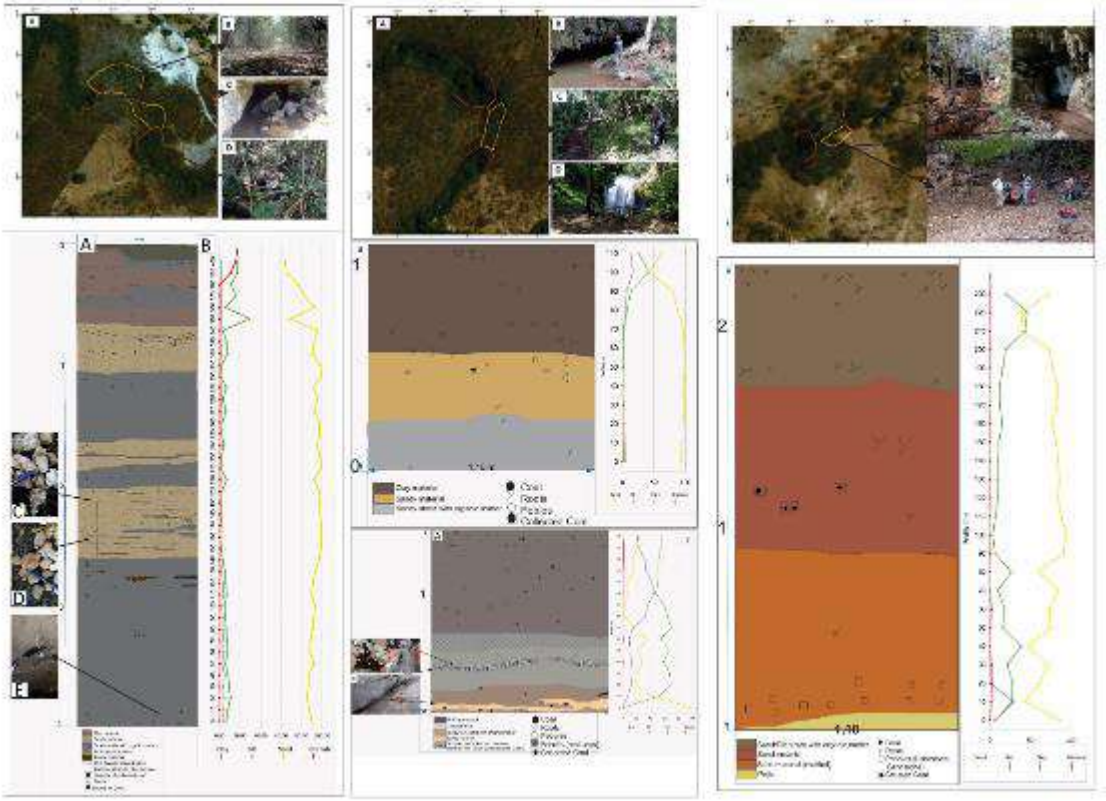
METODOLOGIA

Os sedimentos fluviais em vales abandonados foram primeiramente mapeados por interpretação de imagens de satélite e trabalhos de campo, e foram selecionados três depósitos nos principais afluentes do Rio Vermelho para serem estes: Rio das Pedras, Rio Riachão e Córrego Extrema.

Nestes depósitos foram realizadas análises de perfis estratigráficos, análises granulométricas além de datações de radiocarbono a partir de fragmentos de carvão e fósseis de um estrato com formação de tufa calcária no depósito do Rio Riachão.

RESULTADOS

A partir dos dados estratigráficos construídos pode-se verificar a dinâmica deposicional por meio da forma e composição dos estratos que são compostos majoritariamente por material arenoso. As idades estimadas dos depósitos foram as seguintes Rio das Pedras 2.311 – 2.094 cal BP; Córrego Extrema 13.162 – 13.029 cal BP; Rio Riachão (1) 414-324 cal BP; Rio Riachão (2) 1.296 – 1.180 cal BP e Rio Riachão- Fósseis (3) 2.095 – 1.926 cal BP. Tais idades demonstram que se trata de materiais relativamente recentes (Holoceno), ou seja, a dinâmica fluviocárstica da área encontra-se em plena atividade atuando na transformação do relevo, bem como, as taxas de erosão e deposição de sedimentos. Este estudo encontra-se em andamento e poderá fornecer informações que contribuam para gestão e conservação da área cárstica estudada.



Resumo : Regional Conference On Geomorphology Athens 2019: RCG 2019

Dear ADIVANE NOGUEIRA,

Title: Inferrıng The Geomorphologıcal Dynamıcs From The Study Of Paleochannals: A Case Study Of Central Brazılıan Cerrado
Author: Mrs Adivane Nogueira, Dr Rogério Uagoda , Mrs Dandara Caldeira
Submission Type: Poster
Topic: S09. Karst Geomorphology

I would like to confirm that your submission entitled “Inferrıng The Geomorphologıcal Dynamıcs From The Study Of Paleochannals: A Case Study Of Central Brazılıan Cerrado" has been accepted for a Poster Presentation in RCG2019_Abstract, to be held in Athens, Greece,19-09-2019 - 21-09-2019.

Please conform to the deadlines given on the conference website for the registration related matters. You can check the session you will be presenting from the conference programme to be announced on the website soon.

We are looking forward to welcoming you in Athens. Please do not hesitate to contact us should you require further information and/or guidance.

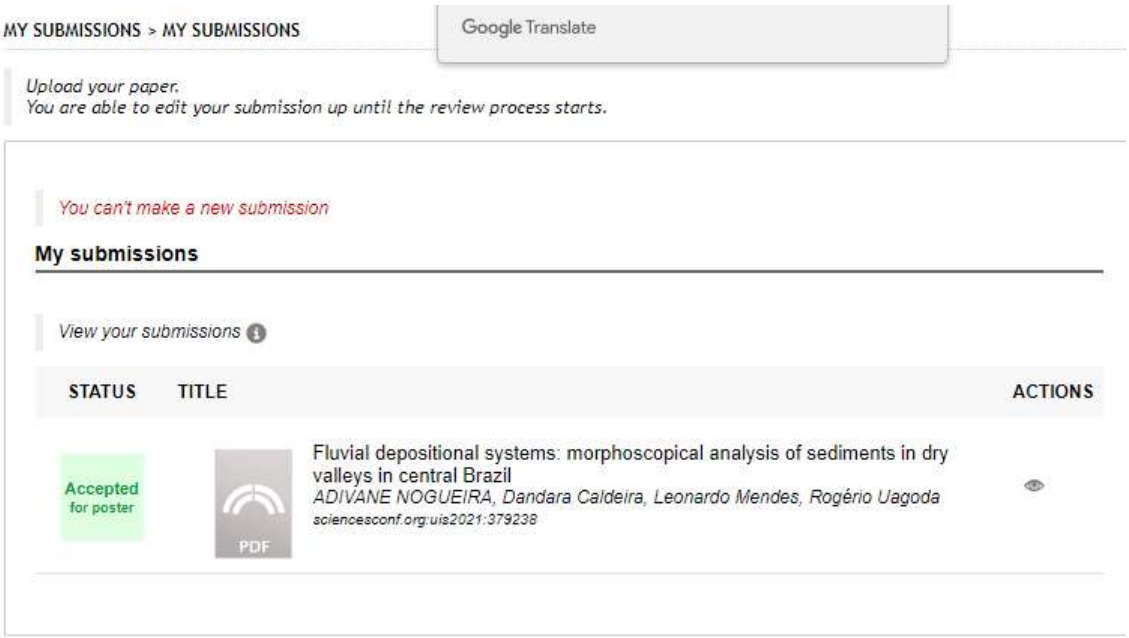
Yours Sincerely,
Chair signature
Chair Title, Name & Lastname

INFERRING THE GEOMORPHOLOGICAL DYNAMICS FROM THE STUDY OF PALEOCHANNALS: A CASE STUDY OF CENTRAL BRAZILIAN CERRADO

The north-eastern portions of the Brazilian Cerrado are rich in karstic landscapes, geologically composed of Neoproterozoic Pelito-Carbonate rocks of *Lagoa do Jacaré* formation of the Bambuí group. The paleochannels in the area have resulted from the drowning of surficial drainage networks into the Karstic features (e.g., sinks) that make underground flow systems in the area. These paleochannels protect the sediments from the period prior to collapse. The present research is carried out for reconstruction paleoenvironmental of the karstic landscapes through studying of fluvial sediments trapped in these paleovalleys. To that end, nine paleovalleys were studied in the area of approximately 176,000 ha, using an integrated approach (e.g., geoprocessing techniques, remote sensing, and fieldworks). The characterization and stratigraphies of the selected profiles were presented in the form of cross-sections. In addition, the soil samples were also taken for geochronological analysis by radiocarbon method. The physical and chemical analyses were also applied. The geochronological analysis of paleochannel deposits at an average thickness of 2.35 meters, showed a range of 400 +/- 30, 2220 +/- 30, 1350 +/- 30 and 11270 +/- 30 cal and BP years of sandy and clayey depositions. The sandy packages consist of gravels with rounded and sub-rounded pebbles of the fluvial environment along with plane-parallel laminations, interspersed with dark sandy layers with the presence of organic matter, which were attributed to periods prior to drainage capture. In spite of the considerable thickness and stratigraphic variations observed on the profiles, the estimated ages correspond to recent periods, which show an active fluvio-karstic system in the area having an estimated sedimentation rate of around 0.26 cm per year. The paleoenvironmental reconstruction makes it possible to obtain the necessary knowledge for the management and protection of these areas of enormous scientific, environmental and cultural values.

Keywords: Brazil, karst; paleovalleys; geochronology;

International Union of Speleology (UIS)



Fluvial depositional systems: morphoscopic analysis of sediments in dry valleys in central Brazil

Adivane NOGUEIRA, Dandara CALDEIRA , Leonardo MENDES & Rogério UAGODA
Physical Geography Laboratory, University of Brasilia – UnB, Brazil

E-mail: adinogueira2010@hotmail.com; dandara.caldeira2014@gmail.com; lchaves21@gmail.com; rogeriouagoda@unb.br;

INTRODUCTION

The karst region of northeastern Goiás in central Brazil is linked to the San Franciscana basin with different geological groups such as the Bambuí, Areado, Urucuia and Chapadão Formation. The Bambuí Group (Neoproterozoic) has formations with occurrence of carbonate rocks, highlighting the Lagoa do Jacaré Formation. The region has geomorphological characteristics associated with the erosion process of the Serra Geral de Goiás plateau escarpment. In this context, several typical features of karstic environments emerge, such as cave systems, dolines, sinkholes, resurgences and dry valleys. Therefore, the purpose of this study is to characterize the fluvial deposits based on morphoscopic analysis of the sediments in abandoned dry valleys.

METHODOLOGY

This study was carried out based on four main steps. The first phase included a theoretical-methodological survey, characterization of the study region, in the second phase, faciological descriptions and collection of samples. Thirdly, morphoscopy was performed at the ACILWEBER analytical laboratory, using the Bettersizer S3PLUS equipment and applying the Fraunhofer analysis method – Image. The analysis consists of measuring the longest, shortest and intermediate pebbles in the grain, calculating the index for its shape (approaching a sphere, a disk or a rod) (Figure 1). Finally, the fourth stage involved the interpretation of the data (Figure 1).

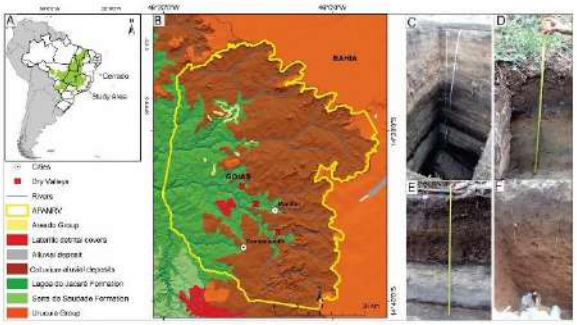


Fig. 1. Geographic settings of the study area. A) Location of the study area in the context of the Brazilian Cerrado biome in Latin America. B) APANRV and the geological facies and formations of the region. C) Dry valley of the Pedras River (1). D) Dry valley of the Riachão River (2). E) Dry valley of the Extrema River. Source: SIG- Goiás-Superintendence of Geology and Mining SIG (2006).

RESULTS

The studied sediments constitute the fluvial deposits protected in dry abandoned valleys, due to the transition from the surface flow to the underground karst system (fig. (2). The high sphericity of the grains may be related to the geomorphological context, since the headwaters of rivers linked to sediments are located on the edge of Serra Geral, contributing to its dissection process and transporting sediments, associated with the Urucuia Group and Chapadão Formation groups.

FINAL CONSIDERATIONS

Morphoscopic analysis, involving diameter and circularity index, proved to be an interesting technique in the characterization of sedimentary deposits (figure 3). From the data obtained, it was possible to identify sedimentary variations in the analyzed profiles that may be linked to source areas and/or climatic variations. The characteristics of the grains are in agreement with the literature for the indicated source area. However, further analyzes on other profiles are necessary to confirm these understandings. Such information, linked to other techniques, make it possible to define environmental conditions (for example anthropogenic, climatic and tectonic changes) and to propose models of landscape evolution

REFERENCES

GUTIÉRREZ, F. et al. Paleoflood records from sinkholes using an example from the Ebro River floodplain, northeastern Spain. **Quaternary Research**, 2017.
FORD, D.; WILLIAMS, P. **Karst Hydrogeology and Geomorphology**. Second ed ed. Chichester: Wiley, 2007.
PHILLIPS, J. D. Landform transitions in a fluviokarst landscape. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 61, n. 2, p. 109–122, 2017.
PHILLIPS, J. D. Historical contingency in fluviokarst landscape evolution. **Geomorphology**, v. 303, p. 41–52, 2018.
RO CHARLTON. **Fundamentals of Fluvial Geomorphology**. 1. ed. New York: Routledge, 2008.

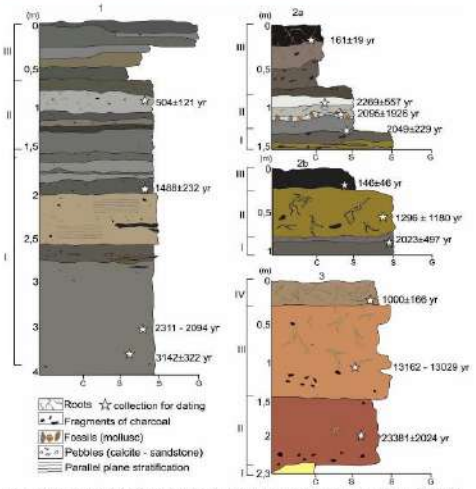


Fig. 2 Stratigraphic profiles, geochronology and granulometry Profile 1 (Pedras), Profile 2/a-b (Funil) e Profile 3 (Extrema)

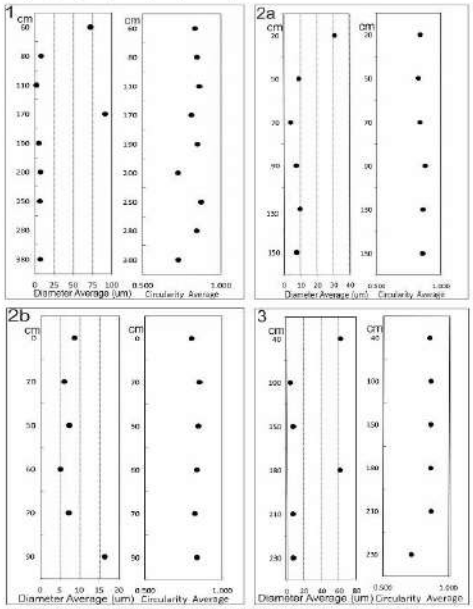


Fig. 3 Diameter and average circularity of the analyzed samples Profile 1 (Pedras), Profile 2/a-b (Funil) e Profile 3 (Extrema)

SUPPORT
fapdf
CAPES
CNPq
LAGEF/UnB
CECAV
ICMBio

Fluvial depositional systems: morphoscopic analysis of sediments in dry valleys in central Brazil

Adivane NOGUEIRA (1), Dandara CALDEIRA (2), Leonardo MENDES (3) & Rogério UAGODA (4)

(1) Laboratório de Geografia Física, ICC Norte, Bloco 23, Campus Darcy Ribeiro, Brasília, Brazil, adinogueira2010@hotmail.com (corresponding author)

(2) Laboratório de Geografia Física, ICC Norte, Bloco 23, Campus Darcy Ribeiro, Brasília, Brazil, dandara.caldeira2014@gmail.com

(3) Laboratório de Geografia Física, ICC Norte, Bloco 23, Campus Darcy Ribeiro, Brasília, Brazil, lchaves21@gmail.com

(4) Laboratório de Geografia Física, ICC Norte, Bloco 23, Campus Darcy Ribeiro, Brasília, Brazil, rogeriouagoda@unb.br

Abstract

Dry valleys with sediments are typical features of the karst landscape associated with the geological context in central Brazil. This research aims to characterize the fluvial deposits considering data from morphoscopic analysis that evaluated the circularity and size of the grains that constitute the sedimentary units. The morphoscopy allowed to characterize the average circularity of the samples as well as the averages referring to the size of the grains. With the obtained data, we observed that the diameter of the grains in general has the same behavior, but there are some samples that presented a higher average in relation to the others. This situation may be linked to the area of origin and transport capacity of the rivers. However, the circularity showed high values, close to 1, and constant. This characteristic was attributed to the source areas that are known to present such as types of sediments due to eolian and fluvial origin.

1. Introduction

The karst region of northeastern Goiás in central Brazil is linked to the San Franciscana basin with different geological groups such as the Bambuí, Areado, Urucuia and Chapadão Formation. The Bambuí Group (Neoproterozoic) has formations with occurrence of carbonate rocks, highlighting the Lagoa do Jacaré Formation. The Areado Group sits in angular erosive unconformity over the Bambuí and Santa Fé Group. Its sedimentation is typical of complete alluvial systems associated with fluvial, lacustrine environments and aeolian dune fields. The Urucuia Group (Neocretaceous) supports the top of the Serra Geral de Goiás plateau and is composed of sandstones. Finally, the Chapadão Formation (Cenozoic) also corresponds to unconsolidated sandy covers (CAMPOS; DARDENNE, 1997; CRUZ, 2012a; DARDENNE, 1978; BERBERT-BORN; TRINDADE, 2003).

The region has geomorphological characteristics associated with the erosion process of the Serra Geral de Goiás plateau escarpment (CAMPOS; DARDENNE, 1997; CRUZ, 2012a; DARDENNE, 1978; MOTTA, 2003). In this context, several typical features of karstic environments emerge, such as cave systems, dolines, sinkholes, resurgences and dry valleys (CALDEIRA et al., 2021; FERREIRA, 2020; HUSSAIN et al.,

2020; BERBERT-BORN; TRINDADE, 2003). The last one (dry valleys) can protect sedimentary packages that act as natural geofiles for studies of the most varied approaches, including climatic, anthropogenic geological, in addition to understanding the evolution and dynamics of fluviocarstic systems (KOŠUTNIK, 2007; MONOD; KUZUCUOĞLU; OKAY, 2006; ÖZTÜRK, 2020; PETROVIĆ; ĆALIĆ; GAJOVIĆ, 2016; TIRLA; MIREA; VIJULIE, 2016). The characterization of these depositional systems involves the realization of physical analyzes of the sediments, such as grain morphoscopy, which comprises by the analysis of the diameter and circularity of the grains. Grain size can be one of the indicators of the type of deposition. While the degree of circularity indicates the type and intensity of transport, reworking, time and the distance from the source area of the lithological matrix (HENRIQUES; VALADÃO, 2017; SUGUIO, 1973). Thus, some variations can be established in the depositional systems of fluvial deposits. Therefore, the purpose of this study is to characterize the fluvial deposits based on morphoscopic analysis of the sediments in abandoned dry valleys.

2. Materials and methods

This study was carried out based on four main steps. The first phase included a theoretical-methodological survey, characterization of the study region as well as a topographic survey to identify the study areas, based on visual interpretation of satellite images (world Imagery, Earth) image of a digital elevation model (DEM) of the SRTM (Shuttle Radar Topography Misssion) project, both acquired from the United States Geological Survey (USGS - https://earthexplorer.usgs.gov/) and the preparation of altitude and slope maps. In the second phase, faciological descriptions and collection of samples were carried out on the field and were sent for laboratory analysis. Thirdly, morphoscopy was performed at the ACILWEBER analytical laboratory, using the Bettersizer S3PLUS equipment and applying the Fraunhofer analysis method - Image, which consists of six steps: Entering the sample data; 2. Measure the white value; 3. Add the sample directly to the analytical container, with agitation at 1600rpm and ultrasound (50W); 4. Activate the cameras (0.5x and 10x) for greater analytical range; 5. Wait for 2 minutes to collect images; 6. After analysis, generate reports for particle size and roundness. The analysis consists of measuring the longest, shortest and intermediate pebbles in the grain, calculating the index for its shape (approaching a sphere, a disk or a rod). The profiles studied were Pedras (Profile 1, Figure 1), Funil (Profiles 2a and 2b) and Extrema (Profile 3). The distribution of the 28 analyzed samples was chosen regarding the depositional strata in each profile analyzed, totalizing 28 samples (Figure 1). Finally, the fourth stage involved the interpretation of the data.

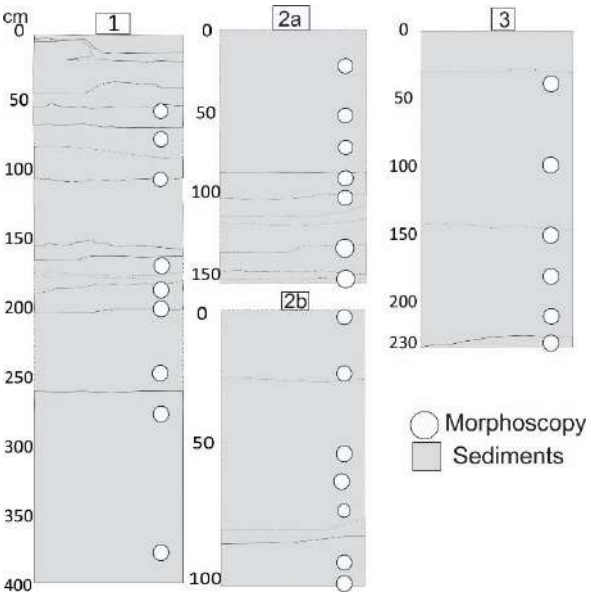


Figure 1 : Distribution of samples in Profile 1 (Pedras), Profile 2/a-b (Funil) and Profile 3 (Extrema)

3. Results

In the studied dry valleys, four profiles were analyzed, and present a variety of sediment types. The Pedras succession (Profile 1) showed a deposition of essentially sandy materials with rounded and sub-rounded pebbles in addition of sparse coal fragments. The stratification of the layers is plane-parallel. In the upper strata, closer to the surface, more clayey deposits are observed, and include also technogenic (anthropic influencer) deposits from nearby limestone extraction areas. The morphoscopy analysis showed that most grains have a diameter below 25 um, reaching 80 µm at 170 cm depth and almost 100 µm at 60 cm depth. The Pedras profile in general showed a circularity index higher than 0.8, with a significant low circularity index at 200cm and 380cm depth in the profile.

Both profiles of the Funil depositional system (2a and 2b) have different deposit layers, the profile 2a present, a small sandy layer at the base, a thick stratum of calcareous tufa mixed with high a silt fraction and a porous wavy crust rich with of molluscs fossils. At the top of the profile, a silty clay material seals the rest. Profile 2b, however, is composed of two main sedimentary units, one essentially sandy at the base and the second is composed of a silty clay layers. Regarding the morphoscopy analysis of this profile, the second largest diameters were found close to the surface (~20cm in depth). The circularity index was higher than 0.8 in all the samples of the profile. However, in profile 2b, a variation of the circularity index is noticed towards the base with a significant increase in the lower part.

Profile 3 (Extrema) presents three main deposit units from base to the top: angular blocks of limestone and sandy material at the base sandy sediments with fragments of coal, and finally, the sandy layers with organic material.

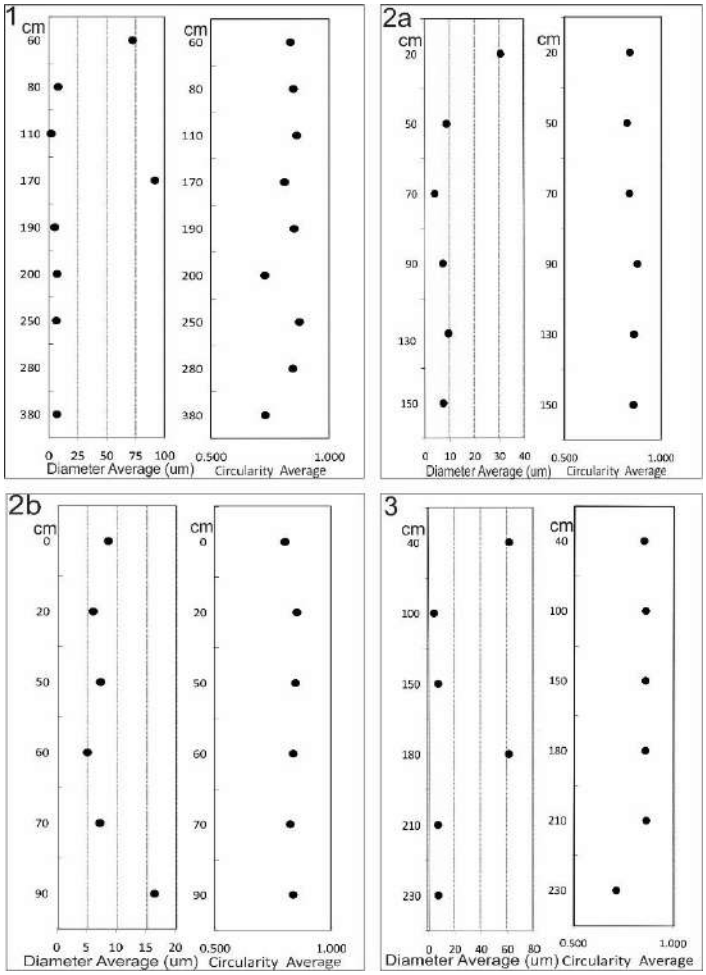


Figure 2: Diameter and average circularity of the analyzed samples Profile 1 (Pedras), Profile 2/a-b (Funil) e Profile 3 (Extrema)

The Profile 3 shows a considerable increase in the grains diameter close to the surface (40cm) and in the middle of the profile, (180cm in depth) while in the rest of the profile, grain diameter remains low, less than 10um. The circularity is higher than 0.7, with a decrease tendency towards the base.

4. Discussion

The studied sediments are originally fluvial deposits that transited through the underground karst system and deposited on nowadays abandonned dry valleys. The high sphericity of the grains may be related to the geomorphological context, since the paleo-rivers originate from the edge of Serra Geral, associated with the Urucuia Group and Chapadão Formation groups. The Urucuia Group, basically composed of sandstones, has three lithofacies that indicate sedimentation processes in a desert environment, dominated by eolian transport. This formation is basically composed of quartz grains, with fine to medium grain-sized particles and rounded grains. The Chapadão Formation crops significantly in the area and corresponds to lateritic dendritic and unconsolidated sands, which resulted from an intense erosive process (CAMPOS; DARDENNE, 1997; CRUZ, 2012b; BERBERT-BORN; TRINDADE, 2003; SIQUEIRA, 2017).

The grains size can be related to the transport distance from the source area. More distant the source area is, the higher is the degree of reworking of the grain will be and consequently the smaller the grain-size will be at the time of its deposition. The diameter can also vary depending on the flow energy, which in turn is linked to paleoclimatic variations. Wetter periods suppose priorly higher water availability and therefore greater transport capacity (HENRIQUES; VALADÃO, 2017; SUGUIO, 1973). Such variations are observed in Profile 3, which presents two similar character with a considerable increase in grainsize at a certain depth.

Furthermore, there are other factors that can influence the grain size, such as the original morphology of the minerals present in the lithology, their cleavage, in situ chemical processes, etc. (SUGUIO, 1973).

5. Conclusion

Morphoscopic analysis, involving diameter and circularity index, proved to be an interesting technique in the characterization of sedimentary deposits. From the data obtained, it was possible to identify sedimentary variations in the analyzed profiles that may be linked to source areas and/or climatic variations. The characteristics of the grains are in agreement with the literature for the indicated source area.

However, further analyzes on other profiles are necessary to confirm these understandings. Such information, linked to other techniques, make it possible to define environmental conditions (for example anthropogenic, climatic and tectonic changes) and to propose models of landscape evolution.

Acknowledgments

The authors would like to thank the Postgraduate Programs in Geography and Applied Geosciences at the University of Brasília (UnB), CAPES, the Postgraduate Deanship of UnB and also the funding obtained by TCCE 01/2018 Vale/ICMBio.

References

ALLEN, J. R. L. **Sedimentary structures their character and physical basis**. 52. ed. New York: ELSEVIER SCIENTIFIC PUBLISHING COMPANY, 1982. v. II

ALLEY, R. B. The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. **Quaternary Science Reviews 19**, v. 19, p. 213}226 The, 2000.

ALVARENGA, C. J. S. DE et al. **Geologia da folha Cavalcante-SD.23-V-C-V**. Brasília: CPRM-SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL, 2007.

ALVES, F. C.; ROSSETTI, D. DE F. INFLUÊNCIA NEOTECTÔNICA NO ESTABELECIMENTO DOS VALES DOS RIOS PARAÍBA E MAMANGUAPE , NORTE DA BACIA PARAÍBA (PB). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 3, n. 17, p. 517–532, 2016.

ASSINE, M. L. et al. Channel arrangements and depositional styles in the São Lourenço fluvial megafan, Brazilian Pantanal wetland. **Sedimentary Geology**, v. 301, p. 172–184, 2014.

AULER, A. S. et al. Cyclic sedimentation in Brazilian caves: Mechanisms and palaeoenvironmental significance. **Geomorphology**, v. 106, n. 1–2, p. 142–153, 2009.

BAI, X. et al. Use of 137Cs and 210Pbex measurements on deposits in a karst depression to study the erosional response of a small karst catchment in Southwest China to land-use change. **Hydrological Processes**, v. 27, n. 6, p. 822–829, 2013.

BAKER, V. R. Paleoflood hydrology: Origin, progress, prospects. **Geomorphology**, v. 101, n. 1–2, p. 1–13, 2008.

BARBERI, M. **Mudanças Paleoambientais na Região dos Cerrados do Planalto Central durante o Quatarnário Tardio: O estudo da Lagoa Bonita, DF**. São Paulo: [s.n.].

BARROS, L. F. DE P. et al. Paleobiogeoclimatic scenarios of the Late Quaternary inferred from fluvial deposits of the Quadrilátero Ferrífero (Southeastern Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 67, p. 71–88, 2016.

BARROS, L. F. DE P.; MAGALHÃES, J. A. P. Quaternary alluvial sedimentation in the Conceição river valley , southeastern Brazil. **Brazilian Journal of Geology ·**, v. 43 (3), n. March 2016, p. 535–554, 2013.

BEHLING, H.; LICHTE, M. Evidence of Dry and Cold Climatic Conditions at Glacial Times in Tropical Southeastern Brazil. **Quaternary Research**, v. 48, n. 3, p. 348–358, 1997.

BENAC, Č. et al. FluviokarBenac, Čedomir, et al. "Fluviokarst and Classical Karst: Examples from the Dinarics (Krk Island, Northern Adriatic, Croatia)." Geomorphology, vol. 184, 2013, pp. 64–73, doi:10.1016/j.geomorph.2012.11.016.st and classical karst: Examples from the . **Geomorphology**, v. 184, p. 64–73, 2013a.

BENAC, Č. et al. Fluviokarst and classical karst: Examples from the Dinarics (Krk Island, Northern Adriatic, Croatia). **Geomorphology**, v. 184, p. 64–73, 2013b.

BERTANI, T. C. et al. Understanding Amazonian fluvial rias based on a Late Pleistocene-holocene analog. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 40, n. 3, p. 285–292, 2015.

BIRD, B. W. et al. A 2,300-year-long annually resolved record of the South American summer monsoon from the Peruvian Andes. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 108, n. 21, p. 8583–8588, 2011.

BRIDGLAND, D.; WESTAWAY, R. Climatically controlled river terrace staircases: A worldwide Quaternary phenomenon. **Geomorphology**, v. 98, n. 3–4, p. 285–315, 15 jun. 2008.

CALDEIRA, D. et al. Late Quaternary episodes of clastic sediment deposition in the Tarimba Cave, Central Brazil. **Quaternary International**, v. 580, n. January, p. 22–37, 2021.

CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE, M. A. Estratigrafia E Sedimentação Da Bacia Sanfranciscana: Uma Revisão. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 3, p. 269–282, 1997.

CARTHEW, K. D.; TAYLOR, M. P.; DRYSDALE, R. N. An

environmental model of fluvial tufas in the monsoonal tropics, Barkly karst, northern Australia. **Geomorphology**, v. 73, n. 1–2, p. 78–100, 2006.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 88–108, 2004.

CASSINO, R. F. et al. Vegetation and fire variability in the central Cerrados (Brazil) during the Pleistocene-Holocene transition was influenced by oscillations in the SASM boundary belt. **Quaternary Science Reviews**, v. 232, n. March, p. 106209, 2020.

CELARINO, A. L. DE S. et al. Paleoenvironmental reconstruction of the Lower Mogi Guaçu River Basin (São Paulo State - Brazil), morphopedosedimentary records and fluvial processes. **Catena**, v. 111, p. 80–97, 2013.

CELARINO, A. L. DE S.; LADEIRA, F. S. B. How fast are soil-forming processes in Quaternary sediments of a tropical floodplain? A case study in southeast Brazil. **Catena**, v. 156, n. October 2016, p. 263–280, 2017.

CHEREM, L. F. S.; VARAJÃO, C. A. C. O PAPEL DA LITO-ESTRUTURA DO CARSTE NA MORFODINÂMICA CENOZÓICA DA SERRA GERAL DE GOIÁS (GO/TO/BA): APROXIMAÇÕES INICIAIS. **Geonorte**, v. 10, p. 180–184, 2014.

CHORLEY, R. J. Geomorphology and general systems theory. **US Geological survey professional paper 500-B**, p. B1–B10, 1962.

COHEN, M. C. L. et al. Landscape evolution during the late Quaternary at the Doce River mouth, Espírito Santo State, Southeastern Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 415, p. 48–58, 2014.

COLLINSON, J.; MOUNTNEY, N.; THOMPSON, D. (EDS.). **Collinson, J Mountney, N Thompson, D**. 3. ed. England: Terra, 2006.

CONSTANTIN D. ATHANASSAS, G. A. W. Geochronology Beyond Radiocarbon: Optically Stimulated Luminescence Dating of Palaeoenvironments and Archaeological Sites. **Elements**, v. 12, n. 1, p. 17–32, 2016.

COX, R. T. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. **Geological Society of America Bulletin**, v. 106, n. 5, p. 571–581, 1994.

CREMON, É. H. et al. The role of tectonics and climate in the late Quaternary evolution of a northern Amazonian River. **Geomorphology**, v. 271, p. 22–39, 2016.

CRISTALLI, P. DE S. **MACROFITOFÔSSEIS EM TUFOS CALCÁRIOS QUATERNÁRIOS DO NORTE DA BAHIA COMO INDICADORËS PALEOCLIMÁTICOS**. [s.l.] UNIVËRSIDADE DE SAO PAULO, 2006.

CRUZ, B. A. DA. **Detalhamento da geologia das unidades carbonáticas do Grupo Bambuí na região de Alvorada do Norte, Goiás.** [s.l.] Universidade de Brasília, 2012a.

CRUZ, B. A. DA. **Detalhamento da geologia das unidades carbonáticas do Grupo Bambuí na região de Alvorada do Norte, Goiás.** [s.l.] UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA, 2012b.

CRUZ, F. W. et al. Reconstruction of regional atmospheric circulation features during the late Pleistocene in subtropical Brazil from oxygen isotope composition of speleothems. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 248, n. 1–2, p. 494–506, 2006.

CRUZ, F. W. et al. Evidence of rainfall variations in Southern Brazil from trace element ratios (Mg/Ca and Sr/Ca) in a Late Pleistocene stalagmite. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 71, n. 9, p. 2250–2263, 2007.

CRUZ, F. W. et al. Orbitally driven east-west antiphasing of South American precipitation. **Nature Geoscience**, v. 2, n. 3, p. 210–214, 2009.

CUNHA, A. M. DA et al. Variações do nível relativo do mar durante o holoceno na bacia do rio una, Cabo Frio - Rio de janeiro: Aspectos sedimentológicos, faciológicos e geocronológicos. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 1, p. 143–154, 2017.

DARDENNE, M. A. **XXX Congresso Brasileiro de Geologia**. Geologia do Grupo Bambuí no Vale do Rio Paranã (Goiás). **Anais**...Recife: 1978

DE OLIVEIRA, M. A. T. et al. Stratigraphy of near-valley head quaternary deposits and evidence of climate-driven slope-channel processes in southern Brazilian highlands. **Catena**, v. 75, n. 1, p. 77–92, 2008.

DE OLIVEIRA, M. A. T.; BEHLING, H.; PESSENDA, L. C. R. Late-

Pleistocene and mid-Holocene environmental changes in highland valley head areas of Santa Catarina state, Southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 26, n. 1, p. 55–67, 2008.

DE WAELE, J. et al. Landscape evolution in the Tacchi area (Central-East Sardinia, Italy) based on karst and fluvial morphology and age of cave sediments. **Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria**, v. 35, n. 2, p. 119–127, 2012.

DE WAELE, J.; PLAN, L.; AUDRA, P. Recent developments in surface and subsurface karst geomorphology: An introduction. **Geomorphology**, v. 106, n. 1–2, p. 1–8, 2009.

DIAS, R. L.; PEREZ FILHO, A. GEOCRONOLOGIA DE TERRAÇOS FLUVIAIS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO CORUMBATAÍ-SP A PARTIR DE LUMINESCÊNCIA OPTICAMENTE ESTIMULADA (LOE). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 2, 2015a.

DIAS, R. L.; PEREZ FILHO, A. Geocronologia De Terraços Fluviais Na Bacia Hidrográfica Do Rio Corumbataí-Sp a Partir De Luminescência Opticamente Estimulada (Loe). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 2, 2015b.

DINIS, P. A. et al. Weathering indices as climate proxies. A step forward based on Congo and SW African river muds. **Earth-Science Reviews**, v. 201, n. May 2019, p. 103039, 2020.

DOTTERWEICH, M. Geomorphology The history of soil erosion and fl uvial deposits in small catchments of central Europe : Deciphering the long-term interaction between humans and the environment — A review. **Geomorphology**, v. 101, p. 192–208, 2008.

FERRAZ-VICENTINI, K. R.; SALGADO-LABORIAU, L. M. L. Palynological analysis of a palm swamp in Central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 9, n. 3–4, p. 207–209, 1996.

FERREIRA, C. F. Detecção De Dolinas Com Apoio De Modelos Digitais De Elevação E Imagens De Alta Resolução: Estudo De Caso Na Apa Nascentes Do Rio Vermelho-Go. 2020.

FIORE, M. et al. OSL dating of sediments from Negro and Solimões rivers - Amazon, Brazil. **Radiation Physics and Chemistry**, v. 95, p. 113–115, 2014.

FONSÊCA, D. N. et al. Coupling of tectonic factors and precipitation variability as a driver of Late Quaternary aggradation in Northeast Brazil. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 45, n. 14, p. 3525–3539, 2020.

FORD, D.; WILLIAMS, P. **Karst Hydrogeology and Geomorphology**. 2. ed. Chichester: Wiley, 2007.

FORD; PEDLEY, H. M. A review of tufa and travertine deposits of the world. **Earth-Science Reviews**, v. 41, n. 3–4, p. 117–175, 1996a.

FORD, T. D.; PEDLEY, H. M. A review of tufa and travertine deposits of the world. **Earth-Science Reviews**, v. 41, n. 3–4, p. 117–175, 1996b.

FURLEY, P. A. The nature and diversity of neotropical savanna vegetation with particular reference to the Brazilian cerrados. **Global Ecology and Biogeography**, v. 8, n. 3–4, p. 223–241, 1999.

GALBRAITH, R. F. et al. Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, northern Australia: Part I, experimental design and statistical models. **Archaeometry**, v. 41, n. 2, p. 339–364, 1999.

GAN, M. A.; KOUSKY, V. E.; ROPELEWSKI, C. F. The South America Monsoon circulation and its relationship to rainfall over west-central Brazil. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 47–66, 2004.

GARZANTI, E.; RESENTINI, A. Provenance control on chemical indices of weathering (Taiwan river sands). **Sedimentary Geology**, v. 336, p. 81–95, 2016.

GASPAR, M. T. P.; CAMPOS, J. E. G. O Sistema Aqüífero Urucuia. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, n. S4, p. 216–226, 2007.

GIOIA, D. et al. Fluvial landforms in relation to the geological setting in the “Murge Basse” karst of apulia (Bari metropolitan Area, Southern Italy). **Journal of Maps**, v. 7, p. 148–155, 2011.

GONÇALVES JÚNIOR, E. S. et al. Pleistocene-Holocene sedimentation of Solimões-Amazon fluvial system between the tributaries Negro and Madeira , Central Amazon. **Brazilian Journal of Geology**, v. 46, n. June, p. 167–180, 2016.

GONTIJO, A. H. F. **Morfotectônica do médio vale do rio Paraíba do Sul: região da serra da Bocaina, Estados de São Paulo e Rio de Janeiro.** [s.l: s.n.].

GUÉRIN, G.; MERCIER, N.; ADAMIEC, G. Dose-rate

conversion factors: update. **Ancient tL**, v. 16, n. 2, p. 37–50, 2011.

GUTIÉRREZ, F. et al. Paleoflood records from sinkholes using an example from the Ebro River floodplain, northeastern Spain. **Quaternary Research**, v. 88, n. 1, p. 71–88, 2017a.

GUTIÉRREZ, F. et al. Paleoflood records from sinkholes using an example from the Ebro River floodplain, northeastern Spain. **Quaternary Research**, 2017b.

HENRIQUES, R. J.; VALADÃO, R. C. **Morfoscopia Da Fração Areia De Formações Alúvio -**. XVIII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada. **Anais**...Campinas -SP: 2017

HODELL, D. A. et al. Onset of ‘“ Hudson Strait ”’ Heinrich events in the eastern North Atlantic at the end of the middle Pleistocene transition ($ 640 ka)? **Paleoceanography**, v. 23, p. 1–16, 2008.

HOLBROOK, J.; SCHUMM, S. A. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: A brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. **Tectonophysics**, v. 305, n. 1–3, p. 287–306, 1999.

HONGYU, K.; JORGE, G.; JUNIOR, D. O. Análise de Componentes Principais : resumo teórico , aplicação e interpretação. **Engineering and Science 2015,** v. 1, p. 83–90, 2015.

HOWARD, A. D. DRAINAGE ANALYSIS IN GEOLOGIC INTERPRETATION A SUMMATION. **THE AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS BULLETIN**, v. 51, n. 11, p. 2246–2259, 1967.

HUGGET, R. J. **Fundamentals of Geomorphology**. 2. ed. New York: Routledge, 2007. v. 11

HUSSAIN, Y. et al. The potential use of geophysical methods to identify cavities, sinkholes and pathways for water infiltration: a case study from Mambaí, Brazil. 2020.

J. P. GALVE, 1 F. GUTIÉRREZ, 1 * P. LUCHA, 1 J. GUERRERO, 1 J. BONACHEA, 2 J. REMONDO2 AND A. CENDRERO. Probabilistic sinkhole modelling for hazard assessment. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 34, n. August 2007, p. 155–161, 2009.

JAILLET, S. et al. Karstification as geomorphological evidence of river incision: The karst of Cousance and the Marne valley (eastern Paris Basin). **Terra Nova**, v. 16, n. 4, p. 167–172, 2004.

JERIN, T.; PHILLIPS, J. Local efficiency in fluvial systems: Lessons from Icicle Bend. **Geomorphology**, v. 282, p. 119–130, 2017.

JOCY, O.; CRUZ, B. **ESPELEOLOGIA E LICENCIAMENTO AMBIENTAL**. Brasília: ICMBio, 2019.

KARMAN, I. CICLO DA ÁGUA, água subterranea e a sua ação geológica. In: TEIXEIRA, W. (Ed.). . **Decifrando a Terra**. São Paulo: Oficina de textos, 2000. p. 113–138.

KARMANN, I. **Evolução e dinâmica atual do sistema cárstico do alto vale do ribeira de Iguapé, sudeste do estado de São Paulo**. [s.l.] Universidade de São paulo, 1994.

KOŠUTNIK, J. Questions of dry valleys in Karst: Case study of Mali dol, Kras (Slovenia). **Acta Carsologica**, v. 36, n. 3, p. 425–431, 2007.

KRONBERG, B. I.; FRALICK, P. W.; BENCHIMOL, R. E. Late Quaternary sedimentation and palaeohydrology in the Acre foreland basin , SW Amazonia. p. 311–323, 1998.

LANG, A. Recent advances in dating and source tracing of fluvial deposits. **Sediment Dynamics in Changing Environments**, v. 325, p. 3–12, 2008.

LATRUBESSE, E. M.; FRANZINELLI, E. The Holocene alluvial plain of the middle Amazon River, Brazil. **Geomorphology**, v. 44, n. 3–4, p. 241–257, 2002.

LATRUBESSE, E. M.; FRANZINELLI, E. The late Quaternary evolution of the Negro River, Amazon, Brazil: Implications for island and floodplain formation in large anabranching tropical systems. **Geomorphology**, v. 70, n. 3- 4 SPEC. ISS., p. 372–397, 2005.

LATRUBESSE, E. M.; KALICKI, T. Late Quaternary Palaeohidrological Changes in the Upper Purus Basin, Southwestern Amazonia, Brazil. **Late Quaternary paleohydrological changes**, v. 129, n. January, p. 41–59, 2002.

LEDRU, M. Late Quaternary Environmental and Climatic Changes in Central Brazil. **Quaternary Research**, v. 39, n. 90–89, p. 9, 1993.

LELI, I. T.; STEVAUX, J. C.; ASSINE, M. L. Genesis and sedimentary record of blind channel and islands of the anabranching river: An evolution model. **Geomorphology**, v. 302, p. 35–45, 2018.

LELI, I. T.; STEVAUX, J. C.; ASSINE, M. L. Architecture, sedimentary facies and chronology of a composite island: A model from the Upper Paraná River, Brazil. **Geomorphology**, v. 372, p. 107457, 2021.

LEONARDI BRICALLI, L. Procedimentos Metodológicos e Técnicas em Geomorfologia Tectônica. **Espaço Aberto**, v. V.6, n. 1, p. 75–110, 2016.

LEWIN, J.; MACKLIN, M. G. Preservation potential for late quaternary river alluvium. **Journal of Quaternary Science**, v. 18, n. 2, p. 107–120, 2003.

LONG, J. A.; STOY, P. C. Quantifying the periodicity of Heinrich and Dansgaard – Oeschger events during Marine Oxygen Isotope Stage 3. **Quaternary Research**, v. 79, n. 3, p. 413–423, 2013.

MAGALHÃES, A. J. C. et al. Ground penetrating radar for facies architecture and high-resolution stratigraphy: Examples from the Mesoproterozoic in the Chapada Diamantina Basin, Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 86, p. 1191–1206, 2017.

MAGALHÃES, J. et al. DINÂMICA FLUVIAL QUATERNÁRIA DO RIO MARACUJÁ, QUADRILÁTERO FERRÍFERO (MG). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 1, p. 3–14, 2012.

MAGALHÃES JUNIOR, A. P. et al. OSL dating of sediments from a mountainous river in southeastern Brazil: Late Cenozoic tectonic and climatic implications. **Geomorphology**, v. 132, n. 3–4, p. 187–194, 2011.

MAKASKE, B. et al. Upstream and downstream controls of recent avulsions on the Taquari megafan, Pantanal, south-western Brazil. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 37, n. 12, p. 1313–1326, 2012.

MARÇAL, M. DOS S. et al. SEDIMENTAÇÃO FLUVIAL QUATERNÁRIA NO VALE DO ALTO CURSO DO RIO MACAÉ , ESTADO DO RIO DE JANEIRO , BRASIL FLUVIAL QUATERNARY SEDIMENTATION IN HIGH VALLEY OF MACAÉ RIVER , STATE OF RIO DE JANEIRO , BRAZIL. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, p. 449–467, 2015.

MARQUES NETO, R.; PEREZ FILHO, A. Neotectônica Na Bacia Do Rio Verde, Sul De Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 3, p. 313–322, 2013.

MELÓN, P.; ALONSO-ZARZA, A. M. The Villaviciosa tufa: a scale model for an active cool water tufa system, Guadalajara (Spain). **Facies**, v. 64, n. 1, p. 1–16, 2018.

MENG, C. et al. Mo marine geochemistry and reconstruction of ancient ocean redox states. **Science China: Earth Sciences**, v. 58, p. 1–11, 2015.

MESCOLOTTI, P. C. et al. Fluvial aggradation and incision in the Brazilian tropical semi-arid: Climate-controlled landscape evolution of the São Francisco River. **Quaternary Science Reviews**, v. 263, 2021.

MIALL, A. D. A review of the braided river depositional environment. **Earth-Sciences Reviews**, v. 13, p. 1–62, 1977.

MIALL, A. D. Architectural-Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. **Earth-Science Reviews Elsevier Science Publishers B.V**, v. 22, p. 261–308, 1985.

MIRANDA, H. C. B. DE. Interpretação conjunta de dados de GPR e medidas de permeabilidade sobre um análogo de reservatorio siliciclástico falhado na bacia de tucano, NE do Brasil. p. 40–89, 2004.

MIRANDA, M. C. D. C.; ROSSETTI, D. D. F.; PESSENDA, L. C. R. Quaternary paleoenvironments and relative sea-level changes in Marajó Island (Northern Brazil): Facies, δ13C, δ15N and C/N. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 282, n. 1–4, p. 19–31, 2009.

MIRANDA, S. A. M. **USO E OCUPAÇÃO DO SOLO NA APA DAS NASCENTES DO RIO VERMELHO : CONFLITO SOCIOAMBIENTAL EM MAMBAÍ – GO**. [s.l.] Universidade de Brasília, 2016.

MONOD, O.; KUZUCUOĞLU, C.; OKAY, A. I. A miocene palaeovalley network in the western Taurus (Turkey). **Turkish Journal of Earth Sciences**, v. 15, n. 1, p. 1–23, 2006.

MORAIS, E. DE S. et al. Floodplain evolution in a con fl uence zone : Paraná and Ivaí rivers , Brazil. **Geomorphology**, v. 257, p. 1–9, 2016.

MORAIS, E. S. et al. Late Pleistocene-Holocene landscape evolution in the lower Peixe river, Brazil: A meandering river valley. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 102, n. February, p. 102664, 2020.

MOTTA, J. A. O. **PROJETO CAVERNAS DE MAMBAÍ: CARACTERIZAÇÃO DO ECOSSISTEMA CÁRSTICO LOCALIZADO NO MUNICÍPiO DE MAMBAÍ E ENTORNO**. Goiânia: Ministério Do Meio Ambiente - MMA, 2003.

MOURA-LIMA, E. N. et al. 3-D geometry and luminescence chronology of Quaternary soft-sediment deformation structures in gravels, northeastern Brazil. **Sedimentary Geology**, v. 235, n. 3–4, p. 160–171, 2011.

MOURA, M. C. S. DE et al. Estudo multivariado de solos urbanos da cidade de Teresina. **Química Nova**, v. 29, n. 3, p. 429–435, 2006.

MURRAY, A. S.; WINTLE, A. G. Luminescence dating of quartz using an improved single- aliquot regenerative-dose protocol. **Radiation Measurements**, v. 32, p. 57–73, 2000a.

MURRAY, A. S.; WINTLE, A. G. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. **Radiation Measurements**, v. 32, n. 1, p. 57–73, 2000b.

MURRAY, A. S.; WINTLE, A. G. The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. **Radiation Measurements**, v. 37, n. 4–5, p. 377–381, 1 ago. 2003.

MYLÈNE BERBERT-BORN; TRINDADE, J. S. DA. Introdução à geomorfologia e espelologia da região de Mambaí, Goiás. In: MOTTA, J. A. O. (Ed.). . **Projeto cavernas Mambaí: Caracterização do ecossistema cárstico localizado no município de Mambaí e entorno.** Goias: Ministério Do Meio Ambiente - MMA, 2003. p. 41–76.

NOLLER, J. S. et al. Introduction to Quaternary geochronology. In: JAY STRATTON NOLLER , JANET M. SOWERS, W. R. L. (Ed.). . **Quaternary Geochronology: Methods and Applications,**. 4. ed. [s.l.] American Geophysical Union, 2000. p. 1–10.

NOVELLO, V. F. et al. Multidecadal climate variability in Brazil's Nordeste during the last 3000 years based on speleothem isotope records. **Geophysical Research Letters**, v. 39, n. 23, p. 1–6, 2012.

NOVELLO, V. F. et al. A high-resolution history of the South American Monsoon from Last Glacial Maximum to the Holocene. **Scientific Reports**, v. 7, n. March, p. 1–8, 2017a.

NOVELLO, V. F. et al. A high-resolution history of the South American Monsoon from Last Glacial Maximum to the Holocene. **Nature Publishing Group**, n. February, p. 1–8, 2017b.

NOVELLO, V. F. et al. Vegetation and environmental changes in tropical South America from the last glacial to the Holocene documented by multiple cave sediment proxies. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 524, p. 115717, 2019.

NUNES, J. G. D. S. **Mapeamento de solos através de técnicas diretas e indiretas na Apa Nascentes Do Rio Vermelho, Mambaí-GO**. [s.l.] UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UNB, 2020.

OLIVEIRA, E. C. DE. Oliveira, e.c. **Dissertação de Mestrado**, p. 1–149, 2009.

OLIVEIRA, M. A. T. DE et al. Registro de mudanças ambientais pleistocênicas e holocênicas em depósitos de cabeceira de vale : Campo Alegre , Planalto Norte Catarinense (SC). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, n. 3, p. 474–487, 2006.

OLIVEIRA, P. V. et al. The dasypodidae (mammalia, xenarthra) from the urso fóssil cave (quaternary), parque nacional de ubajara, state of ceará, Brazil: Paleoecological and taxonomic aspects. **Anais da Academia Brasileira de Ciencias**, v. 86, n. 1, p. 147–158, 2014.

OMUOMBO, C.; WILLIAMSON, D.; OLAGO, D. Biogeochemical proxy evidence of gradual and muted geolimnological response of Lake Nkunga, Mt. Kenya to climate changes and human influence during the past millennium. **Scientific African journal**, v. 8, n. 00416, p. 1–14, 2020.

ÖZTÜRK, M. Z. Fluvio-karstic evolution of the Taşeli Plateau (Central Taurus, Turkey). **Turkish Journal of Earth Sciences**, v. 29, n. 5, p. 733–746, 2020.

PAISANI, JÚLIO CÉSAR et al. PEDOGÊNESE E MORFOGÊNESE NO MÉDIO VALE DO RIO MARRECAS DURANTE O QUATERNÁRIO TARDIO - SUL DO BRASIL. **RA'E GA - O Espaco Geografico em Analise**, v. 40, p. 177–194, 2017a.

PAISANI, J. C. et al. O Papel Das Mudanças Climáticas Do Quaternário Superior Na Dinâmica Evolutiva De Paleovale De Segunda Ordem (Sul Do Brasil). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 1, p. 103–116, 2013.

PAISANI, J. C. et al. Paleosols in low-order streams and valley heads in the Araucaria Plateau - Record of continental environmental conditions in southern Brazil at the end of MIS 3. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 54, p. 57–70, 2014.

PAISANI, J. C. et al. Dinâmica de rampa de colúvio na superfície de palmas / água doce durante o quaternário tardio – bases para compreender a evolução das encostas no planalto das araucárias. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 4, 2017b.

PANIZZA, A. D. C.; FONSECA, F. P. TÉCNICAS DE INTERPRETAÇÃO VISUAL DE IMAGENS. **GEOUSP - Espaço e Tempo**, v. 30, p. 30–43, 2011.

PEDLEY, H. M. Classification and environmental models of cool freshwater tufas. v. 68, p. 143–154, 1990.

PESSENDA, L. C. R. et al. The evolution of a tropical rainforest/grassland mosaic in southeastern Brazil since 28,000 14C yr BP based on carbon isotopes and pollen records. **Quaternary Research**, v. 71, n. 3, p. 437–452, 2009.

PETROVIĆ, A. S.; ĆALIĆ, J.; GAJOVIĆ, V. Paleodrainage network reconstruction on Miroč Mt. (Eastern Serbia). **Revista de Geomorfologie**, v. 18, n. 1, p. 69–76, 2016.

PHILLIPS, J. D. et al. Divergent evolution in fluviokarst landscapes of central Kentucky. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 29, n. 7, p. 799–819, 2004.

PHILLIPS, J. D. Landform transitions in a fluviokarst landscape. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 61, n. 2, p. 109–122, 2017.

PHILLIPS, J. D. Historical contingency in fluviokarst landscape evolution. **Geomorphology**, v. 303, n. February, p. 41–52, 2018.

PHILLIPS, J. D.; WALLS, M. D. Nonlinear Processes in Geophysics Flow partitioning and unstable divergence in fluviokarst evolution in central Kentucky. **Nonlinear Processes in Geophysics**, v. 11, p. 371–381, 2004.

PILÓ, L. B.; AULER, A. S. Introdução à espeleologia. In: JOCY, O.; CRUZ, B. (Eds.). . **ESPELEOLOGIA E LICENCIAMENTO AMBIENTAL**. Brasilia: ICMBio, 2019. p. 265.

PRESCOTT, J. R.; HUTTON, J. T. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: Large depths and long-term time variations. **Radiation Measurements**, v. 23, n. 2–3, p. 497–500, 1994.

PUPIM, F. DO N.; ASSINE, M. L.; SAWAKUCHI, A. O. Late Quaternary Cuiabá megafan, Brazilian Pantanal: Channel patterns and paleoenvironmental changes. **Quaternary International**, v. 438, p. 108–125, 2017.

REBOITA, M. S. et al. Entendendo o tempo e o clima na América do Sul. **Terrae Didatica**, v. 8, n. 1, p. 34, 2015.

RIBEIRO, L. M. A. L. et al. OSL dating of Brazilian fluvial carbonates (tufas) using detrital quartz grains. **Quaternary International**, v. 362, p. 146–156, 2015.

RO CHARLTON. **Fundamentals of Fluvial Geomorphology**. 1. ed. New York: Routledge, 2008.

ROSSETTI, D. F. et al. Late Quaternary sedimentation in the Paraíba Basin, Northeastern Brazil: Landform, sea level and tectonics in Eastern South America passive margin. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 300, n. 1–4, p. 191–204, 2011.

ROSSETTI, D. F. et al. A Late Pleistocene-Holocene wetland megafan in the Brazilian Amazonia. **Sedimentary Geology**, v. 282, p. 276–293, 2012.

ROSSETTI, D. F. et al. Late Quaternary fluvial terrace evolution in the main southern Amazonian tributary. **Catena**, v. 116, p. 19–37, 2014.

ROSSETTI, D. F. et al. Mid-Late Pleistocene OSL chronology in western Amazonia and implications for the transcontinental Amazon pathway. **Sedimentary Geology**, v. 330, p. 1–15, 2015.

ROSSETTI, D. F. et al. The imprint of Late Holocene tectonic reactivation on a megafan landscape in the northern Amazonian wetlands. **Geomorphology**, v. 295, n. July, p. 406–418, 2017.

ROSSETTI, D. F.; ALVES, F. C.; VALERIANO, M. M. A tectonically-triggered late Holocene seismite in the southern Amazonian lowlands, Brazil. **Sedimentary Geology**, v. 358, p. 70–83, 2017.

ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M. Late Quaternary drainage dynamics in northern Brazil based on the study of a large paleochannel from southwestern Marajó Island. **Anais da Academia Brasileira de Ciencias**, v. 80, n. 3, p. 579–593, 2008.

ROSSETTI, D. F.; VALERIANO, M. M.; THALES, M. An abandoned estuary within Marajo Island: Implications for late quaternary paleogeography of northern Brazil. **Estuaries and Coasts**, v. 30, n. 5, p. 813–826, 2007.

SALGADO-LABOURIAU, M. L. et al. Late Quaternary vegetational and climatic changes in cerrado and palm

swamp from Central Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 128, n. 1 997, 1997.

SALLUN, ALETHEA E. .; SUGUIO, KENITIRO. Quaternary colluvial episodes (Upper Paraná River Hydrographic Basin , Brazil). **Anais da Academia Brasileira de Ciencias**, v. 82, p. 701–715, 2010.

SALLUN FILHO, W. et al. A deposição de tufas quaternárias no estado de Mato Grosso do Sul: Proposta de definição da Formação Serra da Bodoquena. **Geologia USP - Serie Cientifica**, v. 9, n. 3, p. 47–60, 2009.

SAWAKUCHI, A. O. et al. Optically stimulated luminescence and isothermal thermoluminescence dating of high sensitivity and well bleached quartz from Brazilian sediments: from Late Holocene to beyond the Quaternary? **Brazilian Journal of Geology**, v. 46, n. suppl 1, p. 209–226, 2016.

SILVA, M. N. A. et al. Did Sea-Level Changes Affect the Brazilian Amazon Forest During the Holocene? **Radiocarbon**, v. 60, n. 1, p. 1–22, 2018.

SILVA, V. B. S.; KOUSKY, V. E. The South American Monsoon System: Climatology and Variability. **Modern Climatology**, p. 123- 152, 2012.

SIQUEIRA, D. D. '. **MAPEAMENTO GEOLÓGICO DO PARQUE NATURAL MUNICIPAL DO PEQUI – MAMBAÍ / GO**. [s.l.] UFRJ, 2017.

SOARES, E. A. A.; TATUMI, S. H.; RICCOMINI, C. OSL age determinations of Pleistocene fluvial deposits in Central Amazonia. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 82, n. 3, p. 691–699, 2010.

SOMMERFIELD, C. K.; NITTROUER, C. A.; FIGUEIREDO, A. G. Stratigraphic evidence of changes in Amazon shelf sedimentation during the late Holocene. **Marine Geology**, v. 125, n. 3–4, p. 351–371, 1995.

SORIANO, M. A.; SIMÓN, J. Alluvial dolines in the central Ebro basin, Spain: a spatial and developmental hazard analysis. **Geomorphology**, v. 11, n. 4, p. 295–309, 1995.

SOUZA, A. D. O.; PEREZ FILHO, A. PROCESSOS , AMBIENTES DEPOSICIONAIS E GEOCRONOLOGIAS DAS COBERTURAS SUPERFICIAIS SOBRE APLAINAMENTOS NEOGÊNICOS E TERRAÇOS FLUVIAIS NA BACIA DO RIBEIRÃO ARAQUÁ , DEPRESSÃO PERIFÉRICA. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 1, p. 107–126, 2018.

SOUZA, A. O. et al. Holocene climate pulses and structural controls on the geomorphological estuarine evolution of the Iguape River, São Paulo, Brazil. **Continental Shelf Research**, v. 205, n. June, 2020.

STEVAUX, J. C. Climatic events during the Late Pleistocene and Holocene in the Upper Parana River: Correlation with NE Argentina and South-Central Brazil. **Quaternary International**, v. 72, p. 73–85, 2000.

STORANI, D. L.; PEREZ FILHO, A. NEW INFORMATION ON GEOCHRONOLOGY IN LEVELS OF THE LOW RIVER TERRACE OF RIO MOGI GUAÇU IN SÃO PAULO , BRAZIL. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 2, 2015.

STRÍKIS, N. M. **PALEOPLUVIOSIDADE NO NORTE DE MINAS GERAIS DURANTE O GLACIAL TARDIO E HOLOCENO COM BASE EM REGISTROS DE ESPELEOTEMAS**. [s.l.] UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO, 2011.

STRÍKIS, N. M. et al. Abrupt variations in South American monsoon rainfall during the Holocene based on a speleothem record from central-eastern Brazil. **Geology**, v. 39, n. 11, p. 1075–1078, 2011.

STRÍKIS, N. M. **Atividade do Sistema de Monção Sul-americana na porção central do Brasil durante o último período glacial a partir da aplicação de isótopos de oxigênio em espeleotemas**. São Paulo: Instituto de Geociências -USP, 2015.

STRÍKIS, N. M.; NOVELLO, V. F. EVOLUÇÃO HIDROLÓGICA DO BRASIL DURANTE O PLEISTOCENO SUPERIOR E HOLOCENO. **Paleontologia: Cenários de Vida – Paleoclimas**, p. 335–343, 2014.

STUMPF, C. F. **Variabilidade do sistema de monão da América do Sul durante o Pleistoceno Tardio e Holoceno a partir de espeleotemas da Caverna São Mateus (PETER-GO)**. [s.l.] Universidade de Brasília-UnB, 2019.

SUGUIO, K. **Introdução a sedimentologia / Kenitiro Suguio**. [s.l: s.n.].

SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology**. New York: [s.n.].

THIAGARAJAN, N. et al. circulation changes in the deep ocean. **Nature**, v. 511, n. 7507, p. 75–78, 2014.

TIRLA, L.; MIREA, I.; VIJULIE, L. Geomorphological and

structural patterns of the scarp-related steep dry valleys in limestone ridges: A case study from South Carpathians, Romania. **Géomorphologie: relevo, processus, ambiente**, v. 22, p. 1–20, 2016.

TRAVASSOS, L. E. P. **Princípios de Carstologia e Geomorfologia Cárstica**. Brasília: Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade, 2019.

TRUMBORE, S. E. Radiocarbon Geochronology INTRODUCTION THEORY OF DATING METHOD. [s.d.].

TURCQ, B. et al. Paleohydrology and Paleoclimate of the Past 33 , 000 Years at the Tamandua ´ River , Central Brazil. **QUATERNARY RESEARCH**, v. 294, n. 47, p. 284–294, 1997.

UTIDA, G. Variações Paleoambientais e Paleoclimáticas durante o Holoceno no Rio Grande do Norte a partir do estudo de registros geoquímicos de sedimentos de lagos e cavernas. p. 184, 2016.

VALENTE, C. R.; LATRUBESSE, E. M. Fluvial archive of peculiar avulsive fluvial patterns in the largest Quaternary intracratonic basin of tropical South America: The Bananal Basin, Central-Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 356–357, p. 62–74, 2012.

VALÉZIO, E. V.; PEREZ FILHO, A. DINÂMICA ANTRÓPICA NO CANAL FLUVIAL DO CÓRREGO TUCUM - SÃO PEDRO , SÃO PAULO (BRASIL). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 4, p. 1–8, 2015.

WALLINGA, J. et al. Testing optically stimulated luminescence dating of sand-sized quartz and feldspar from fluvial deposits. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 193, n. 3–4, p. 617–630, 2001.

WANG, W.; JINLING, L.; XIADON, Z. Climate indexes of phytoliths from Homo erectus? cave deposits in Nanjing. **Chinese Science Bulletin**, v. 48, n. 18, p. 2005–2006, 2003.

WANG, X. et al. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. **Nature**, v. 432, n. 7018, p. 740–743, 2004.

WOODSIDE, J.; PETERSON, E. W.; DOGWILER, T. Longitudinal profile and sediment mobility as geomorphic tools to interpret the history of a fluviokarst stream system. **International Journal of Speleology**, v. 44, n. May, p. 197–206, 2015.

WRIGHT, J. D. Global Climate Change in Marine Stable Isotope Records. **University of Maine, Department of Geological Sciences and Institute for Quaternary Studies**, p. 433, 1947.

YANG, X. et al. Determination of soil texture by laser diffraction method. **Soil Science Society of America Journal**, v. 79, n. 6, p. 1556–1566, 2015.

CAPÍTULO 9

Universidade de Brasília
Instituto de Ciências Humanas
Departamento de Geografia
Programa de Pós-Graduação em Geografia

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

IMPACTOS HIDROLÓGICOS DA RESTAURAÇÃO AMBIENTAL DE UMA ÁREA DE CARSTE NOS CERRADOS

Maria Rita Souza Fonseca

Tese de Doutorado

Brasília-DF, Julho de 2022

Universidade de Brasília
Instituto de Ciências Humanas
Departamento de Geografia
Programa de Pós-Graduação em Geografia

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

IMPACTOS HIDROLÓGICOS DA RESTAURAÇÃO AMBIENTAL DE UMA ÁREA DE CARSTE NOS CERRADOS

Maria Rita Souza Fonseca

Orientador: Rogério Soares Elias Uagoda

Tese de Doutorado

Brasília-DF, Julho de 2022

Universidade de Brasília
Instituto de Ciências Humanas
Departamento de Geografia
Programa de Pós-Graduação em Geografia

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

IMPACTOS HIDROLÓGICOS DA RESTAURAÇÃO AMBIENTAL DE UMA ÁREA DE CARSTE NOS CERRADOS

Maria Rita Souza Fonseca

Tese de Doutorado submetida ao Departamento de Geografia da Universidade de Brasília, como parte dos requisitos necessários para a obtenção do Grau de Doutor Geografia, área de concentração Gestão Ambiental e Territorial, opção Acadêmica.

Aprovado por:

_____
Prof. Dr. Rogério Elias Soares Uagoda
(Orientador)

_____
Prof. Dr. Leonardo José Cordeiro Santos
(Examinador Externo)

_____
Prof. Dr. André de Souza Avelar
(Examinador Externo)

_____
Prof. Dr. Paulo de Tarso S. Oliveira
(Examinador Externo)

Brasília-DF, 29 de junho de 2022

Universidade de Brasília
Instituto de Ciências Humanas
Departamento de Geografia
Programa de Pós-Graduação em Geografia

FONSECA, MARIA RITA SOUZA

Impactos Hidrológicos da Restauração Ambiental de uma Área de Carste nos Cerrados, 123 p., (UnB – Geografia, Doutor, Gestão Ambiental e Territorial, 2022).

Tese de Doutorado – Universidade de Brasília. Pós-Graduação em Geografia.

1. Hidrossendimentologia
2. Restauração
3. Carste
4.Cerrados
I. UnB. Geografia
II. Título (série)

É concedida à Universidade de Brasília permissão para reproduzir cópias desta tese e emprestar ou vender tais cópias somente para propósitos acadêmicos e científicos. O autor reserva outros direitos de publicação e nenhuma parte desta tese de doutorado pode ser reproduzida sem a autorização por escrito do autor.

_____
Maria Rita Souza Fonseca

Dedicatória

Aos meus pais, Celso e Maria José; aos meus filhos, Maíra e Ravi; e ao meu país, Brasil, dedico esta tese.

Agradecimentos

Ao meu orientador, Professor Rogério Uagoda, pelo incentivo, apoio, amizade, e motivação durante os quatro anos.

Ao professor Henrique M L Chaves, do Departamento de Engenharia Florestal, pelas ideias, co-orientação, apoio nos trabalhos de campo, e amizade.

Aos colegas Dandara e Adivane, pela amizade e companheirismo.

A Valder Barbosa (Veinho), fundamental no apoio de meu trabalho de campo.

A Alexandre Sampaio (ICMBio), Barbara Pacheco (VerdeNovo) e Gustavo Paiva (Tikré Brasil) pelo apoio no âmbito do Projeto de Restauração Ecológica.

A toda a equipe do ICMBio de Mambaí/GO, pelo apoio logístico, fundamental durante os quatro anos da pesquisa: Sandro, Lauana, Raoni, Zenaide, Hericlei, Joaz.

Aos coordenadores dos Laboratórios de Física do Solo da UnB, professor Tairone Leão e Lageq – Laboratório de Geoquímica da UnB, professor Jeremie, pelo apoio nas análises.

Apoio Financeiro

A autora agradece o apoio financeiro da CAPES-Brasil pela bolsa de estudo, e ao TCCE 01/2018 - Vale/ICMBio, processo n° 02667.000110/2017-10: Susceptibilidade, Hidrologia e Geomorfologia Cárstica Aplicadas à Conservação do Patrimônio Espeleológico da Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho (DOU n° 99 SEÇÃO 3 de 24/05 de 2018), fornecendo os equipamentos, análises, monitoramento, diárias e logística de campo para o projeto.

Resumo

Impactos Hidrológicos da Restauração Ambiental de uma Área de Carste nos Cerrados.

Autora: Maria Rita Souza Fonseca
Orientador: Rogério S. E. Uagoda

A erosão hídrica é uma das principais causas de degradação do solo, com vastas áreas cultivadas e naturais sendo perdidas anualmente devido à erosão do solo. Em paisagens cársticas, impactos *on* e *off site* ocorrem devido à vulnerabilidade intrínseca e à mudança da cobertura vegetal natural. Por outro lado, a restauração ecológica é uma alternativa capaz de devolver o equilíbrio ao sistema. Os Cerrados, incluindo as zonas cársticas, vêm sofrendo impactos significativos em suas paisagens naturais, decorrentes da conversão da vegetação natural em áreas antrópicas. Nas áreas cársticas, esses impactos incluem a desertificação rochosa, a erosão do solo, e redução das vazões e piora da qualidade da água. Assim, além da erosão nas vertentes (impacto *on-site*), com a subsequente perda de nutrientes, os efeitos *off-site* da erosão incluem a sedimentação das cavernas e cursos d'água, a jusante. Enquanto a tolerância de perda de solo *on-site* nos Cerrados varia entre 4 e12 Mg ha^{-1} ano^{-1}, a tolerância *off-site*, relativa à sedimentação, é de apenas 1,0 Mg ha^{-1} ano^{-1}. O objetivo geral da pesquisa foi avaliar o comportamento hidrossedimentológico de áreas naturais, degradadas, e restauradas de dois tipos de Neossolos (Litólico e Quartzarênico), presentes numa encosta que converge para a Gruna da Tarimba, uma dolina localizada na APA-Nascentes do Rio Vermelho. Para tanto, o estudo foi dividido em três partes: a) Uma meta-análise de dados de perdas de água e solo de parcelas existentes nos Cerrados; b) Um estudo experimental com parcelas de enxurrada (USLE), instalado numa área degradada de carste de Mambaí-GO; c) Um estudo hidrossedimentológico da vertente convergente para uma dolina, na mesma área. O efeito de diferentes coberturas (solo descoberto, restauração ecológica com espécies nativas, e Cerrado *sensu strictu*) foi analisado durante 3 anos hidrológicos. A vertente no entorno das parcelas foi também restaurada, com espécies nativas e pastagem. Nos três anos analisados, o volume de escoamento superficial nas parcelas diminuiu de 546 mm ano^{-1}, na condição degradada, até 360 mm ano^{-1}, na condição restaurada. A perda de solo média diminuiu de 34 Mg ha^{-1} ano^{-1} para cerca de 5 Mg ha^{-1} ano^{-1}, respectivamente. No caso da parcela sob cerrado natural, a perda de solo foi ainda menor, de 0,7 Mg ha^{-1} ano^{-1}. A tolerância de perda de solo foi ultrapassada na parcela descoberta nos três anos hidrológicos. No último ano analisado, a perda de solo das parcelas restauradas se manteve abaixo da tolerância à erosão *on-site*, com o fator C da USLE passando de 0,44, no primeiro ano, para 0,03 no terceiro ano. Como consequência, houve uma redução de 50% no aporte de sedimentos no exutório da vertente, durante o período de estudo. Apesar da significativa redução da erosão e da sedimentação na vertente restaurada, 29% e 61% da sua área total ainda apresentaram, ao final do 3º ano, perdas de solo acima dos valores toleráveis *on* e *off-site*, respectivamente. Observou-se uma depleção significativa da fração areia no sedimento oriundo das parcelas restauradas, e um enriquecimento dessa fração nas áreas descobertas. Os resultados indicam que a restauração ecológica em áreas de carste dos Cerrados é capaz de gerar significativos serviços hidrossedimentológicos para as cavernas da Gruna da Tarimba e para o rio Vermelho, contribuindo para sua sustentabilidade.

Palavras-chaves: perda de solo, escoamento superficial, área cárstica, Cerrado, restauração ecológica, produção de sedimento, enriquecimento de finos.

Abstract

Hydrological impacts of the ecological restoration of a karst area in the Cerrado

Author: Maria Rita Souza Fonseca
Adivisor: Rogério S. E. Uagoda

Water erosion is one of the main causes of soil degradation, with vast cultivated and natural areas being annually lost due to soil erosion. In carsic landscapes, on and off-site impacts occur due to intrinsic vulnerability and the change in natural vegetation cover. On the other hand, ecological restoration is an alternative capable of returning balance to the system. The Cerrados, including the carstica zones, have suffered significant impacts on their natural landscapes, resulting from the conversion of natural vegetation into anthropic areas. In carstica areas, these impacts include rock desertification, soil erosion, and reduced flow rates and worsening water quality. Thus, in addition to erosion in the strands (on-site impact), with the subsequent loss of nutrients, the off-site effects of erosion include the sedimentation of caves and downstream watercourses. While the on-site soil loss tolerance in the Cerrados varies between 4 and 12 Mg ha^{-1} $year^{-1}$, the off-site tolerance, relative to sedimentation, is only 1.0 Mg ha^{-1} $year^{-1}$. The objective of the research was to evaluate the hydrosedimentological behavior of natural, degraded and restored areas of two types of Neosols (Litholic and Quartzarenic), present on a slope that converges to the Tarimba Group, a sinkhole located in the APA-Springs of the Rio Vermelho. For this, the study was divided into three parts: a) A meta-analysis runoff and soil loss data of existing studies in the Cerrados; b) An experimental study with runoff plots (USLE), installed in a degraded karst area of Mambaí-GO; c) A hydrosedimentologic study of a sinkhole slope, in the same area. The effect of different soil covers (bare soil, ecological restoration with native species, and *sensu strictu* Cerrado) was analyzed for 3 hydrological years. The slope surrounding the plots was also restored, with native species and pasture. In the three years analyzed, the volume of surface runoff in the plots decreased from 546 mm $year^{-1}$, in the degraded condition, to 360 mm $year^{-1}$, in the restored plots. The average soil loss decreased from 34 Mg ha^{-1} $year^{-1}$ to about 5 Mg ha^{-1} $year^{-1}$, respectively. In the case of the plot under natural Cerrado, soil loss was even lower, of 0.7 Mg ha^{-1} $year^{-1}$. Soil loss tolerance was exceeded in the bare plot, in the three hydrologic years. In the last year analyzed, soil loss of the restored plots remained below the on-site tolerance, with the USLE-C varying from 0.44, in the first year, to 0.03, in the third year. As a consequence, there was a 50% reduction in sediment yield to the sinkhole, downstream. Despite the significant reduction of erosion and sedimentation in the restored slope, 29% and 61% of its total area experienced soil loss above the on and off-site tolerances, respectively. A significant depletion of the sand fraction in the sediment from the restored plots and an enrichment of this fraction in the bare plots were observed. The results indicate that the ecological restoration of karst areas of the Cerrados is capable of generating important hydrosedimentologic services for the Caves of the Tarimba Sinkhole and to the Rio Vermelho, contributing to its sustainability.

Keywords: soil and water loss, karst area, Cerrado, ecological restoration, sediment yield.

Universidade de Brasília
Instituto de Ciências Humanas
Departamento de Geografia
Programa de Pós-Graduação em Geografia

SUMÁRIO

1. Introdução 14

1.1 Objetivos 18

1.2 Área de estudo 19

2. Desenvolvimento 22

2.1 Organização do trabalho 22

3. Capítulo 1 – Perda de solo e escoamento superficial no Cerrado 3

Rates, factors, and tolerances of water erosion in the Cerrado biome (Brazil): A meta-analysis of runoff plot data 23

1. Introduction 24

2. Methodology 26

2.1 Selected runoff plots 26

2.2 Analysis of plot data 26

3. Results and discussion 32

3.1 Cerrado runoff plot data 32

3.2 Effects of soil type, land use, and land cover 32

3.3 Runoff–soil loss relationships 33

3.4 Implications with respect to soil loss tolerances 34

4. Conclusions 34

4. Capítulo 2 – Impactos On-site da Restauração Ambiental de Área de Carste nos Cerrados 38

Runoff, Soil Loss, and Water Balance in a Restored Karst Area of the Brazilian Savanna 43

1. Introduction 44

2. Methodology 46

2.1 Study site 46

2.2 Runoff plots 48

2.3 Precipitation, surface runoff, and soil loss 52
2.4 Runoff Coefficient 54
2.5 Soil Water Balance 54
3. Results and discussion 56
3.1 Precipitation and surface runoff 56
3.2 Soil Loss 59
3.3 Soil Loss Tolerance 63
3.4 Soil Water Balance 63
4. Conclusions 64
5. Capítulo 3 – Impactos On-site da Restauração Ambiental de Área de Carste nos Cerrados 76
Sediment Yield and Composition of a Restored Karst Basin in the Brazilian Savanna 80
1. Introduction 81
2. Methodology and Methods 83
2.1 The Tarimba basin 83
2.2 Runoff plots 86
2.3 Precipitation and runoff 88
2.4 Plot Soil Loss 89
2.5 Sediment Enrichment 89
2.6 Basin sediment yield 99
3. Results 101
3.1 USLE Factors 101
3.2 Soil Loss and Sediment Yield 104
3.3 Sediment Enrichment and Depletion 106
4. Discussion 107
5. Conclusions 108
6. Conclusões e perspectivas 118
Referências 120

Lista de Figuras

Figura 1 – Contexto geomorfológico (Gaspar e Campos, 2007). 19

Figura 2 – Localização da área de estudo. (a) estado de Goiás, (b) APA Nascentes do Rio Vermelho e bacia hidrográfica do rio Corrente, (c) vertente cárstica, situada sobre a Gruna da Tarimba, (d) parcelas de enxurradas P0 – P4 (com coberturas solo exposto e em restauração), e (e) P5 (cobertura Cerrado). 20

Figura 3 – Organograma ilustrativa da estruturação do trabalho. 22

Introdução

1. Introdução

A erosão hídrica é uma das principais causas de degradação do solo (Lal, 2001). Estima-se que 100.000 km² de áreas cultivadas sejam perdidos anualmente devido à erosão do solo em todo o mundo, a taxas 10 a 40 vezes superiores à formação do solo (Pimentel, 2006).

Os tipos de erosão do solo incluem a erosão laminar (*interrill*), através do desprendimento de partículas do solo por impacto de gota de chuva e seu transporte por fluxo superficial (Foster et al., 1981; Meyer and Wischmeier, 1969); erosão em sulcos (*rill*), onde partículas são destacadas e transportadas por fluxo canalizado (Foster et al., 1981; Govers et al., 2007); e voçorocas, causada pela combinação de processos de lavagem hidráulica e movimento de massa e o subsequente transporte de sedimentos por fluxo (Bocco, 1991).

No bioma Cerrado estes processos ocorrem naturalmente e quando as áreas naturais são convertidas para outras coberturas. Fonseca et al. (2021) estimou uma perda de solo média anual para a cobertura natural de 0,1 (Mg ha^{-1} ano^{-1}), média anual de pastagem 0,2 (Mg $ha^{-1}ano^{-1}$), e solo exposto 19,4 (Mg ha^{-1} ano^{-1}).

Fica evidente que a vegetação protege o solo contra a erosão, tanto em ambientes agrícolas (Laflen et al., 1978) como naturais (Zuazo and Pleguezuelo, 2008). O dossel das plantas e a serapilheira reduzem o impacto das gotas de chuva (Ma et al., 2014), a serapilheira e as raízes superficiais diminuem o escoamento e o transporte de sedimentos (Hofmann et al., 1983).

Como a vegetação é a única característica natural que protege o solo contra os processos erosivos (Zhang et al., 2016; Zhao and Hou, 2019), quando esta é alterada pelo homem a perda de solo decorrente da erosão hídrica é acompanhada por perdas de nutrientes essenciais do solo (Nadeu et al., 2011; Nie et al., 2015; Wacha et al., 2020).

Em ambientes cársticos, a degradação se dá através de processos de erosão superficial e subterrânea, causadas pela erosão hídrica, por intemperismo químico e pela gravidade, respectivamente (Zeng et al., 2018).

Paisagens cársticas são ambientes altamente frágeis, representando aproximadamente 12% dos continentes terrestres (Febles-González et al., 2012). Dentre

as ameaças que afetam as áreas cársticas estão a erosão do solo e degradação progressiva (Hu et al., 2018; Parise et al., 2009).

Na savana brasileira, há várias ocorrências de áreas cársticas, com mais de 11 mil cavernas, formadas por rochas carbonáticas e siliciclásticas (CECAV and ICMBio, 2022). O estado de Goiás apresenta o quinto maior número de cavernas mapeadas no Brasil, abrigando 1.000 cavidades, entre elas a caverna da Tarimba (Caldeira et al., 2021), na região nordeste do Estado. Os Cerrados, incluindo aí as zonas cársticas, vêm sofrendo impactos significativos em suas paisagens naturais devido às pressões antrópicas nos últimos 50 anos, tais como a erosão do solo (Anache et al., 2018; Oliveira et al., 2015; Vanwalleghem et al., 2017).

Como consequência desses impactos, ocorrem a desertificação rochosa (Jiang et al., 2014; Zhao and Hou, 2019), a erosão das partículas finas do solo (Jacinthe et al., 2004; Nie et al., 2015; Wacha et al., 2020), e problemas relacionados à quantidade e qualidade da água (Coxon, 1999; Goldscheider and Drew, 2007; Parise et al., 2009).

Além disso, como os solos de zonas cársticas são geralmente rasos (Zhao & Hou, 2019), sua capacidade de retenção de água é limitada (Jiang et al., 2014; Wang, 2011; Zhao and Hou, 2019). Assim, quando processos erosivos neles ocorrem, solo e vegetação tendem a se degradar conjuntamente (Jiang et al., 2014).

Assim, além dos efeitos da erosão nas vertentes (impacto *on-site*), incluindo a redução da produtividade vegetal e a perda de nutrientes (Lal, 2001), os efeitos *off-site* da erosão resultam na sedimentação dos cursos d'água (Minella et al., 2009). Em áreas cársticas dos Cerrados, esses cursos d'água podem ser tanto rios superficiais como subterrâneos (Merten and Minella, 2006).

Os impactos on site da erosão do solo incluem reduções na produtividade das culturas (Duan et al., 2017) e degradação do solo (Lal, 2001). No entanto, o conceito de erosão tolerável baseado apenas na produtividade do solo (Schertz, 1983), profundidade do solo (Skidmore, 1982) e taxa de formação do solo(Montgomery, 2007) é redutivo (Di Stefano et al., 2016), exigindo que os efeitos off site sejam contabilizados (Bazzoffi, 2009).

O limite máximo de perda de solo tolerável em vertentes nos Cerrados, varia entre 4 e 12 Mg ha^{-1} ano^{-1} (Chaves, 2010). A tolerância *on site* relacionada à perda de produtividade nos Estados Unidos é de 5–12 Mg ha^{-1} ano^{-1} (Schertz, 1983). No Brasil, a

tolerância no local varia de 2 a 15 Mg ha^{-1} ano^{-1}, dependendo da profundidade do solo e da relação textural (Bertoni and Lombardi, 1991; Corrêa et al., 2015). Na Europa, Souza et al. (2021) descobriram que a tolerância à perda de solo on site foi inversamente proporcional à taxa de erosão observada e ao tempo, e o usou como indicador de sustentabilidade agronômica

Além da tradicional tolerância à erosão on-site há a tolerância à sedimentação off-site (Tavares et al., 2021), relativa à impactos de assoreamento dos rios e qualidade da água (Fonseca et al., 2021; Lal, 2001). Na falta de outro valor mais adequado, essa tolerância foi tomada como 1,0 Mg ha^{-1} ano^{-1} (Fonseca et al., 2021; Mullan, 2013; Verheijen et al., 2009). Reconhecendo que o conceito de "perda de solo tolerável" pode ser enganosa, Bui et al. (2011) recomendou que limitar a erosão do solo pode ser mais útil do que a tolerância à perda o solo porque é mais amplamente aplicável a uma gama de objetivos ambientais.

Pelo o exposto e reconhecendo que a vertente cárstica da dolina que converge para a Gruna da Tarimba passava por um processo de conversão de cobertura natural para uma pastagem e solo exposto resolveu-se instalar parcelas de enxurrada para o entendimento dos problemas decorrentes desse tipo de conversão.

Devido à sua facilidade de instalação e operação, as parcelas de enxurrada são universalmente utilizadas para avaliar a erosão de sulcos e laminar (Mutchler et al., 1988) al., 1988) em áreas naturais (Renard and Foster, 1985) e agrícolas (Wischmeier, 1960). Portanto, a Equação Universal de Perda de Solo e as estratégias de conservação subsequentes foram formuladas com base nos resultados das parcelas de escoamento superficial (Kinnell, 2019), apesar das limitações preditivas da equação (Wischmeier, 1976) e das incertezas (Risse et al., 1993).

Neste estudo seis parcelas de enxurrada sob diferentes usos do solo, em uma área cárstica degradada do Cerrado brasileiro, foram instaladas na encosta da dolina conectada à Gruna da Tarimba, na Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho.

Os resultados do presente estudo poderão ser utilizados na elaboração de políticas públicas em áreas de restauração do Cerrado, como a elaboração do Plano de Manejo da APA das Nascentes do Rio Vermelho (APA-NRV), uma vez que desenvolve-se no escopo do *Projeto Susceptibilidade, Hidrologia e Geomorfologia Cárstica Aplicadas à*

*Conservação do Patrimônio Espeleológico da Área de Proteção Ambiental das Nascentes do Rio Vermelh*o (Termo de Compromisso de Compensação Espeleológica- TCCE nº 01/2018/ICMBIO).

Este projeto vem sendo desenvolvido sob a coordenação técnica e científica do Professor Rogerio S. E. Uagoda (GEA/UnB), que também é orientador do presente projeto de Doutorado, em desenvolvimento no Programa de Pós-graduação em Geografia, da Universidade de Brasília.

1.1. Objetivos

O *objetivo geral* da pesquisa foi avaliar os diferentes estudos de perda de água e solo nos Cerrados, bem como avaliar o comportamento hidrossedimentológico de áreas naturais, degradadas, e restauradas de Neossolos de uma região cárstica do Cerrado, através de parcelas de enxurrada e modelagem hidrossedimentológica.

Os *objetivos específicos* do estudo foram os seguintes:

i. Realizar uma meta-análise de dados publicados sobre escoamento superficial e perda de solo nos Cerrados;
ii. Medir o escoamento superficial e perdas de solo de parcelas de enxurrada sob diferentes coberturas de solo;
iii. Comparar as taxas de erosão medidas com as tolerâncias de perda de solo correspondentes;
iv. Obter o balanço hídrico do solo para os diferentes tratamentos analisados;
v. Calcular o coeficiente de escoamento superficial (CN) e o fator C (USLE) das diferentes coberturas analisadas;
vi. Avaliar a produção de sedimentos e o enriquecimento de finos de uma vertente cárstica a montante de um sumidouro de dolina;
vii. Comparar as taxas de sedimentação com as tolerâncias *off site*; e
viii. Avaliar a eficiência hidrológica da restauração ecológica implementada.

O Projeto buscou responder às seguintes *perguntas*:

- A perda de solo e o escoamento superficial de diferentes áreas do Cerrado brasileiro são sustentáveis sob o ponto de vista dentro (*on-site*) e fora (*off-site*) das propriedades?
- O escoamento superficial e a perda de solo em áreas naturais, degradadas, e restauradas de uma vertente típica que converge para cavernas na APA-Nascentes do Rio Vermelho são ambientalmente sustentáveis?
- A perda de solo que ocorre na encosta estudada é parte de processo de desertificação cárstica e esse poderia ser mitigado por um manejo conservacionista?
- É possível reduzir essas perdas a níveis toleráveis dentro e fora da propriedade, utilizando técnicas de restauração ecológica?

1.2. Área de estudo

A área de estudo do experimento localiza-se na zona rural do município de Mambaí (GO), Brasil, inserida na bacia hidrográfica do Rio Corrente e na Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho (APA-NRV).

A geomorfologia da área é composta pelo Chapadão Central (porção superior) remanescente da superfície Sul americana, constituída pelo Grupo Urucuia, formado por arenitos que apresentam sedimentos siliciclásticos não consolidados, sendo o Vale do Paranã (porção inferior) formado de rochas pelíticas intercaladas com os carbonatos da Formação Lagoa do Jacaré, do Grupo Bambuí (Tavares et al., 2021) (Figura 1).

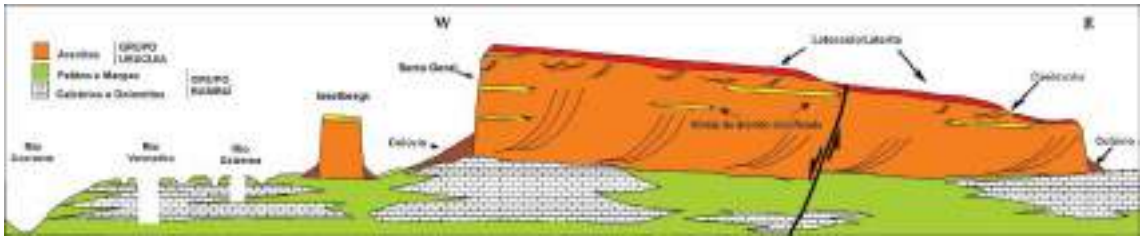


Figura 1 – Contexto geomorfológico (Gaspar e Campos, 2007).

Da base para o topo da sequência estratigráfica encontram-se carbonatos e calcários calcíticos sobrepostos por pelitos da Formação Lagoa do Jacaré, os quais formam Chernossolos e Neossolos Litólicos. Na parte superior da vertente há detritos arenosos advindos do Grupo Urucuia, que formam Neossolos Quartzarênicos (Caldeira et al., 2021; Gaspar & Campos, 2007 adaptado por Uagoda et al., 2019).

A Gruna Tarimba é considerada uma das cavernas mais importantes da região e também uma das maiores do país em comprimento (Hussain et al., 2020). O clima na região é tropical úmido (Aw- Koppen), com subtipo clima de savana, com inverno seco e precipitação dominante nos meses de verão (da Silva et al., 2008). A precipitação média anual é de 1.200 mm e temperatura média é de 25°C.

A área experimental está situada numa vertente cárstica, situada sobre a Gruna da Tarimba, que recebe a enxurrada e o sedimento da dolina através de um sumidouro, situado a jusante das parcelas experimentais (Figura 2).

As bordas da dolina que dá acesso à caverna Gruna da Tarimba foram bastante alteradas pelo desmatamento e pela atividade pecuária extensiva, comuns na região da APA-NRV (Figura 2c).

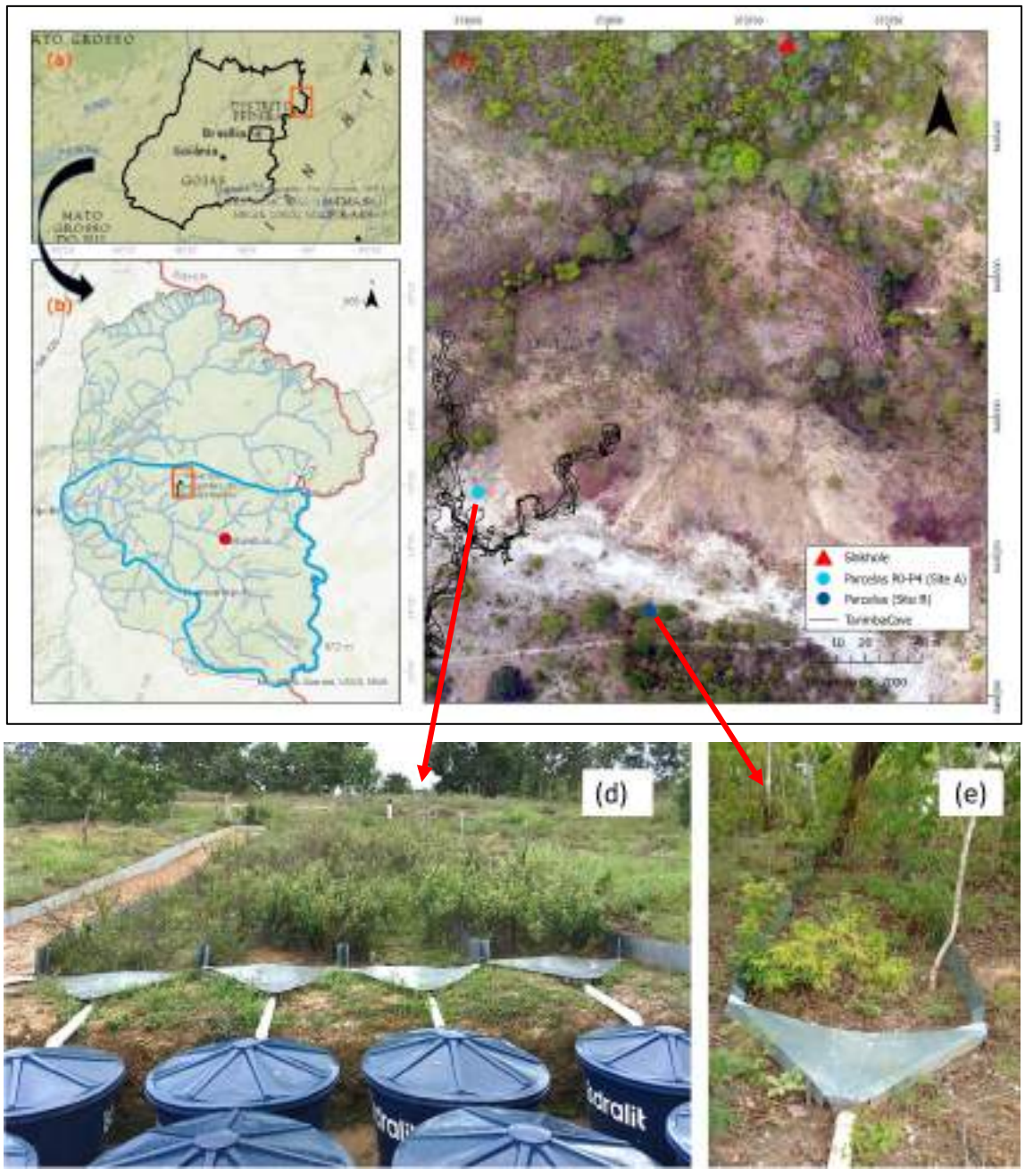


Figura 2 – Localização da área de estudo. (a) estado de Goiás, (b) APA Nascentes do Rio Vermelho e bacia hidrográfica do rio Corrente, (c) vertente cárstica, situada sobre a Gruna da Tarimba, (d) parcelas de enxurradas P0 – P4 (com coberturas solo exposto e em restauração), e (e) P5 (cobertura Cerrado).

As parcelas de enxurrada foram instaladas sobre o Neossolo Litólico (Sítio A), derivado de pelito, e sobre o Neossolo Quartzarênico (Sítio B), derivado de arenito (Figura 2 d, e).

Desenvolvimento

2. Desenvolvimento

2.1. Organização do Trabalho

Esta tese de doutorado foi organizada em três Capítulos:

- Um Capítulo apresentando uma meta-análise de dados de escoamento superficial e perda de solo em parcelas de enxurrada no bioma Cerrado;
- Um Capítulo apresentando os impactos *on-site* (na propriedade), relativo à perda de solo e escoamento superficial e ao balanço hídrico; e
- Um capítulo sobre o impacto *off-site* (a jusante), relativo à sedimentação da caverna e sobre a qualidade do sedimento exportado pela vertente.

A tese foi elaborada em formato de artigos científicos, seguindo as diretrizes da Pós Graduação em Geografia da UnB, permitindo assim sua maior divulgação. Nesse sentido, o estudo resultou em uma publicação internacional Qualis A-1, em 2021 (ESPL-Capítulo 1), e em dois artigos submetidos recentemente a revistas internacionais-A1 (Catena-Capítulo 2, e ESPL-Capítulo 3), ambos em revisão (Figura 3).



Figura 3 – Organograma da estruturação da Tese.

Capítulo 1

Artigo sobre Meta-análise de Perda de Solo e Escoamento Superficial no Cerrado (Fonseca et al, 2021)

1001

Received: 27 November 2020 | Revised: 6 October 2021 | Accepted: 8 October 2021

DOI: 10.1002/esp.5273

RESEARCH ARTICLE

ESPL WILEY

Rates, factors, and tolerances of water erosion in the Cerrado biome (Brazil): A meta-analysis of runoff plot data

Maria Rita Souza Fonseca[1] | Rogério Uagoda[1] | Henrique Marinho Leite Chaves[2]

[1]Department of Geography, University of Brasilia, Brasilia-DF, Brazil

[2]Forestry Department, University of Brasilia, Brasilia-DF, Brazil

Correspondence
Henrique Marinho Leite Chaves, Forestry Department, University of Brasilia, Brasilia-DF, Brazil.
Email: chaveshml@gmail.com

Abstract

Due to the high rainfall erosivity and highly erodible soils, water erosion is severe in Brazil. Soil and ecosystem degradation occurs when erosion exceeds on- and off-site soil loss tolerances, with significant socioeconomic and environmental impacts. In the last 50 years, the Brazilian Cerrado had 53% of its original vegetation converted to agriculture and pastureland. Although erosion plot studies exist in the region, the data are fragmented and unexplored, hindering the development of soil conservation policies. The objective of the present research was to compile, systematize, and statistically analyze the existing erosion plot data in the Brazilian Cerrado, correlating the observed results with different environmental and management factors, and with the corresponding soil loss tolerances. Twenty runoff plot datasets of the Brazilian Cerrado, encompassing 5 states, 10 sites, 108 plots, and 360 plot·years were compiled and thoroughly analyzed. Mean annual rainfall, runoff, and soil loss were 1443.5 mm year^{-1}, 83.1 mm year^{-1}, and 8.9 Mg ha^{-1} year^{-1}, respectively. After the data were normalized with respect to plot length, steepness, and climate, runoff and soil loss were found to be significantly higher in soils with impermeable horizons and in land uses without permanent soil cover ($p < 0.05$). Erosion under permanently covered plots was below the on- and off-site soil loss tolerances. A power equation provided the best fit between plot runoff and soil loss ($R^2 = 0.71$; $p < 0.05$), indicating that runoff volume, easier to estimate, could be used as a proxy for upslope erosion. Although erosion plot data cannot be extrapolated to the whole landscape, the research results provide useful elements for the development of sound conservation policies in the Cerrado and in other similar savannas of the world.

KEYWORDS
Cerrado, meta-analysis, runoff/erosion relationship, tolerance

1 | INTRODUCTION

One of the main causes of soil degradation is soil erosion by water (Lal, 2001). It is estimated that 100 000 km^2 of cultivated areas are lost annually due to soil erosion worldwide, at rates 10 to 40 times higher than soil formation (Pimentel, 2006). Erosion on-site processes and impacts, such as those measured in runoff plots, focus on sheet and rill erosion, whereas those that focus on off-site effects, such as watersheds, additionally estimate gully and bank erosion (de Vente & Poesen, 2005).

Vegetation protects the soil against erosion, in both agricultural (Laflen et al., 1978) and natural (Zuazo & Pleguezuelo, 2008) settings. While plant canopy and ground litter reduce raindrop impact (Ma et al., 2014), ground litter and surface roots decrease runoff and sediment transport (Hofmann et al., 1983).

Soil loss and runoff are inseparable processes. Runoff, defined as the excess water not infiltrated in the soil, depends on factors such as rainfall, soil texture and infiltrability (Bazzoffi, 2009). Although runoff plays an important role in soil loss and is easier to assess, their theoretical relationship is not yet fully understood (Ferreira et al., 2012).

However, empirical relationships between runoff and soil loss were obtained at the laboratory (Mamedov & Levy, 2018) and plot scales (Parsons et al., 2006a; Santos et al., 2017), allowing runoff to be used as an estimator of soil loss (Merritt et al., 2003; Yang et al., 1998).

 © 2021 John Wiley & Sons, Ltd.

Although equations relating soil loss and runoff exist for specific conditions, the complexity of the detachment and transport processes by rainfall and runoff (Flanagan et al., 2006), including rill side-wall sloughing and head-cutting (Quansah, 1985), hinders the establishment of a universal runoff–soil loss relationship.

On-site impacts of soil erosion include reductions in crop productivity (Duan et al., 2017) and soil degradation (Lal, 2001). However, the concept of tolerable erosion based only on soil productivity (Schertz, 1983), soil depth (Skidmore, 1982) and soil reformation rate (Montgomery, 2007) is reductive (Di Stefano & Ferro, 2016), requiring that off-site effects be accounted for (Bazzoffi, 2009).

On-site tolerance related to productivity loss in the United States is 5–12 Mg ha^{-1} $year^{-1}$ (Schertz, 1983). In Brazil, on-site tolerance varies from 2 to 15 Mg ha^{-1} $year^{-1}$, depending on soil depth and textural ratio (Bertoni & Lombardi, 1990; Corrêa et al., 2015). In Europe, Souza et al. (2021) found that on-site soil loss tolerance was inversely proportional to the observed erosion rate and time, and used it as an indicator of agronomic sustainability.

Off-site tolerance, the upslope erosion rate beyond which silts up downstream hydraulic structures and aquatic ecosystems (Lal, 2001), is lower than on-site tolerance because of the risk of downstream impairment, and is taken as 1.0 Mg ha^{-1} $year^{-1}$ (Mullan, 2013; Verheijen et al., 2009). Recognizing that the concept of 'tolerable soil loss' can be misleading, Bui et al. (2011) recommended that limiting soil erosion could be more useful than soil loss tolerance because it is more widely applicable to a range of environmental objectives.

Plott experiments are used to assess the processes driving upslope soil erosion (Boardman & Evans, 2019), in natural (Renard & Foster, 1985) and agricultural settings (Hudson, 1993), and are useful to compare the effects of different land treatments (Mutchler et al., 1988). The universal soil loss equation (USLE) and subsequent soil conservation strategies were formulated based on the results of runoff plots (Kinnell, 2019), despite the equation's intrinsic predictive limitations, including the processes of gullying and deposition (Alewell et al., 2019), and the uncertainties of its predictions (Chaves, 2010; Risse et al., 1993).

It is recognized that experimental data from runoff plots, considered upslope source areas, cannot be extrapolated to different landscape scales (Boardman & Evans, 2019), and that caution should be exercised in comparing measurements based on different methodologies (e.g. runoff plots, erosion pins, etc.), temporal or spatial scales (Cantón et al., 2011). If extrapolated across the landscape, erosion rates from plot data would significantly overestimate the process (Evans et al., 2017). Researchers have tackled this issue with the use of appropriate GIS landscape routines (Mitasova et al., 1996) and sediment delivery ratios (Walling, 1983).

However, even distributed watershed models, such as the Water Erosion Prediction Project (WEPP; Nearing et al., 1989), use runoff plot data (Elliot et al., 1989), and route the eroded sediment along the slope with appropriate routines.

Because of its high rainfall erosivity (Silva, 2004) and its erodible soils (Marques et al., 1997), water erosion is severe in Brazil, with significant economic and environmental costs (Hernani et al., 2002). Anache et al. (2017) reported a mean soil loss of 34.5 Mg ha^{-1} $year^{-1}$ in runoff plots in different soils and land uses in the southeastern part of the country, way above the soils' tolerance levels (Corrêa et al., 2015).

The Cerrado, a savanna-type, gently sloping biome covering 200 million hectares in central Brazil, is underlain by weathered (Goedert, 1983) and erodible soils (Klink & Machado, 2005). Since the 1980s, the Cerrado has been a new agricultural frontier in Brazil

TABLE 1 Metadata of the runoff plot studies in the Cerrado biome, used in the present study

Study	Township	State	Years	Plots	Observed data	Source
1	Itirapina	SP	4	9	Runoff and soil loss	Anache et al. (2018)
2	Guanhães	MG	1	6	Runoff and soil loss	Brito et al. (2005)
3	Três Lagoas	MS	1	9	Runoff and soil loss	Cândido et al. (2014)
4	Lavras	MG	1	6	Runoff and soil loss	Carvalho et al. (2007)
5	Planaltina	DF	1	6	Soil loss	Dedecek (1986)
6	Planaltina	DF	5	7	Soil loss	Dedecek (1986)
7	Planaltina	DF	7	7	Soil loss	Dedecek (1986)
8	Lavras	MG	1	7	Soil loss	Dias et al. (2013)
9	Dourados	MS	7	4	Runoff and soil loss	Hernani et al. (1997)
10	Dourados	MS	6	4	Runoff and soil loss	Hernani et al. (1999)
11	Cape Verde	MT	1	5	Runoff and soil loss	Leite et al. (2009)
12	Lavras	MG	1	4	Runoff and soil loss	Lima et al. (2014)
13	Lavras	MG	3	4	Runoff and soil loss	Lima et al. (2018)
14	Itirapina	SP	2	2	Runoff and soil loss	Oliveira et al. (2015)
15	Belo Oriente	MG	2	6	Runoff and soil loss	Pires et al. (2006)
16	Pindorama	SP	12	6	Runoff and soil loss	Prochnow et al. (2005)
17	Sinop	MT	1	6	Runoff and soil loss	Rieger et al. (2015)
18	Lavras	MG	4	2	Runoff and soil loss	Silva et al. (2005)
19	Pindorama	SP	5	2	Runoff and soil loss	Sosa (1987)
20	Pindorama	SP	1	6	Runoff and soil loss	Youlton et al. (2016)

(Borlaug, 2002), with 53% of its original area already converted to agriculture and pastureland (Beuchle et al., 2015).

Although there are runoff plots in the Cerrado, their data are fragmented and underutilized, hindering the development of effective soil conservation policies in the region (Chaves, 2010). Considering the above aspects, the objective of this research was to compile, systematize, and analyse the existing runoff and soil loss data of the Cerrado plots, to statistically correlate the observed results with different environmental and management factors, and to assess their on- and off-site sustainability, with regard to soil loss tolerance. Additionally, a general relationship between soil loss and runoff was sought (Parsons et al., 2006b), facilitating the soil loss prediction process and the establishment of appropriate policy recommendations.

2 | METHODOLOGY

2.1 | Selected runoff plots

Following the comprehensive surveys of Cerdan et al. (2006) and Maetens et al. (2012) in Europe, and of Anache et al. (2017) in southeastern Brazil, 20 runoff plot datasets of the Brazilian Cerrado, encompassing 5 states, 10 sites, 108 plots, and 360 plot years, were compiled and analysed. The selected studies had at least one full year of soil and water loss records. The plot metadata are presented in Table 1, and the location of the plots is shown in Figure 1.

2.2 | Analysis of plot data

The Cerrado plot data include plot dimensions (plot length and area), average slope, annual precipitation volume, soil type and texture, land use and cover type, as well as observed annual runoff and soil loss. The runoff plots studied involved four types of soils, typical of the Brazilian savanna (Goedert, 1983), with different depths and textures (Table 2). Except for the Dystrudept (Inceptisol), a shallow soil with low infiltrability (Silva et al., 2005), the others are deep soils, with relatively high infiltration capacities.

In the present study, the land cover types were classified as *permanent* (natural Cerrado, eucalyptus, pasture, conservation agriculture) and *non-permanent* (conventional agriculture, bare soil), since the former maintains a permanent canopy and/or mulch cover throughout the year (Cerdan et al., 2006).

Conservation agriculture is a set of agricultural practices supported on three pillars: permanent soil cover, minimum or no soil tillage, and crop rotation (Telles et al., 2020). Table 3 describes the land use and land cover characteristics of the runoff plots studied.

TABLE 2 Soils analysed in the present study

Soil type	Texture	Abbreviation
Dystrudept	Clay	DT
Hapludox	Clay; loam	HX
Quartzipsamment	Sand	QZ
Ultisol	Sand; clay	UT

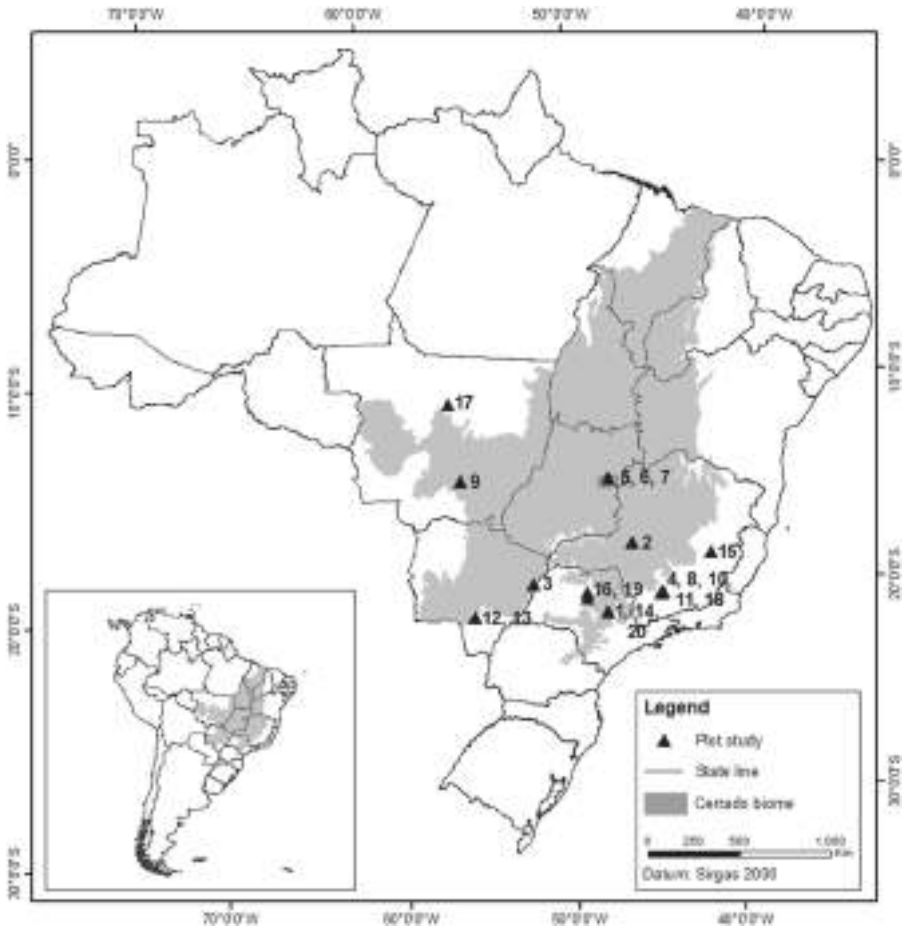


FIGURE 1 Location of the selected runoff plot studies in the Brazilian Cerrado. Some plots fell outside the shaded area because the small map scale does not show some of the biome islands

TABLE 3 Land use and cover characteristics of the runoff plots studied

Land use	Description	Land cover	Abbreviation
Cerrado (savanna)	Mixture of small tress, bushes, grasses	Permanent (P)	CE
Eucalyptus	Regular-spaced eucalyptus trees	Permanent (P)	EU
Pasture	Forage grasses	Permanent (P)	PT
Agriculture (conv.)	Grain crops, under conventional tillage	Non-permanent (NP)	AC
Agriculture (cons.)	No-till crops, sugar cane, coffee	Permanent (P)	AN
Bare soil	Fallow, bare soil	Non-permanent (NP)	BS

In order to directly compare the observed soil loss rates of the different plot studies, and to isolate the effects of soil type, land use, and land cover in the erosion process, soil losses were topographically normalized with respect to the USLE unit plot dimensions (length = 22.1 m, slope gradient = 9%) and mean rainfall erosivity (Bagarello & Ferro, 2010; Maetens et al., 2012; Rieger et al., 2015):

$$A_n = \frac{AR_m}{RLS} \quad (1)$$

where:A_n (Mg ha^{-1} year^{-1}) = normalized annual soil loss with respect to the USLE unit plot and to the mean Cerrado erosivity

A (Mg ha^{-1} year^{-1}) = observed annual soil loss of the individual plot

R_m (MJ mm ha^{-1} h^{-1}) = mean rainfall erosivity of the Cerrado biome

R (MJ mm ha^{-1} h^{-1}) = rainfall erosivity of the plot site

L = plot slope length factor

S = plot slope steepness factor

Since rainfall erosivity (R) reflects the interaction of storm volumes and rainfall intensities of the site (Wischmeier, 1966), and since the monthly rainfall distribution is uniform in the region (Chaves et al., 2004), the normalization with respect to the mean Cerrado erosivity eliminated local climatic effects, an important aspect recognized by Cerdan et al. (2006) and Maetens et al. (2012). Hence, the rainfall erosivity of each plot study was obtained using a Fournier-type equation developed by Silva (2004) for the Cerrado biome:

$$R = 12.592 \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{M_i^2}{P}\right)^{0.603} \quad (2)$$

where:R (MJ mm ha^{-1} h^{-1}) = site annual rainfall erosivityM_i (mm) = site monthly precipitation$P$ (mm) = site annual precipitation

Mean Cerrado erosivity (R_m) was simply the arithmetic mean of the rainfall erosivities of the 20 sites studied. Although the importance of rainfall intensity on soil loss is recognized (Almeida et al., 2021), the plot data of Table 1 had only monthly rainfall, hindering the analysis of rainfall intensity–soil loss relationships.

The USLE L-factor for each plot was (Bagarello et al., 2010; Wischmeier & Smith, 1978):

$$L = (l/22.13)^m \quad (3)$$

where:

L = slope length factor

l (m) = plot slope length

m (0.1–0.5) = exponent dependent on slope steepness

Finally, the USLE S-factor for each plot was simply (Wischmeier & Smith, 1978):

$$S = 0.065 + 0.0456s + 0.00654s^2 \quad (4)$$

where:

S = slope steepness factor

s (%) = plot slope

The normalization Equation (1) permitted the cancellation of plot topographic and climatic effects, allowing the soil loss variability to be a function of pedologic, land use, and land cover effects only. As in the survey of Maetens et al. (2012), prior land use and management effects of the plots were not accounted for.

To verify if plot length and steepness significantly affected runoff (Wischmeier, 1966), a correlation analysis between plot runoff and those two topographic variables was carried out but showed no statistical significance ($p > 0.05$). Hence, for comparison purposes, plot runoff was normalized with respect to annual precipitation only (Bazzoffi, 2009; Maetens et al., 2012):

$$Q_n = 100(Q/P) \quad (5)$$

where:

Q_n (%) = normalized runoff (runoff coefficient)

Q (mm) = mean annual runoff

P (mm) = mean annual precipitation

The effects of soil type, land use, and land cover on normalized runoff and soil loss were evaluated using the Tukey multiple-range test ($\alpha = 0.05$), recommended in cases where confidence intervals are desired and sample sizes are unequal (Dunnett, 2012). Hence, soil type, land use, and land cover type were taken as factors in the Tukey multiple-range test.

Additionally, since runoff plots assess the typical upslope erosion processes of laminar and rill erosion (Hudson, 1993; Mutchler et al., 1988), the normalized soil loss in each combination of soil, land use, and land cover was compared to the corresponding on-site and off-site soil loss tolerances, to evaluate the plot agronomic (Cole & Higgins, 1985) and environmental (Mullan, 2013) sustainability, respectively. On-site soil loss tolerance was obtained in the literature for each soil type, and off-site tolerance was taken as 1.0 Mg ha^{-1} year^{-1} (Mullan, 2013; Verheijen et al., 2009), since downstream impairment occurs with lower soil loss rates (Lal, 2001).

Finally, to obtain the relationship between soil loss and runoff, scatter plots and the corresponding best-fit regressions were obtained (Maetens et al., 2012; Mamedov & Levy, 2018). In the scatterplots, the influence of the cover type and the level of soil loss tolerance was also assessed (Maetens et al., 2012).

TABLE 4 Runoff plot data and metadata of the selected studies

Study	Source	Period	Soil type	Soil texture	Land use	Cover	*P* (mm)	*R* (MJ mm ha^{-1} h^{-1})
1	Anache et al. (2018)	2012–2016	Quartzipsamment	Sand	AN	P	1486	7410
					PT	P		
					CE	P		
					BS	NP		
2	Brito et al. (2005)	2003	Hapludox	Clay	CE	P	1180	7127
					EU	P		
					PT	P		
					BS	NP		
3	Cândido et al. (2014)	2012–2013	Hapludox	Clay loam	AN	P	1400	6840
					AN	P		
					CE	P		
					BS	NP		
4	Carvalho et al. (2007)	2003–2004	Hapludox	Clay loam	AN	P	1529	7711
					BS	NP		
5	Dedecek (1986)	1984	Hapludox	Clay	AC	NP	1500	6098
					AN	P		
					PT	P		
					BS	NP		
6	Dedecek (1986)	1978–1985	Hapludox	Clay	AC	NP	1243	6098
					AN	P		
					PT	P		
					BS	NP		
7	Dedecek (1986)	1979–1985	Hapludox	Clay	AC	NP	1243	7503
					AN	P		
					CE	P		
8	Dias et al. (2013)	2010–2011	Ultisol	Clay	AC	NP	1530	7960
					BS	NP		
9	Hernani et al. (1997)	1987–1994	Hapludox	Clay	AC	NP	1350	6424
					AN	P		
					BS	NP		
10	Hernani et al. (1999)	1988–1994	Hapludox	Sand	AC	NP	1350	7113
					AN	P		
					BS	NP		

TABLE 4 (Continued)

Study	Source	Period	Soil type	Soil texture	Land use	Cover	*P* (mm)	*R* (MJ mm ha^{-1} h^{-1})
11	Leite et al. (2009)	2005–2006	Hapludox	Clay	AN	P	1726	8743
					AC	NP		
12	Lima et al. (2014)	2011–2012	Ultisol	Clay	AC	NP	1529	8275
					BS	NP		
13	Lima et al. (2018)	2011–2014	Hapludox	Clay	AC	NP	1530	7761
					AN	P		
					BS	NP		
14	Oliveira et al. (2015)	2012–2014	Quartzipsamment	Sand	CE	P	1108	7725
					BS	NP		
15	Pires et al. (2006)	2002–2004	Hapludox	Clay	EU	P	1500	7545
					EU	P		
					EU	P		
					PT	P		
					CE	P		
					BS	NP		
16	Prochnow et al. (2005)	1960–1972	Ultisol	Sand	AN	P	1444	7324
					BS	NP		
17	Rieger et al. (2015)	2012–2013	Hapludox	Clay	EU	P	1974	7630
					AN	P		
					AC	NP		
					CE	P		
					PT	P		
					BS	NP		
18	Silva et al. (2005)	1998–2002	Hapludox Dystrudept	Clay	BS	NP	1530	7621
19	Sosa (1987)	1980–1985	Ultisol	Sand	AC	NP	1258	7490
20	Youlton et al. (2016)	2011–2012	Quartzipsamment	Sand	AN	P	1459	7854
					PT	P		

TABLE 4 (Continued)

Study	Length (m)	Slope (%)	Area (m^2)	Q (mm)	Q_n (%)	A (mg ha^{-1} $year^{-1}$)	A_n (mg ha^{-1} $year^{-1}$)	T_{on} (mg ha^{-1} $year^{-1}$)	T_{on} source (mg ha^{-1} $year^{-1}$)
1	20.0	9.0	100.0	20.00	1.35	0.80	0.80	8.0	Corrêa et al. (2015)
				56.25	3.79	0.15	0.15		
				2.75	0.19	0.18	0.18		
				172.25	11.59	20.16	20.17		
2	4.0	26.8	96.0	1.52	0.13	0.01	0.02	11.2	Silva et al. (2002)
	14.0	17.6	336.0	11.76	1.00	0.09	0.09		
	4.0	19.4	96.0	8.23	0.70	0.40	0.42		
	4.0	17.6	96.0	22.91	1.94	1.76	1.83		
3	4.0	3.0	96.0	70.42	5.03	0.18	0.20	12.3	Bertoni and Lombardi (1990)
		4.0		1.22	0.09	0.01	0.01		
		3.0		3.12	0.22	0.00	0.01		
		3.0		124.72	8.91	0.51	0.55		
4	24.0	12	288.0	88.48	5.79	0.20	0.19	12.3	Bertoni and Lombardi (1990)
	12.0		48.0	289.69	18.95	67.24	64.64		
5	22.0	5.5	77.0	NA	NA	0.80	0.97	12.3	Bertoni and Lombardi (1990)
				NA	NA	1.10	1.34		
				NA	NA	0.01	0.01		
				NA	NA	3.83	4.66		
6	22.0	5.5	77.0	45.83	3.69	2.53	3.08	12.3	Bertoni and Lombardi (1990)
				33.62	2.70	1.01	1.23		
				3.22	0.26	0.03	0.04		
				58.68	4.72	10.53	12.80		
7	22.0	5.5	77.0	233.60	18.79	15.30	15.12	12.3	Bertoni and Lombardi (1990)
				192.00	15.45	5.50	5.43		
				15.00	1.21	0.10	0.10		
8	12.0	12	48.0	19.97	1.31	0.74	0.69	6.6	Bertoni and Lombardi (1990)
				22.60	1.48	1.91	1.78		
9	22.0	3.0	77.0	96.00	7.11	4.06	4.69	12.0	Bertoni and Lombardi (1990)
				27.00	2.00	0.78	0.90		
				149.00	11.04	7.26	8.38		
10	22.0	3.0	77.0	89.40	6.62	3.99	4.16	12.0	Bertoni and Lombardi (1990)
				19.80	1.47	0.61	0.64		
				146.30	10.84	6.90	7.19		

TABLE 4 (Continued)

Study	Length (m)	Slope (%)	Area (m^2)	Q (mm)	Q_n (%)	A (mg ha^{-1} $year^{-1}$)	A_n (mg ha^{-1} $year^{-1}$)	T_{on} (mg ha^{-1} $year^{-1}$)	T_{on} source (mg ha^{-1} $year^{-1}$)
11	22.1	9.0	77.4	NA	NA	6.18	5.24	12.3	Bertoni and Lombardi (1990)
				NA	NA	13.57	11.51		
12	22.1	12.0	88.4	NA	NA	1.46	1.31	6.6	Bertoni and Lombardi (1990)
				NA	NA	4.20	3.76		
13	12.0	12.0	48.0	93.79	6.13	3.08	2.94	10.9	Bertol and Almeida (2000)
				81.25	5.31	2.31	2.21		
				176.57	11.54	9.93	9.48		
14	20.0	9.0	100.0	2.57	0.23	0.13	0.12	8.0	Corrêa et al. (2015)
				129.60	11.70	12.40	11.90		
15	24.0	34.4	336.0	38.90	2.59	0.13	0.14	7.2	Pires et al. (2006)
		30.6		28.86	1.92	0.19	0.19		
		36.4		53.57	3.57	0.41	0.40		
		24.9	96.0	14.08	0.94	0.10	0.10		
		42.4		12.28	0.82	0.07	0.08		
		32.5		42.80	2.85	6.59	6.47		
16	50.0	10.0	1000.0	NA	NA	9.86	9.98	6.6	Bertoni and Lombardi (1990)
				NA	NA	39.50	39.98		
17	22.0	1.5	132.0	57.40	2.91	0.19	0.18	9.8	Bertoni and Lombardi (1990)
		1.5		34.50	1.75	0.23	0.22		
		1.5		48.10	2.44	0.82	0.80		
		3.0		10.30	0.52	0.02	0.02		
		1.5		47.50	2.41	0.16	0.16		
		1.5		675.30	34.21	16.80	16.32		
18	9.0	12.0	27.0	114.08	7.46	14.90	14.49	12.3	Bertoni and Lombardi (1990)
		15.0		371.04	24.25	205.65	200.04	3.67	Mannigel et al. (2002)
19	40.0	10.8	640.0	NA	NA	33.50	33.16	6.6	Bertoni and Lombardi (1990)
20	20.0	9.0	100.0	56.10	3.85	2.58	2.44	8.0	Corrêa et al. (2015)
				40.50	2.78	0.58	0.55		

R = rainfall erosivity; EU = eucalyptus; PT = pasture; CE = Cerrado; AC = conventional agriculture; AN = no-till agriculture; BS = bare soil; P = permanent cover; NP = non-permanent cover; *Q* = runoff; *A* = soil loss; T_{on} = on-site soil loss tolerance.

TABLE 5 Main statistics of the runoff plot data ($N = 50$)

Variable	P (mm)	R (MJ mm ha^{-1} h^{-1})	Length (m)	Slope (%)	Area (m^2)	Q (mm)	Q_n (%)	A (mg ha^{-1} year^{-1})	A_n (mg ha^{-1} year^{-1})	T_{on} (mg ha^{-1} year^{-1})
Mean	1443.45	7412.64	18.72	12.44	169.35	83.09	5.57	8.92	8.80	9.68
Median	1472.50	7524.00	21.00	9.00	96.00	46.66	2.81	1.01	1.23	10.90
Max	1974.00	8743.00	50.00	42.40	1000.00	675.30	34.21	205.65	200.04	12.30
Min	1108.00	6098.00	4.00	1.50	27.00	1.22	0.09	0.00	0.01	3.67
CV	0.14	0.09	0.58	0.90	1.29	1.39	1.23	3.13	3.09	0.28

P = annual precipitation; R = annual erosivity; Q = annual runoff; Q_n = normalized runoff; A = annual soil loss; A_n = normalized soil loss; T_{on} = on-site soil loss tolerance; *CV* = coefficient of variation.

3 | RESULTS AND DISCUSSION

3.1 | Cerrado runoff plot data

Table 4 presents the global data and meta-data of the 20 surveyed studies ($N = 50$ plots). It also includes the rainfall erosivity, normalized runoff and soil loss, and the corresponding on-site soil loss tolerances, estimated in the present study.

The statistics of the observed and normalized runoff, and soil loss, as well as the estimated on-site tolerance of the 50 plots, are presented in Table 5. Mean annual precipitation was 1443.5 mm, and mean annual runoff was 83.1 mm, equivalent to 5.8% of mean annual rainfall (runoff coefficient).

In Table 5, observed and normalized soil loss means were practically identical (i.e. 8.9 and 8.8 Mg ha^{-1} year^{-1}, respectively). The coefficients of variation of both runoff and soil loss were above 100%, reflecting the high variability in the environmental and management conditions of the plots.

The runoff and soil loss means in Table 5 were 50 and 74% lower than those obtained by Anache et al. (2017) in runoff plots of southeastern Brazil, respectively. Since the southeastern and Cerrado soils are similar, the soil loss means of the latter were lower because of the reduced rainfall erosivity and because the Cerrado studies had more plots under permanent cover than those of Anache et al. (2017), providing higher infiltrability and greater protection against erosion (Zuazo & Pleguezuelo, 2008).

Compared to the Mediterranean survey of Maetens et al. (2012), the runoff and soil loss means of Table 4 were 45 and 20% lower, respectively, probably because of the higher infiltrability of the Cerrado soils (Bono et al., 2012) compared with the Mediterranean plots.

Considering that the soil loss means of Table 5 were obtained from upslope erosion plots, where laminar and rill processes are dominant (Mutchler et al., 1988), they shall be viewed with caution and should not be extrapolated across the landscape (Boardman & Evans, 2019). However, inter-plot and treatment comparisons are allowed (Hudson, 1993), provided that the boundary conditions are met and appropriate normalization is performed (Maetens et al., 2012).

3.2 | Effects of soil type, land use, and land cover

Tables 6, 7, and 8 present the effects of soil type, land use, and land cover on normalized runoff and soil loss, respectively.

TABLE 6 Normalized runoff (Q_n) and normalized soil loss (A_n) means as a function of soil type, with the corresponding Tukey classes ($\alpha = 0.05$), and the on (T_{on}) and off-site (T_{off}) soil loss tolerances. Means in italics exceeded on and/or off-site tolerances

Soil type	Q_n (%)	A_n (mg ha^{-1} year^{-1})	T_{on} (mg ha^{-1} year^{-1})	T_{off} (mg ha^{-1} year^{-1})
Dystrudept	24.25a	*141.17a*	3.67	1.0
Hapludox	5.54b	*9.25b*	11.06	1.0
Quartzipsamment	4.43b	*4.77b*	8.00	1.0
Ultisol	1.39b	*7.48b*	6.60	1.0

Note: *a* and *b* denote the statistical levels of the Tukey test means; that is, means followed by different letters are significantly different at 95% probability. Conversely, means followed by the same letter are not statistically different.

TABLE 7 Normalized runoff (Q_n) and normalized soil loss (A_n) means as a function of land use, with the corresponding Tukey classes ($\alpha = 0.05$) and the on (T_{on}) and off-site (T_{off}) soil loss tolerances. Means in italics exceeded on and/or off-site tolerances

Land use	Q_n (%)	A_n (mg ha^{-1} year^{-1})	T_{on} (mg ha^{-1} year^{-1})	T_{off} (mg ha^{-1} year^{-1})
Bare soil	11.53a	*24.97a*	9.65	1.0
Agriculture (conv.)	6.58ab	*7.13a*	10.34	1.0
Agriculture (cons.)	4.07b	*2.20a*	10.96	1.0
Eucalyptus	2.40b	0.20a	8.52	1.0
Pasture	1.81b	0.20a	9.83	1.0
Cerrado	0.47b	0.08a	9.83	1.0

Note: *a* and *b* denote the statistical levels of the Tukey test means; that is, means followed by different letters are significantly different at 95% probability. Conversely, means followed by the same letter are not statistically different.

TABLE 8 Normalized runoff (Q_n) and normalized soil loss (A_n) means as a function of land cover, with the corresponding Tukey classes ($\alpha = 0.05$) and the on (T_{on}) and off-site (T_{off}) soil loss tolerances. Means in italics exceeded on and/or off-site tolerances

Land cover	Q_n (%)	A_n (mg ha^{-1} year^{-1})	T_{on} (mg ha^{-1} year^{-1})	T_{off} (mg ha^{-1} year^{-1})
Non-permanent	9.88a	*17.96a*	10.11	1.0
Permanent	2.45b	*1.02b*	9.92	1.0

Note: *a* and *b* denote the statistical levels of the Tukey test means; that is, means followed by different letters are significantly different at 95% probability. Conversely, means followed by the same letter are not statistically different.

In Table 6, runoff and soil loss of the Dystrudept soil (Inceptisol) were statistically higher than those of the other soils. This occurred because the Dystrudept was the only soil in the study with only one cover type (bare plot), resulting in a high erosion rate. Additionally, the shallow depth of the Dystrudept soil reduces water infiltration and increases soil erodibility (Silva et al., 2009), resulting in a high erosion rate.

Because of these pedologic limitations, the Dystrudept is grouped as Class V soil in the US land capability system (NRCS, 1961), making it unsuitable for agriculture and other intensive land uses (Severiano et al., 2009). The other three soils in Table 6 presented statistically similar runoff and soil loss, reflecting the high variability of their different land uses and covers, as shown in Table 3.

Table 7 shows that the highest rates of runoff and soil loss were observed in the bare plots, which decreased as the degree of land cover increased. A similar trend was observed by Anache et al. (2017) and Rieger et al. (2015) in plots of southeastern Brazil.

In Table 7, runoff and soil loss under conservation agriculture were 38 and 70% lower than those under conventional agriculture, respectively, confirming the importance of permanent cover and reduced tillage in lowering runoff and erosion (Castro et al., 1999).

In Table 8, runoff and soil loss means in the permanently covered plots were 75 and 95% lower than in the non-permanent plots, respectively. Similar reductions were found by Anache et al. (2017) and Rieger et al. (2015) in other regions in Brazil. The highly significant differences in the means of Table 8 highlight the importance of maintaining a permanent soil cover, regardless of the land use type (Hofmann et al., 1983; Zuazo & Pleguezuelo, 2008).

Table 8 also indicates that the soil loss mean of non-permanent plots exceeded both on and off-site tolerances, while that of the permanent plots did not, indicating that permanent cover allows for sustainable and stable systems (Hobbs et al., 2008).

3.3 | Runoff–soil loss relationships

Figure 2 shows the relationship between normalized runoff and soil loss in the 20 studies ($N = 50$), and Figure 3 presents the same relationship, with observed runoff and soil loss values. In both figures, the power function provided the best fit between soil loss and runoff, a fact also observed at the laboratory (Mamedov & Levy, 2018) and plot (Maetens et al., 2012) scales. The regressions of both Figures 2 and 3 were statistically significant ($p < 0.001$).

Though the power equation coefficients differ in the Mediterranean (Maetens et al., 2012) and Cerrado (Figure 2) cases, reflecting their specific climate and environmental conditions, the same type of function (power) points to a general runoff/erosion relationship, common in river sediment transport studies (Yang, 1977).

The exponential increase in soil erosion observed in the uncovered plots (triangles in Figures 2 and 3) could be explained by rilling (Mamedov & Levy, 2018), although the plot studies did not provide information about this phenomenon. According to Yao et al. (2008), rilling occurs when threshold values of flow velocity and shear stress are exceeded, generally in non-permanent cover conditions, where the soil surface is unprotected against runoff (Seutloali & Beckendahl, 2015). This includes open patches of farm fields and rangelands, which act as a source of water and sediments (Cantón et al., 2011).

Conversely, permanently covered plots (circles in Figures 2 and 3) were associated with lower runoff and soil loss, about one order of magnitude lower than the rates observed in the uncovered plots (Table 8). Although the data did not describe the dominant types of erosion occurring in the plots, the higher surface roughness and infiltration, and lower runoff volumes observed in permanently covered plots (Cogo et al., 1983), reduce the chances of rilling, a more intensive erosion process than sheet erosion (Cerdan et al., 2006).

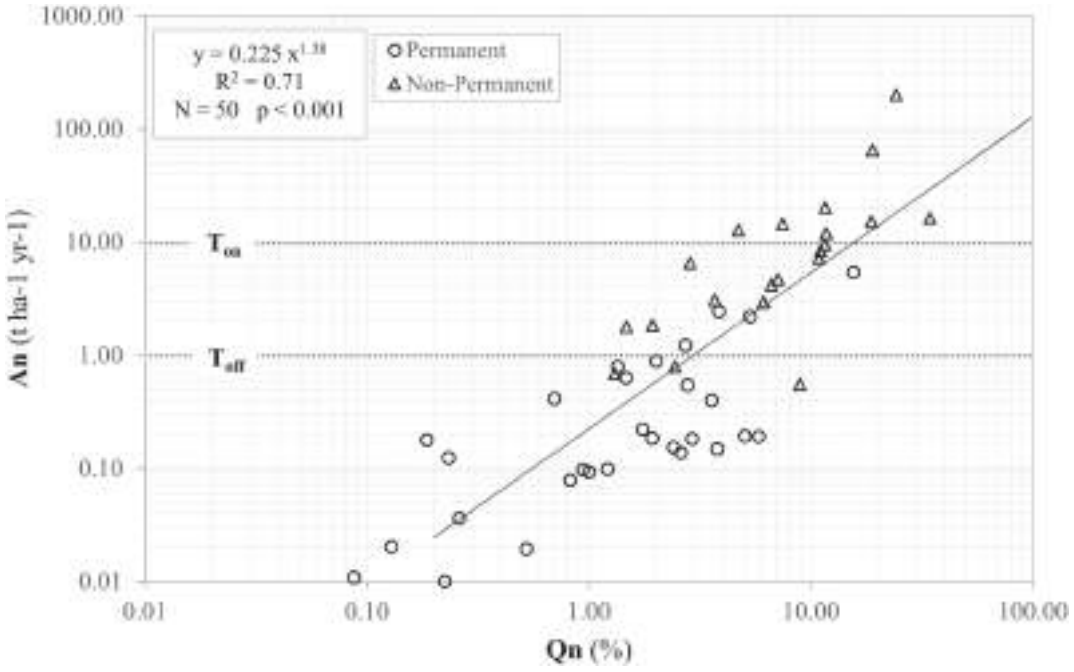


FIGURE 2 Normalized soil loss (A_n) vs normalized runoff (Q_n), showing the permanent and non-permanent land covers. The dotted lines are the mean on and off-site soil loss tolerances

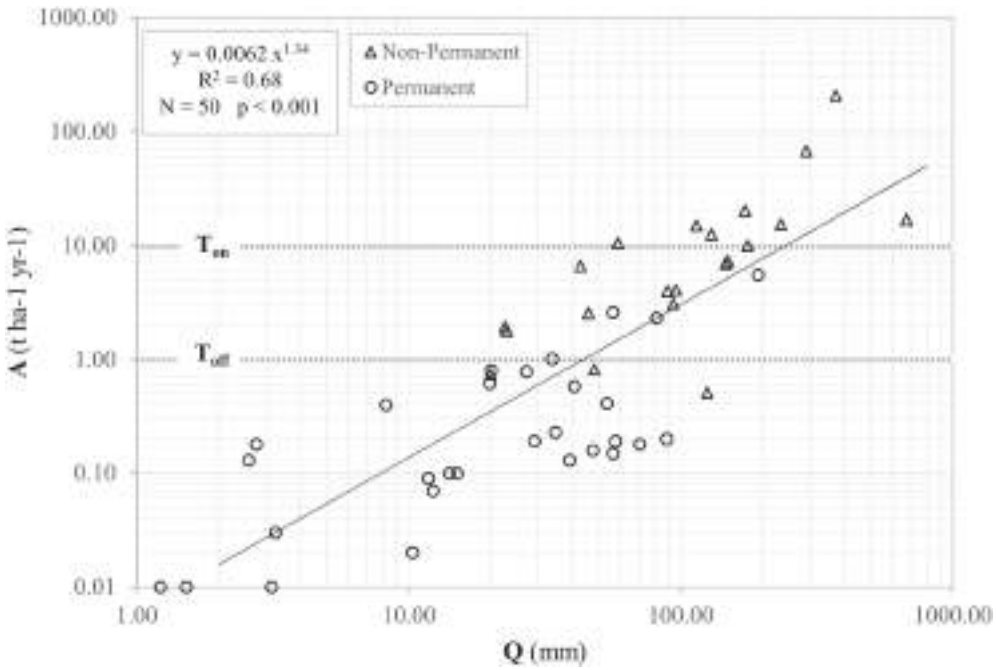


FIGURE 3 Observed soil loss (*A*) vs observed runoff (*Q*), showing the permanent and non-permanent land covers. The dotted lines are the mean on and off-site soil loss tolerances

The good fits ($p < 0.001$) obtained in Figures 2 and 3 also allow the utilization of runoff, easily estimated by rainfall–runoff models (e.g. NRCS, 2004) as predictor of annual soil loss, which is difficult to estimate (Gajbhiye et al., 2014). Such relationships facilitate the establishment of soil and water conservation strategies for the Cerrado biome, particularly in data-scarce areas (Chaves, 2010).

3.4 | Implications with respect to soil loss tolerances

In Tables 6, 7, and 8, soil loss means shown in italics exceeded either on or off-site tolerances, indicating situations with potential on (Cole & Higgins, 1985) and off-site (Mullan, 2013) degradation. Table 7 indicates that, on average, erosion in land uses with permanent vegetative cover (pasture, eucalyptus, and Cerrado) did not exceed on and off-site soil loss tolerances ($A_n < 1.0$ Mg ha^{-1} year^{-1}), a fact previously observed by Li et al. (2009).

The importance of permanent soil cover is also observed in Table 8. Mean normalized soil loss in the permanently covered plots (1.02 Mg ha^{-1} year^{-1}) barely exceeded the off-site tolerance threshold (1.0 Mg ha^{-1} year^{-1}). Furthermore, Figures 2 and 3 indicate that none of the permanently covered plots exceeded mean on-site tolerance (9.7 Mg ha^{-1} year^{-1}), and only four permanently covered plots surpassed off-site tolerance (1.0 t ha^{-1} year^{-1}). This conclusion has important policy implications for the Cerrado biome (i.e. that land uses shall maintain a permanent cover throughout the year, if on and off-site sustainability is sought).

4 | CONCLUSIONS

The results indicate that the highest rates of runoff and soil loss were associated with soils without permanent cover (conventional agriculture and bare soil). These findings are supported by other studies, in Brazil and elsewhere. In permanently covered plots, runoff and soil loss means were 75 and 95% lower than those plots with non-permanent cover, respectively.

A statistically significant power function was obtained between normalized and non-normalized soil loss and runoff. Similar power functions were obtained in the laboratory and in European runoff plots, suggesting that the erosion process in the Cerrado biome follows a universal trend.

On and off-site soil loss tolerances were exceeded in plots with non-permanent covers, but not in permanently covered plots, reinforcing the importance of maintaining a permanent soil cover in the Cerrado biome.

The results and relationships obtained in the present study allow for the establishment of soil conservation policies and strategies in the Cerrado region and in other savanna-type biomes.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study is part of the project 'Hydrologic and geomorphology susceptibility of the Rio Vermelho Headwaters' #01/2018 and of the UNESCO International Sediment Initiative-ISI/LAC. The authors would like to acknowledge the financial support of CAPES-Brazil.

DATA AVAILABILITY STATEMENT

Data are available on request from the authors.

ORCID

Henrique Marinho Leite Chaves https://orcid.org/0000-0002-6754-0576

REFERENCES

Alewell, C., Borrelli, P., Meusburger, K. & Panagos, P. (2019) Using the USLE: Chances, challenges and limitations of soil erosion modelling. *International Soil and Water Conservation Research*, 7(3), 203–225. https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2019.05.004

Almeida, W.S., Seitz, S., Oliveira, L.F.C. & Carvalho, D.F. (2021) Duration and intensity of rainfall events with the same erosivity change sediment yield and runoff rates. *International Soil and Water Conservation Research*, 9, 69–75. https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2020.10.004

Anache, J.A.A., Flanagan, D.C., Srivastava, A. & Wendland, E.C. (2018) Land use and climate change impacts on runoff and soil erosion at the hillslope scale in the Brazilian Cerrado. *Science of the Total Environment*, 622–623, 140–151. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.11.257

Anache, J.A.A., Wendland, E.C., Oliveira, P.T.S., Flanagan, D.C. & Nearing, M.A. (2017) Runoff and soil erosion plot-scale studies under natural rainfall: A meta-analysis of the Brazilian experience. *Catena*, 152, 29–39. https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.01.003

Bagarello, V. & Ferro, V. (2010) Analysis of soil loss data from plots of differing length for the Sparacia experimental area, Sicily, Italy. *Biosystems Engineering*, 105(3), 411–422. https://doi.org/10.1016/j.biosystemseng.2009.12.015

Bagarello, V., Ferro, V. & Giordano, G. (2010) Testing alternative erosivity indices to predict event soil loss from bare plots in Southern Italy. *Hydrological Processes*, 24(6), 789–797. https://doi.org/10.1002/hyp.7538

Bazzoffi, P. (2009) Soil erosion tolerance and water runoff control: Minimum environmental standards. *Regional Environmental Change*, 9(3), 169–179. https://doi.org/10.1007/s10113-008-0046-8

Bertol, I. & Almeida, J.A. (2000) Soil loss tolerance by erosion for Santa Catarina state soils. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 24(3), 657–668. https://doi.org/10.1590/s0100-06832000000300018

Bertoni, J. & Lombardi Neto, F. (1990) *Soil Conservation*, 3rd edition (in Portuguese). Icone, São Paulo, p. 355.

Beuchle, R., Grecchi, R.C., Shimabukuro, Y.E., Seliger, R., Eva, H.D., Sano, E. & Achard, F. (2015) Land cover changes in the Brazilian Cerrado and Caatinga biomes from 1990 to 2010 based on a systematic remote sensing sampling approach. *Applied Geography*, 58, 116–127. https://doi.org/10.1016/j.apgeog.2015.01.017

Boardman, J. & Evans, R. (2019) The measurement, estimation and monitoring of soil erosion by runoff at the field scale: Challenges and possibilities with particular reference to Britain. *Progress in Physical Geography*, 44(1), 31–49. https://doi.org/10.1177/0309133319861833

Bono, J.A.M., Macedo, M.C.M., Tormena, C.A., Nanni, M.R., Gomes, E.P. & Muller, M.M.L. (2012) Water infiltration in an Oxisol in the southwest Cerrado region under different uses and management systems. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 36(6), 1845–1853. https://doi.org/10.1590/S0100-06832012000600019

Borlaug, N.E. (2002) Feeding a world of 10 billion people: The miracle ahead. *In Vitro Cellular & Developmental Biology*, 38(2), 221–228. https://doi.org/10.1079/IVP2001279

Brito, L., Silva, M.L.N., Curi, N., Leite, F.P., Ferreira, M.M. & Pires, L.S. (2005) Water erosion of very clayey Red Latosol (Oxisol) in an undulated area of eucalypt post-planting at Rio Doce Valley, Center East region of Minas Gerais State, Brazil. *Forest Science*, 2, 27–36.

Bui, E., Hancock, G.J. & Wilskinson, S.N. (2011) 'Tolerable' hillslope soil erosion rates in Australia: Linking science and policy. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 144(1), 136–149. https://doi.org/10.1016/j.agee.2011.07.022

Cândido, B.M., Leandro, M., Silva, N., Curi, N. & Velloso, P. (2014) Water erosion post-planting in eucalyptus forests in the Parana river basin, eastern Mato Grosso do Sul, Brazil. *Proceedings of the Brazilian Meeting in Soil Science*, 1, 1565–1575. https://doi.org/10.1590/S0100-06832014000500022

Cantón, Y., Solé-Benet, A., de Vente, J., Boix-Fayos, C., Calvo-Cases, A., Asencio, C. & Puigdefábregas, J. (2011) A review of runoff generation and soil erosion accros scales in semiarid south-eastern Spain. *Journal of Arid Environments*, 75(12), 1254–1261. https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2011.03.004

Carvalho, R., Silva, M.L.N., Avanzi, J.C., Curi, N. & Souza, F.S. (2007) Water erosion in red latosol under diverse coffee plant management systems at South of Minas Gerais State, Brazil. *Ciência e Agrotecnologia*, 31(6), 1679–1687. https://doi.org/10.1590/s1413-70542007000600012

Castro, N.M.R., Auzet, A.V., Chevallier, P. & Leprun, J.C. (1999) Land use change effects on runoff and erosion from plot to catchment scale on the basaltic plateu of southern Brazil. *Hydrological Procedure*, 13(11), 1621–1628. https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(19990815)13:11%3C1621::AID-HYP831%3E3.0.CO;2-L

Cerdan, O., Poesen, J., Govers, G., Saby, N., Le Bissonnais, Y., Gobin, A. et al. (2006) Sheet and rill erosion. *Soil Erosion in Europe*, 501–513. https://doi.org/10.1002/0470859202.ch38

Chaves, H.M.L. (2010) Uncertainty in erosion prediction with the USLE: Impacts and mitigation. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 34(6), 2021–2029. https://doi.org/10.1590/S0100-06832010000600026

Chaves, H.M.L., Braga, B., Domingues, A.F. & Santos, D.G. (2004) Estimating the environmental benefits and financial compensations of ANA's Water Provider Program: I. Theory. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 9(3), 5–14.

Cogo, N.P., Moldenhauer, W.C. & Foster, G.R. (1983) Effect of residue cover, tillage-induced roughness, and runoff velocity on size distribution of eroded soil aggregates. *Soil Science Society of America Journal*, 47(5), 1005–1008. https://doi.org/10.2136/sssaj1983.03615995004700050033x

Cole, G.W. & Higgins, J.J. (1985) A probability criterion for acceptable soil erosion. *Transactions of ASAE*, 28(6), 1921–1926. https://doi.org/10.13031/2013.32542

Corrêa, E., Moraes, I. & Pinto, S. (2015) Estimating soil erodibility and soil loss tolerance of the mideastern Sao Paulo state. *Geociências*, 34, 848–860.

de Vente, J. & Poesen, J. (2005) Predicting soil erosion and sediment yield at the basin scale: Scale issues and semi-quantitative models. *Earth-Science Reviews*, 71(2005), 95–125. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.02.002

Dedecek, R.A. (1986) Erosion and soil conservation in the Cerrados. *Microbiology & Biotechnology*, 4(8), 58–63. https://doi.org/10.18524/2307-4663.2009.4(8).103584

Di Stefano, C. & Ferro, V. (2016) Establishing soil loss tolerance: A review. *Journal of Agricultural Engineering*, 47(3), 127–133. https://doi.org/10.4081/jae.2016.560

Dias, A.C., Silva, M.L.N., de Freitas, D.A.F., Batista, P.V.G., Curi, N. & de Carvalho, G.J. (2013) Soil cover plants on water erosion control in the south of Minas Gerais. *Ciencia e Agrotecnologia*, 37(5), 410–418. https://doi.org/10.1590/S1413-70542013000500004

Duan, X., Shi, X., Li, Y., Rong, L. & Fen, D. (2017) A new method to calculate soil loss tolerance for sustainable soil productivity in farmland. *Agronomy for Sustainable Development*, 37(1), 1–13. https://doi.org/10.1007/s13593-016-0409-3

Dunnett, C.W. (2012) Pairwise multiple comparisons in the homogeneous variance, unequal sample size case. *Journal of the American Statistical Association*, 37–41.

Elliot, W.J., Liebenow, A.M., Laflen, J.M. & Kohl, K.D. (1989) A compilation of soil erodibility data from WEPP cropland soil field erodibility experiments - 1987 & 1988. NSERL Report No. 3, USDA-ARS, Columbus, 289 p.

Evans, R., Collins, A.L. & Zhang, Y. (2017) A comparison of conventional and ^{137}Cs-based estimates of soil erosion rates on arable land and grassland across lowland England and Wales. *Earth-Science Reviews*, 173, 49–64. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.08.005

Ferreira, C.S.A.S., Ferreira, A.J.D., Pato, R.L., Magalhães, M.C., Coelho, C.O. & Santos, C. (2012) Rainfall–runoff–erosion relationships study for different land uses, in a sub-urban area. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 56(3), 5–20. https://doi.org/10.1127/0372-8854/2012/S-00101

Flanagan, D.C., Gilley, J.E. & Franti, T.G. (2006) Water erosion prediction project (WEPP): Development history, model capabilities, and future enhancements. *Transactions of the ASABE*, 50(5), 1603–1612.

Gajbhiye, S., Mishra, S.K. & Pandey, A. (2014) Relationship between SCS-CN and sediment yield. *Applied Water Science*, 4(4), 363–370. https://doi.org/10.1007/s13201-013-0152-8

Goedert, W.J. (1983) Management of the Cerrado soils of Brazil: A review. *Journal of Soil Science*, 34(3), 405–428. https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1983.tb01045.x

Hernani, L.C., Freitas, P.L., Pruski, F.F., de Maria, I.C., Castro Filho, C. & Landers, J.C. (2002) Soil erosion and its impacts. In: Manzatto, C.V., Freitas Junior, E. & Peres, J.R.R. (Eds.) *Uso Agrícola Dos Solos Brasileiros*. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, pp. 47–60.

Hernani, L.C., Kurihara, C.H. & Silva, W.M. (1999) Soil management systems and losses of nutrients and organic matter due to erosion. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 23(1), 145–154. https://doi.org/10.1590/S0100-06831999000100018

Hernani, L.C., Salton, J.C., Fabrício, A.C., Dedecek, R. & Alves Júnior, M. (1997) Erosion losses, soybean and wheat yields under different tillage systems on an Eutrorthox soil at Dourados (MS). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 21(4), 667–676. https://doi.org/10.1590/s0100-06831997000400018

Hobbs, P.R., Sayre, K. & Gupta, R. (2008) The role of conservation agriculture in sustainable agriculture. *Philosophical Transactions of the Royal Society, Series B*, 363(1491), 543–555. https://doi.org/10.1098/rstb.2007.2169

Hofmann, L., Ries, R.E. & Gilley, J.E. (1983) Relationship of runoff and soil loss to ground cover of native and reclaimed grazing land. *Agronomy Journal*, 75(4), 599–602. https://doi.org/10.2134/agronj1983.00021962007500040007x

Hudson, N.W. (1993) Field plots. In: Hudson N.W. (Ed.) *Field measurement of soil erosion and runoff*. Rome: FAO, 1–28.

Kinnell, P. (2019) A review of the science and logic associated with approach used in the universal soil loss equation family of models. *Soil System*, 3(4), 62. https://doi.org/10.3390/soilsystems3040062

Klink, C.A. & Machado, R.B. (2005) Conservation of the Brazilian Cerrado. *Conservation Biology*, 19(3), 707–713. https://doi.org/10.1111/j.1523-1739.2005.00702.x

Laflen, J.M., Baker, J.L., Hartwig, R.O., Buchele, W.F. & Johnson, H.P. (1978) Soil and water loss from conservation tillage systems. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 21(5), 881–885. https://doi.org/10.13031/2013.35407

Lal, R. (2001) Soil degradation by erosion. *Land Degradation and Development*, 12(6), 519–539. https://doi.org/10.1002/ldr.472

Leite, S.M.H., Couto, E.G., Santos, R., Amorim, S. & Lenza, E. (2009) Soil and nutrient losses under different tillage systems in a Clayey Oxisol under natural rainfall. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 33(3), 689–699. https://doi.org/10.1590/S0100-06832009000300021

Li, L., Du, S., Wu, L. & Liu, G. (2009) An overview of soil loss tolerance. *Catena*, 78(2), 93–99. https://doi.org/10.1016/j.catena.2009.03.007

Lima, P.L.T., Silva, M.L.N., Curi, N. & Quinton, J. (2014) Soil loss by water erosion in areas under maize and jack beans intercropped and monocultures. *Ciencia e Agrotecnologia*, 38(2), 129–139. https://doi.org/10.1590/S1413-70542014000200004

Lima, P.L.T., Silva, M.L.N., Quinton, J.N., Batista, P.V.G., Cândido, B.M. & Curi, N. (2018) Relationship among crop systems, soil cover, and water erosion on a typic Hapludox. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 42, 1–16. https://doi.org/10.1590/18069657rbcs20170081

Ma, B., Yu, X., Ma, F., Li, Z. & Wu, F. (2014) Effects of crop canopies on rain splash detachment. *PLoS ONE*, 9(7), 1–10. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0099717

Maetens, W., Vanmaercke, M., Poesen, J., Jankauskas, B., Jankauskiene, G. & Ionita, I. (2012) Effects of land use on annual runoff and soil loss in Europe and the Mediterranean: A meta-analysis of plot data. *Progress in Physical Geography*, 36(5), 599–653. https://doi.org/10.1177/0309133312451303

Mamedov, A.I. & Levy, G.J. (2018) Soil erosion–runoff relations on cultivated land: Insights from laboratory studies. *European Journal of Soil Science*, 70(3), 686–696. https://doi.org/10.1111/ejss.12759

Mannigel, A., Carvalho, M., Moreti, D. & Medeiros, L. (2002) Erodibility factor and loss tolerance of soils of São Paulo state (Brazil). *Acta Scientiarum*, 5, 1335–1340. https://doi.org/10.4025/actasciagron.v24i0.2374

Marques, J.J.G.S.M., Curi, N., de Lima, J.M., Ferreira, M.M., Silva, M.L.N. & Ferreira, D.F. (1997) Estimation of erodibility from attributes of soils with argillic horizon in Brazil. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 21(3), 457–465. https://doi.org/10.1590/s0100-06831997000300015

Merritt, W.S., Letcher, R.A. & Jakeman, A.J. (2003) A review of erosion and sediment transport models. *Environmental Modelling and Software*, 18(8–9), 761–799. https://doi.org/10.1016/S1364-8152(03)00078-1

Mitasova, H., Hofierka, J., Zlocha, M. & Iverson, L.R. (1996) Modelling topographic potential for erosion and deposition using GIS. *International Journal of Geographical Information Systems*, 10(5), 629–641. https://doi.org/10.1080/02693799608902101

Montgomery, D.R. (2007) Soil erosion and agricultural sustainability. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 104(33), 13268–13272. https://doi.org/10.1073/pnas.0611508104

Mullan, D. (2013) Soil erosion under the impacts of future climate change: Assessing the statistical significance of future changes and the potential on-site and off-site problems. *Catena*, 109, 234–246. https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.03.007

Mutchler, C.K., Murphree, C.E. & McGregor, K.C. (1988) Laboratory and fields plots for erosion studies. In: Lal, R. (Ed.) *Soil Erosion Research Methods*. Ankeny: Soil and Water Conservation Society, pp. 11–38.

Nearing, M.A., Foster, G.R., Lane, L.J. & Finkner, S.C. (1989) A process-based soil erosion model for USDA – Water Erosion Prediction Project technology. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 32(5), 1587–1593. https://doi.org/10.13031/2013.31195

NRCS (1961) *Land-Capability Classification*. Agriculture Handbook No. 210. Washington, DC: Natural Resource Conservation Service.

NRCS. (2004) Estimation of direct runoff from storm rainfall. In: *National Engineering Handbook, Part 630: Hydrology*. Washington, DC: Natural Resource Conservation Service.

Oliveira, P.T.S., Nearing, M.A. & Wendland, E. (2015) Orders of magnitude increase in soil erosion associated with land use change from native to cultivated vegetation in a Brazilian savannah environment. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40(11), 1524–1532. https://doi.org/10.1002/esp.3738

Parsons, A.J., Brazier, R.E., Wainwright, J. & Powell, D.M. (2006b) Scale relationships in hillslope and erosion. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31(11), 1384–1393. https://doi.org/10.1002/esp.1345

Parsons, A.J., Wainwright, J., Brazier, R.E. & Powell, D.M. (2006a) Is sediment delivery a fallacy? *Earth Surface Processes and Landforms*, 31(10), 1325–1329. https://doi.org/10.1002/esp.1395

Pimentel, D. (2006) Soil erosion: A food and environmental threat. *Environment, Development and Sustainability*, 8(1), 119–137. https://doi.org/10.1007/s10668-005-1262-8

Pires, L.S., Silva, M.L., Curi, N., Leite, F.P. & Brito, E.L. (2006) Water erosion in post-planting eucalyptus forests at center-east region of Minas Gerais State, Brazil. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, 41(4), 687–695. https://doi.org/10.1590/S0100-204X2006000400021

Prochnow, D., Carmela, S., Dechen, F., De Maria, I.C., Castro, O.M. & Vieira, S.R. (2005) Soil loss ratio and C factor for coffee plantations in five spacings in Pindorama, state of São Paulo, Brazil. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 29(1), 91–98. https://doi.org/10.1590/S0100-06832005000100010

Quansah, C. (1985) Rate of soil detachment by overland flow and its relationship with discharge, slope steepness, and soil type. In: El-Swaify, S.A., Moldenhauer, W.C. & Lo, A. (Eds.) *Soil Erosion and Conservation*. Ankeny: Soil and Water Conservation Society, pp. 406–426.

Renard, K.G. & Foster, G.R. (1985) Managing rangeland soil resources: The universal soil loss equation. *Rangeland Ecology & Management*, 7, 118–122.

Rieger, F.A., Zolin, C.A., Paulino, J., de Souza, A.P., Matos, E.D.S., de Souza Magalhães, C.A. & de Farias Neto, A.L. (2015) Water erosion on an Oxisol under integrated crop–forest systems in a transitional area between the Amazon and Cerrado biomes. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 40, 1–12. https://doi.org/10.1590/18069657rbcs20150111

Risse, L.M., Nearing, M.A., Laflen, J.M. & Nicks, A.D. (1993) Error assessment in the universal soil loss equation. *Soil Science Society of America Journal*, 57(3), 825–833. https://doi.org/10.2136/sssaj1993.03615995005700030032x

Santos, J.C., De Andrade, E.M., Medeiros, P.H., Guerreiro, M.J. & Palácio, H. (2017) Land use impact on soil erosion at different scales in the Brazilian semi-arid. *Revista Ciência Agronômica*, 48(2), 251–260. https://doi.org/10.5935/1806-6690.20170029

Schertz, D.L. (1983) The basis for soil loss tolerances. *Journal of Soil and Water Conservation*, 38, 10–14.

Seutloali, K.E. & Beckendahl, H.R. (2015) Understanding the factors influencing rill erosion on roadcuts in the south eastern region of South Africa. *Solid Earth*, 6(2), 633–641. https://doi.org/10.5194/se-6-633-2015

Severiano, E.C., Oliveira, G.C., Curi, N. & Dias Junior, M.S. (2009) Use potential and structural quality of two soils under sugarcane production in Goianesia, Brazil. *Revista Brasileira de Ciencia do Solo*, 33(1), 159–168. https://doi.org/10.1590/S0100-06832009000100017

Silva, A.M. (2004) Rainfall erosivity map for Brazil. *Catena*, 57(3), 251–259. https://doi.org/10.1016/j.catena.2003.11.006

Silva, A.M., Silva, M.L., Curi, N., Avanzi, J.C. & Ferreira, M.M. (2009) Rainfall erosivity and erodibility of cambisol (inceptisol) and latosol (oxisol) in the region of Lavras (MG), Brazil. *Revista Brasileira de Ciencia do Solo*, 33, 1811–1820.

Silva, A.M., Silva, M.L.N., Curi, N., De Lima, J.M., Avanzi, J.C. & Ferreira, M. M. (2005) Soil, water, nutrients and organic carbon losses from Inceptisol and Oxisol under natural rainfall. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, 40(12), 1223–1230. https://doi.org/10.1590/s0100-204x2005001200010

Silva, M.L.N., Curi, N., Leite, F.P. & Nóbrega, D.V.C. (2002) Tolerância de perdas de solo por erosão hídrica no Vale do Rio Doce na região centro-leste do Estado de Minas Gerais. In: *Reunião Brasileira de Manejo e Conservação do Solo e da Água*. Cuiabá: SBCS/UFMT.

Skidmore, E.L. (1982) Soil loss tolerance. In: Allmaras, R.R., Mannering, J.V. & Papendick, R.I. (Eds). *Determinants of soil loss tolerance*. Madison, WI: American Society of Agronomy, pp. 87–93.

Sosa, D.A. (1987) *Rainfall erosivity: Its distribution and relationship with soil loss at Pindorama - São Paulo, Brazil*, Doctoral thesis. Sao Paulo: Universidade de São Paulo.

Souza, A.A.R., Munoz-Rojas, J., Correa, T.P., Aguilera, P.A., Barandica, J. M. & Rescia, A.J. (2021) A comparative analysis of soil loss tolerance and productivity of the olive groves in the PDO areas of Norte Alentejano (Portugal) and Estepa (Spain). *Agronomy*, 11(4), 665. https://doi.org/10.3390/agronomy11040665

Telles, T.S., Righetto, A.J., Lourenço, M.A.P. & Barbosa, G.M.C. (2020) No-tillage system participatory quality index. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 24(2), 128–133. https://doi.org/10.1590/1807-1929/agriambi.v24n2p128-133

Verheijen, F.G.A., Jones, R.J.A., Rickson, R.J. & Smith, C.J. (2009) Tolerable versus actual soil erosion rates in Europe. *Earth-Science Reviews*, 94(1–4), 23–38. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.02.003

Walling, D.E. (1983) The sediment delivery problem. *Journal of Hydrology*, 65(1–3), 209–237. https://doi.org/10.1016/0022-1694(83)90217-2

Wischmeier, W.H. (1966) Relation of fild-plot runoff to management and physical factors. *Soil Science Society of America Proceedings*, 30, 272–277. https://doi.org/10.2136/sssaj1966.03615995003000020036x

Wischmeier, W.H. & Smith, D.D. (1978) *Predicting Rainfall Erosion Losses: A Guide to Conservation Planning*. Agriculture Handbook No. 537. Washington, D.C: U.S. Department of Agriculture.

Yang, C.T. (1977) The movement of sediment in rivers. *Geophysical Surveys*, 3(1), 39–68. https://doi.org/10.1007/BF01449182

Yang, C.T., Randle, T.J. & Hsu, S.K. (1998) Surface erosion, sediment transport, and reservoir sedimentation. In: *Modelling Soil Erosion, Sediment Transport and Closely Related Hydrological Processes*. Vienna: IAHS, pp. 3–12.

Yao, C., Lei, T., Elliot, W.J., McCool, D.K., Zhao, J. & Chen, S. (2008) Critical conditions for rill initiation. *Transactions of the ASABE*, 51(1), 107–114. https://doi.org/10.13031/2013.24231

Youlton, C., Bragion, A.P. & Wendland, E. (2016) Experimental evaluation of sediment yield in the first year after replacement of pastures by sugarcane. *Ciencia e investigación Agraria*, 43(3), 374–383. https://doi.org/10.4067/S0718-16202016000300004

Zuazo, V.H.D. & Pleguezuelo, C.R.R. (2008) Soil-erosion and runoff prevention by plant covers: A review. *Agronomy for Sustainable Development*, 28(1), 65–86. https://doi.org/10.1051/agro:2007062

How to cite this article: Fonseca, M.R.S., Uagoda, R. & Chaves, H.M.L. (2021) Rates, factors, and tolerances of water erosion in the Cerrado biome (Brazil): A meta-analysis of runoff plot data. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1–14. Available from: https://doi.org/10.1002/esp.5273

Capítulo 2

Artigo sobre Impactos O*n-site* da Restauração Ambiental de Área de Carste nos Cerrados

CATENA

Editorial Manager

HOME • LOGOUT • HELP • REGISTER • UPDATE MY INFORMATION • JOURNAL OVERVIEW
MAIN MENU • CONTACT US • SUBMIT A MANUSCRIPT • INSTRUCTIONS FOR AUTHORS • POLICIES

Role: Author

Username: mritaoliveira@gmail.com

Author's Decision

Thank you for approving "Runoff, Soil Loss, and Water Balance in a Restored Karst Area of the Brazilian Savanna".

Catena

Runoff, Soil Loss, and Water Balance in a Restored Karst Area of the Brazilian Savanna

--Manuscript Draft--

Manuscript Number:	
Article Type:	Research Paper
Keywords:	soil and water losses; karst areas; cerrado; ecological restoration
Corresponding Author:	Maria Rita Fonseca Universidade de Brasilia Brasília, BRAZIL
First Author:	Maria Rita Fonseca
Order of Authors:	Maria Rita Fonseca
	Rogério S E Uagoda
	Henrique M L Chaves
Abstract:	In karst landscapes, on-site impacts, such as soil erosion, occur due to the removal of the natural vegetation cover. Ecological restoration can slow and even revert that degradation process. Runoff plots with different soils (Lithic entisol and Quartzipsamment) and soil covers (bare soil, restored areas with native species, and undisturbed savanna) were installed in a degraded karst area of the Brazilian savanna, where runoff, erosion, and soil water balance were monitored during 3 hydrologic years. Mean runoff and erosion in the ecologically restored areas (Lithic entisol) decreased from 546 mm yr -1 to 360 mm yr -1 , and from 34 Mg ha -1 yr -1 to 5 Mg ha -1 yr -1 , respectively. In the case of the undisturbed Cerrado (Quartzipsamment), mean water and soil losses were constant during the 3 years, namely 16 mm yr -1 and 0.7 Mg ha year -1 , respectively. Soil loss tolerance was exceeded the bare plot of the Lithic entisol in all three hydrologic years. In the third year, erosion fell below soil loss tolerance in the restored plots, indicating that soil degradation could be reduced with ecological restoration. The latter improved the soil water balance, increasing infiltration and evapotranspiration, and reducing runoff, indicating that ecological restoration of karst areas could generate significant on- and off-site hydrologic services.
Suggested Reviewers:	Jamil A A Anache jamil.anache@usp.br
	Fenli Zheng flzh@ms.iswc.ac.cn
	Neven Bocic nbocic@gmail.com
	Jean P G Minella jminella@gmail.com
	Yanqing Lian ylian@illinois.edu

Powered by Editorial Manager® and ProduXion Manager® from Aries Systems Corporation

Title

Runoff, Soil Loss, and Water Balance in a Restored Karst Area of the Brazilian Savanna

Authors:

Maria Rita Souza Fonseca
Postgraduate Program in Geography, University of Brasilia
Campus Darcy Ribeiro, Asa Norte
Brasilia, DF Brazil 70.910-900

Rogério Elias Soares Uagoda
Department of Geography, University of Brasilia
Campus Darcy Ribeiro, Asa Norte
Brasilia, DF Brazil 70.910-900

Henrique Marinho Leite Chaves
Forestry Department, University of Brasilia
Campus Darcy Ribeiro, Asa Norte
Brasilia, DF Brazil 70.910-900
Email: chaveshml@gmail.com
(Corresponding author)

- Karst areas are vulnerable to soil erosion and degradation
- No previous studies existed in degraded karst areas of the Brazilian savanna
- Ecological restoration significantly reduced erosion and runoff
- Erosion was reduced below the soil loss tolerance threshold

Runoff, Soil Loss, and Water Balance in a Restored Karst Area of the Brazilian Savanna

Abstract

In karst landscapes, on-site impacts, such as soil erosion, occur due to the removal of the natural vegetation cover. Ecological restoration can slow and even revert that degradation process. Runoff plots with different soils (Lithic entisol and Quartzipsamment) and soil covers (bare soil, restored areas with native species, and undisturbed savanna) were installed in a degraded karst area of the Brazilian savanna, where runoff, erosion, and soil water balance were monitored during 3 hydrologic years. Mean runoff and erosion in the ecologically restored areas (Lithic entisol) decreased from 546 mm yr^{-1} to 360 mm yr^{-1}, and from 34 Mg $ha^{-1}yr^{-1}$ to 5 Mg $ha^{-1}yr^{-1}$, respectively. In the case of the undisturbed Cerrado (Quartzipsamment), mean water and soil losses were constant during the 3 years, namely 16 mm yr^{-1} and 0.7 Mg ha $year^{-1}$, respectively. Soil loss tolerance was exceeded the bare plot of the Lithic entisol in all three hydrologic years. In the third year, erosion fell below soil loss tolerance in the restored plots, indicating that soil degradation could be reduced with ecological restoration. The latter improved the soil water balance, increasing infiltration and evapotranspiration, and reducing runoff, indicating that ecological restoration of karst areas could generate significant on- and off-site hydrologic services.

Keywords: *soil and water losses, karst areas, cerrado, ecological restoration.*

1. INTRODUCTION

Karst landscapes are highly fragile environments, representing approximately 12% of all continents (Febles-González et al., 2012). Among the threats that affect karst areas are soil erosion and landscape degradation (Hu et al., 2018; Parise et al., 2009).

Among the impacts are selective erosion (Jacinthe et al., 2004; Nie et al., 2015; Wacha et al., 2020), sedimentation and water quality impairment (Coxon, 1999; Goldscheider and Drew, 2007; Parise et al., 2009), which can lead to rocky desertification in semi-arid and arid regions (Jiang et al., 2014; Zhao and Hou, 2019).

In karst environments, degradation occurs through processes of surface and underground erosion, chemical weathering and gravity, respectively (Zeng et al., 2018). Sinkholes absorb surface runoff from upstream areas, becoming the main path for large volumes of water entering cave systems and underground rivers (Febles-González et al., 2012). Sinkholes allow the rapid transmission of pollutants from the surface to underground systems (White, 1988), and are the main route by which sediment is transported to the subsurface (Febles-González et al., 2012).

The slow rate of pedogenesis and the small soil depth are factors that reduce the soil erosion tolerance of karst soils (Wang et al., 1999; Zhao and Hou, 2019). In addition, their low soil permeability and the high erodibility increase the erosion risk (Gan et al., 2002; Zhao and Hou, 2019).

Whenever erosion rates surpass soil loss tolerance, soil degradation occurs (Chaves, 2010b). Assessing the erosion process in karst areas of southeastern China, Peng and Wang (2012) found soil losses of 3.58 Mg ha^{-1} $year^{-1}$ and

tolerances ranging from 3.0 to 6.8 Mg $ha^{-1}year^{-1}$, indicating a strong potential for soil degradation. In karst-derived soils in Cuba, Febles-González et al. (2012) found soil losses of 13 Mg $ha^{-1}year^{-1}$, well above the local tolerance levels.

On the other hand, undisturbed vegetation cover is able to prevent erosion of karst soils (Bruijnzeel, 2004; Fu, 2009), reducing surface runoff (Brown et al., 2007; Kosmas et al., 1997; Peng and Wang, 2012), and maintaining the physical and chemical properties of the soil (Kosmas et al., 2000).

It has long been known that vegetation cover protects the soil against erosion, in both agricultural (Laflen et al., 1978) and in natural areas (Zuazo and Pleguezuelo, 2008). While the plant canopy reduces the impact of the raindrops (Ma et al., 2014), ground cover and surface roots decrease runoff velocity and sediment transport (Hofmann et al., 1983). In a recent meta-analysis of the Cerrado biome, Fonseca et al. (2021) reported that erosion rates in areas with permanent vegetation cover remained below on- and off-site soil loss tolerances.

Furthermore, ecological restoration of degraded agricultural areas can improve infiltration and groundwater recharge (Chaves et al., 2012). Although there are studies addressing the relationship between permanent vegetation and hydrological processes in the Brazilian savannah (Fonseca et al., 2021), the effectiveness of ecological restoration against erosion has not been assessed (Honda and Durigan, 2017).

Additionally, there are no studies about soil erosion in karst areas of the Brazilian savanna. In non-karst areas of this biome, Fonseca et al (2021) reported erosion and runoff means of 8.9 Mg ha^{-1} yr^{-1} and 83.1 mm yr^{-1}, respectively. In bare runoff plots of the Cerrado biome, Anache et al. (2019)

reported surface runoff volumes four times greater than that of natural vegetation.

Oliveira et al. (2015) concluded that deforestation in the Cerrado has the potential to increase surface runoff and reduce aquifer recharge, decreasing evapotranspiration at local and regional scales. Furthermore, extensive land-use conversion in the Brazilian savanna can ultimately influence the regional climate. Hoffmann and Jackson (2000) predicted that the conversion of the Brazilian savanna to pastureland would reduce the biome's rainfall and streamflow by 10%. Since karst areas of the Brazilian Cerrado are more vulnerable than non-karst areas, it is expected that the former are being degraded faster than the latter.

Considering the aspects above, the objective of this study was to assess the hydrologic and sedimentologic behavior of degraded and restored plots of a karst area of the Brazilian savanna. The specific objectives of the research were: a) To obtain the water and soil losses of runoff plots under different soil covers; b) To compare the measured erosion rates with the corresponding soil loss tolerances; c) To obtain the soil water balance for the different land-cover treatments; and d) To calculate the surface runoff coefficient (CN) and the C factor (USLE) of the undisturbed and restored vegetation covers.

2 METHODOLOGY

2.1 Study Site

The study site is a karst area located in the municipality of Mambaí (Brazil), within the Corrente River watershed and the Environmental Protection Area of the Vermelho River (APA-NRV). The experiment was located on a karst slope, within the Tarimba sinkhole, which receives the runoff and sediment generated upstream (Figure 1).

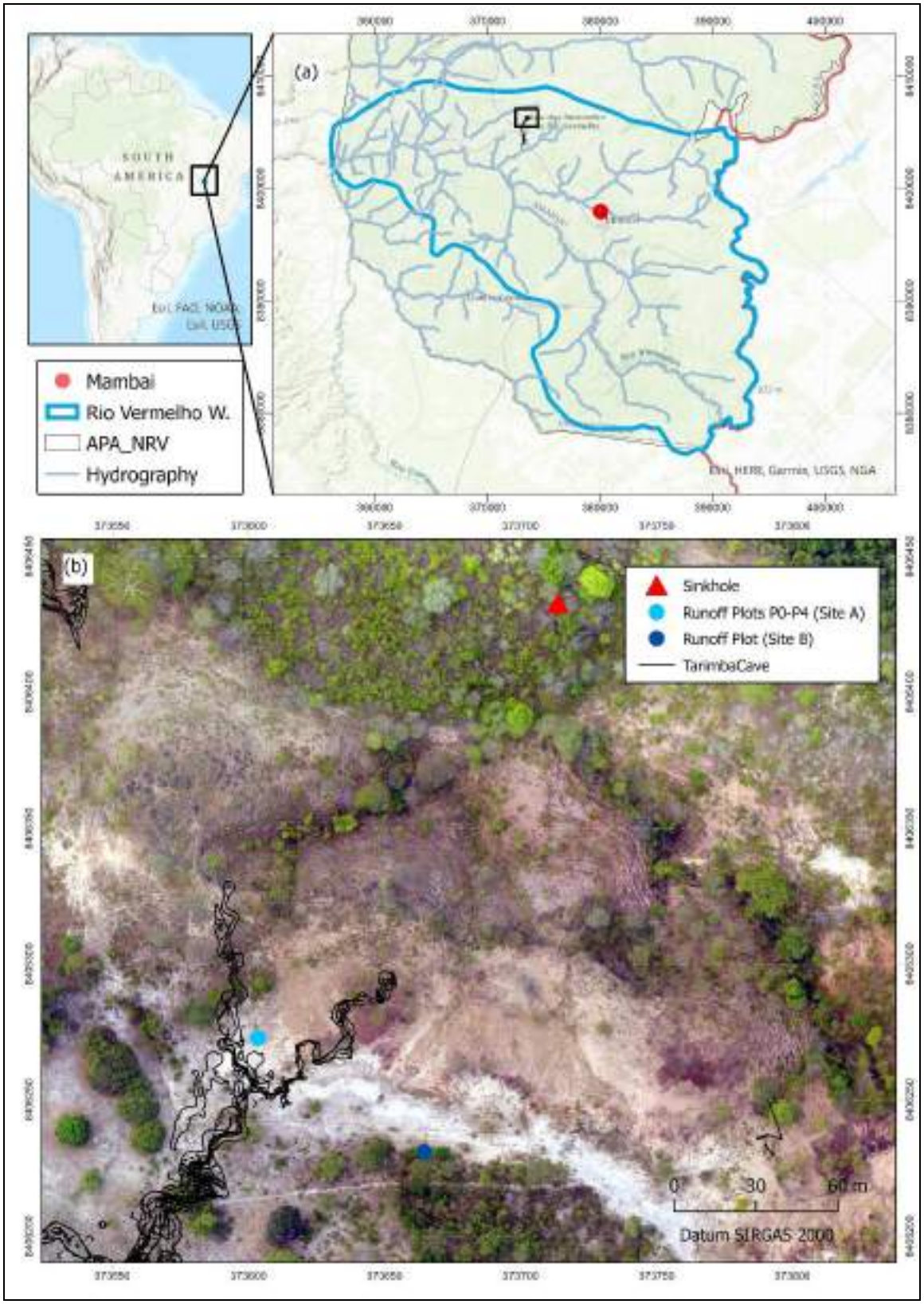


Figure 1 – Location of the study site: (a) Rio Vermelho Watershed, (b) Tarimba cave and sinkhole, and runoff plots.

The Tarimba cave system is considered the most important cave formation in the region and one of the longest in the country (Hussain et al., 2020). The climate in the region is tropical humid (Aw-Koppen), with a savanna climate subtype, with dry winters and wet summers (Silva et al., 2008). Mean annual precipitation is 1,200 mm and mean annual temperature is 25°C.

In its upper portion, the study area is composed by the Urucuia geologic formation (sandstones with unconsolidated siliciclastic sediments), and in the lower portion by the Paranã Valley (pelitic rocks interspersed with carbonates) of the Bambuí geologic group (Tavares et al., 2021).

In the lower part of the study slope, the carbonates and calcitic limestones are overlaid by pelites, and covered by Alfisols and Lithic entisols. In the upper part of the slope there are the sandy debris from the Urucuia Group, covered by Quartzipsamments (Caldeira et al., 2021; Gaspar and Campos, 2007; Uagoda et al., 2019).

In the upper part of the study site, a typical savanna vegetation predominates, associated with the sandstone and with the Quartzipsamment. In the lower portion of the slope, a seasonal forest predominates, situated above the limestone and the Lithic entisol.

The study was carried between October 2018 and September 2021 (36 months), comprising of three full hydrologic years. Two experimental sites, representing the local geologic and soil conditions, were established: i) *Site A* (Lithic entisol), in a degraded pasture area, with five runoff plots; and ii) *Site B* (Quartzipsamment), in an area of undisturbed savannah, with one plot (Figure 1).

2.2 Runoff plots

All six runoff plots had a linear topographic profile, and an average slope of 11%. Plot dimensions were 22.1 m (L) and 1.80 m (W), with an area of 39.8 m². To prevent upstream runoff from entering the plots, they were delimited by galvanized steel boards, inserted into the soil (Youlton et al., 2016). The lower end of each plot had a metal collection trough and a PVC pipe, and the runoff and sediment were collected in two 1,000 L tanks, positioned in tandem (Figure 2).



Figure 2 – Runoff plots. (a) Site A – Plots P0, P1, P2, P3, P4 and (b) Site B – Plot P5. December, 2019.

The ground cover types of the six runoff plots were: a) Bare soil (P0); b) Restored native vegetation cover, without jute mat (P1 and P3); c) Restored native vegetation cover, with jute mat (P2 and P4); and d) Undisturbed Cerrado (savanna) vegetation (P5).

The P0-P4 plots were installed over the Lithic entisol (Site A), and the P5 plot was installed over the Quartzipsamment (Site B) (Table 1). The uncovered plot (P0) was kept bare during all 36 months of the experiment, with periodic application of systemic herbicide (glyphosate) (Brito, 2005).

Table 1 – Soil characteristics of Sites A (P0-P4) and B (P5).

Soil type	Depht (cm)	Texture (%)			Class	NRCS Hydrologic Group
		Sand	Silt	Clay		
Lithic entisol *(Site A)*	15	63.83	31.46	4.71	Sandy-loam	C
	40	41.28	50.25	8.47	Loam	
	70	25.34	66.13	8.53	Silty-loam	
Quartzipsamment *(Site B)*	20	93.04	6.07	0.89	Sand	A
	40	93.87	5.15	0.98	Sand	
	70	92.77	6.11	1.12	Sand	

The P1-P4 plots were restored with native species in September of 2018 (Table 2), receiving the following restoration sequence: i) Micro-drilling (Couto et al., 2010), with 30 holes/m²; ii) Green manure (*Stylosanthes sp*. and *Cajanus cajan*; and iii) Direct planting of seedlings of different savanna species (Farias et al., 2013).

Table 2 - Native species planted in the restored plots (P1-P4).

Trees	Shrubs	Grass
Pau Santo (*Kielmeyera speciosa*)	Assa Peixe (*Vernonanthura sp.*)	*Andropogon fastigiatus*
Ipê Caraíba Amarelo (*Tabebuia aurea*)	Fedegozinho (*Senna sp.*)	
Jacarandá Bico de Paragaio (*Machaerium acutifolium*)	Copaibinha (*Copaifera sp.*)	
Guatambu do Cerrado (*Aspidosperma macrocarpum*)	Amargoso (*Lepdaploa aurea*)	
Tinguí (*Magonia pubecens*)		
Aroeira Preta (*Myracrodruon urundeuva*)		

Amburana (*Amburana cearenses*)		

The amargoso grass (*Lepdaploa aurea)* and the stylosanthes (*Stylosanthes sp)* were the dominant species in the P1-P4 plots after the 3 experimental years, although individuals of all species introduced in 2018 were observed in the plots at the end of the experiment. The soil cover in the restored plots (P1-P4), measured by the Cline (1944) method, increased from practically 0%, in the beginning of the first year, to 65% at the end of the 3rd year (Figure 3).

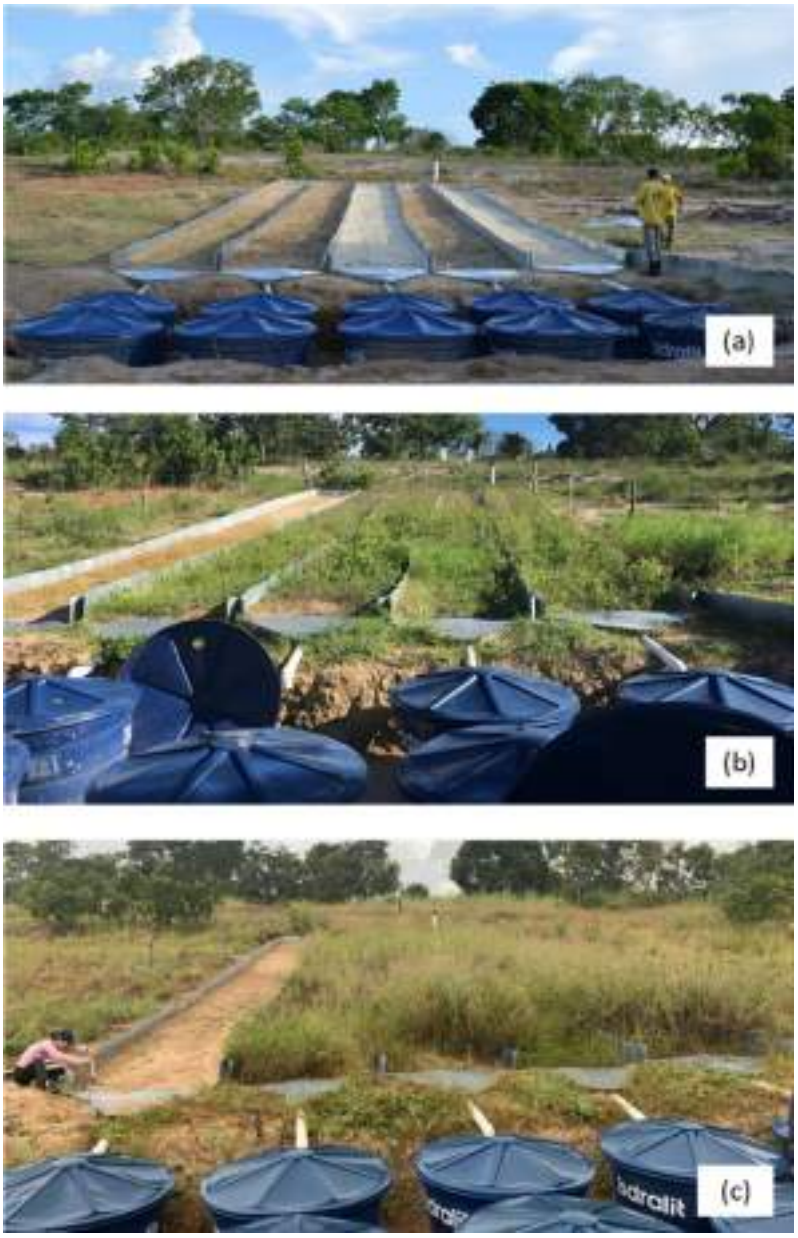


Figure 3 – Runoff plots in different years. (a) 10/30/2018, (b) 12/20/2019, and (c) 04/04/2021.

Plot P5 was installed over an area of undisturbed natural savanna, with 50% tree cover (3 to 8 m high) and the remaining 50% covered with shrubs and grasses. Considering that plots P1-P3 (vegetal restoration, without jute mat), and plots P2-P4 (vegetal restoration, with jute mat) were replicated, their statistical treatments were grouped.

2.3 Precipitation, surface runoff, and soil loss

Precipitation, measured on a local rain gage, runoff, and soil loss were measured biweekly, except in situations of significant rainfall events, when the frequency increased (Carvalho et al., 2007; Cogo, 1978). Thus, 15 hydrological measurements were made in the 1st year, 18 in the 2nd year, and 19 in the 3rd year.

In the case of runoff, the volume was obtained by measuring the water level of the water collection tanks (Bagarello and Ferro, 2004). The unit surface runoff volume in each plot was simply the ratio between the total volume in the two tanks and the total area of the plot:

$$Q = V / A_p \quad (1)$$

where: Q (mm) = unit volume of runoff in the period; V (L) = runoff volume in the period (L); and A_p (m^2) = plot area.

In the case of soil loss, vertically-integrated water samples were obtained in both tanks after agitation with a rod (Bagarello and Ferro, 2004). In the laboratory, the 1 L water + sediment samples, after being decanted with aluminum sulfate and oven-dried at 105°C for 24 h, were weighed. The soil loss in the plot was obtained by the product of the sediment concentration in the

bottles and the runoff volume in the collection tanks (Anache et al., 2018; Oliveira et al., 2015):

$$L_s = C\ V\ /\ A_p \quad (2)$$

where: L_s (Mg ha^{-1}) = plot soil loss in the period; C (g L^{-1}) = sediment concentration in the sample; V (L) = runoff volume in the collection tanks; and A_p (ha) = plot area.

In order to eliminate the influence of precipitation in the three experimental years and to isolate the restoration treatment effects, annual runoff and soil loss were normalized by the annual precipitation and annual rainfall erosivity, respectively. Thus, the normalized surface runoff in each plot was:

$$Q_n = 100\ Q\ /\ P \quad (3)$$

where: Q_n = normalized runoff (%), Q = annual runoff (mm $year^{-1}$), P = annual precipitation (mm). In the case of soil loss, the annual normalized value was (Fonseca et al., 2021):

$$A_n = 100\ A\ /\ R \quad (4)$$

where: A_n = normalized soil loss (t $yr^{-1}MJ^{-1}mm^{-1}h$), A = soil loss (Mg ha-1yr-1), R = rainfall erosivity (MJ mm ha^{-1} h^{-1}).

The rainfall erosivity of each hydrological year was obtained using a regional Fournier-type equation, based on the monthly and annual rainfall (Silva, 2004):

$$R = 12{,}592\ \sum_{i=1}^{12}\left(M_i^2/P\right)^{0.603} \quad (5)$$

where: R = Annual rainfall erosivity (MJ mm $ha^{-1}hr^{-1}$), M_i = monthly rainfall (mm), P = annual rainfall (mm).

The effect of vegetation cover on erosion in the restored plots (P1-P4) was assessed by the USLE C factor (Wischmeier and Smith, 1978), namely:

$$C_i = A_i / A_0 \quad (6)$$

where: C_i = USLE C factor (0-1) for cover i; A_i = annual average soil loss in the plot under cover i (Mg ha year^{-1}); A_0 = annual average soil loss in the bare plot (Mg ha year^{-1}).

The annual erosion rate in the runoff plots were compared to the corresponding soil loss tolerance, to assess the degree of permanent degradation by erosion (Chaves, 2010b). Soil loss tolerance values of the Lithic entisol and of the Quartzipsamment were obtained from Bertoni and Lombardi Neto (1991).

2.4 Runoff Coefficient

The CN coefficient for each plot, in the period between two consecutive samplings, was obtained through the iterative solution of the following equation (NRCS, 2004):

$$Q = (P - 0.2\,S)^2/(P + 0.8\,S) \quad (7)$$

where

$$S = (25.400/CN) - 254 \quad (8)$$

where: Q = surface runoff volume (mm), P = precipitation volume (mm), S = abstraction factor (dimensionless), CN = curve-number (0-100, dimensionless). Condition II of antecedent soil moisture (NRCS, 2004) was assumed for the entire period, since this is the condition that most adapts to the Brazilian savanna (Chaves et al., 2012; Chaves and Piau, 2008)

2.5 Soil Water Balance

The soil water balance was carried in each plot, based on measured precipitation, surface runoff, and soil water retention data. The water balance period was bi-weekly, between two successive precipitation and runoff

samplings. The soil water balance was obtained through the following equation (Brooks et al., 2003):

$$P - (Q + ETr + Qp) - (ISM - FSM) = 0 \quad (9)$$

where: P= precipitation volume between measurements (mm); Q = surface runoff between measurements (mm); ETr = actual evapotranspiration (mm); ISM = initial soil moisture (mm); FSM = final soil moisture (mm); Qp = deep percolation (mm). The actual evapotranspiration was estimated by the following equation (Brooks et al., 2003):

$$ETr = \min (ETo * Kc; P + ISM) \quad (10)$$

where: ETr = actual evapotranspiration (mm); ETo = potential evapotranspiration (mm); Kc = crop coefficient; P = precipitation in the period (mm); and ISM = initial soil moisture (mm). Potential evaporation was calculated using the of Hargreaves and Samani (1985) equation for each period between successive measurements:

$$ETo = N * 0.0023 * Rg * (Tmed + 17.8) * (Tmax - Tmin)^{1/2} \quad (11)$$

where: ETo = potential evapotranspiration in the period between collections (mm); N = number of days of the month; R_g = mean solar radiation (mm day^{-1}); T_{med} = mean temperature (°C); T_{max} = maximum temperature (°C); T_{min} = minimum temperature (°C). The climatological data for the ETo calculation were obtained from the Posse INMET station, located 10 km from the study area.

The values of the K_c crop coefficient were taken as 0.5 for the uncovered plot (P0) (Allen et al., 2005), and 1.0 for the vegetated plots (P1-P5) (Wight and Hanson, 1990).

The initial soil moisture (ISM) at the beginning of the hydrological year (October) was obtained from measurements with undisturbed samples of the two soils, at a depth between 0 and 60 cm, corresponding to approximately ¼ of

the value of the water retention capacities. The final soil moisture (FSM) was obtained by the following equation (Brooks et al., 2003):

$$FSM = \min [(P+SRC-Q-Etr); SRC*Dt] \quad (12)$$

where: SRC (mm m^{-1}) = soil water retention capacity; and Dt (m) = mean root depth. The SRC value for the two soils was obtained by water retention curves in the laboratory, from undisturbed samples taken in depths of 0-60 cm (Gardner, 1986):

$$SRC = Fc - Wp \quad (13)$$

where: SRC = soil water retention capacity (mm m^{-1}); Fc = water content at field capacity (0.33 bar); and Wt = water content at wilting point (15 bar), both obtained in a pressure pan, in the laboratory (Bernardo et al., 1987). Finally, deep percolation in the plots was calculated by the following equation (Brooks et al., 2003):

$$Q_p = P + ISM - Q - ETr - FSM \quad (14)$$

3 RESULTS AND DISCUSSION

3.1 Precipitation and surface runoff

The rainfall volumes and rainfall erosivities of the three hydrological years are presented in Table 3. Except for the precipitation of Year 3, which was below the regional mean (Silva et al. 2008; Fonseca et al. 2021), the precipitation volumes of the other years were within the average. Rainfall erosivity in the three hydrologic years followed the same trend observed in precipitation.

Table 3 - Precipitation and rainfall erosivity in the three hydrological years.

Hydrological year	**Precipitation** (mm)	**Erosivity** (MJ mm $ha^{-1}hr^{-1}$)
2018-2019	1,223.6	7,440.0
2019-2020	1,295.1	7,746.0
2020-2021	935.5	6,694.1

Figures 4 and 5 show the mean runoff volumes (Q) and mean calibrated runoff coefficients (CN), in the three hydrological years, and Figure 5 shows plot runoff normalized by annual precipitation.

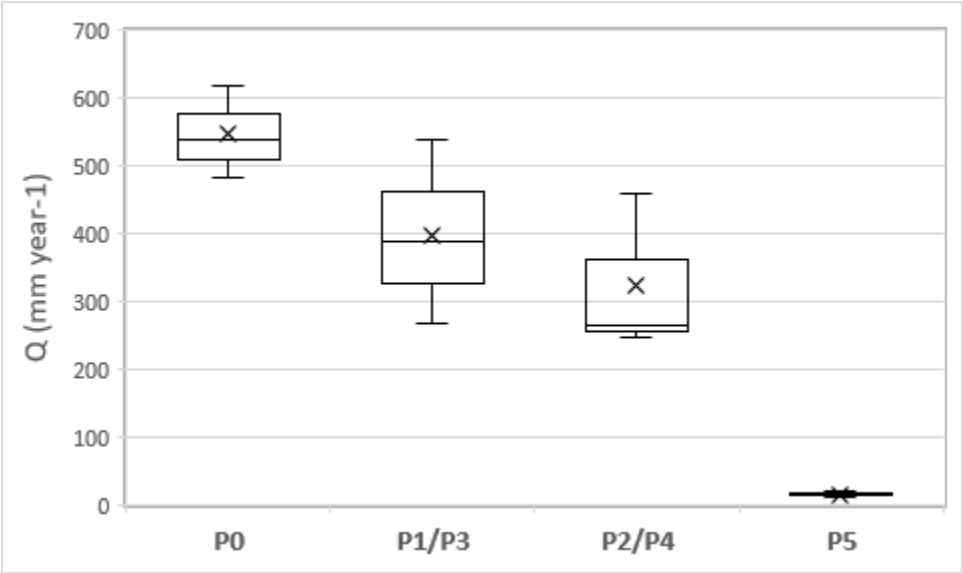


Figure 4 - Mean runoff volumes in the three-year period.

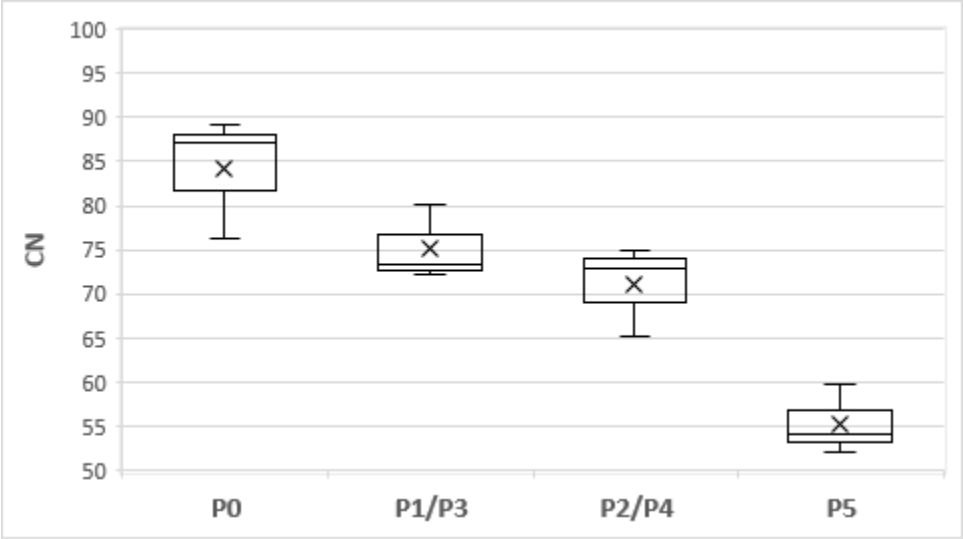


Figure 5 - Calibrated CN coefficient after the 3 hydrological years.

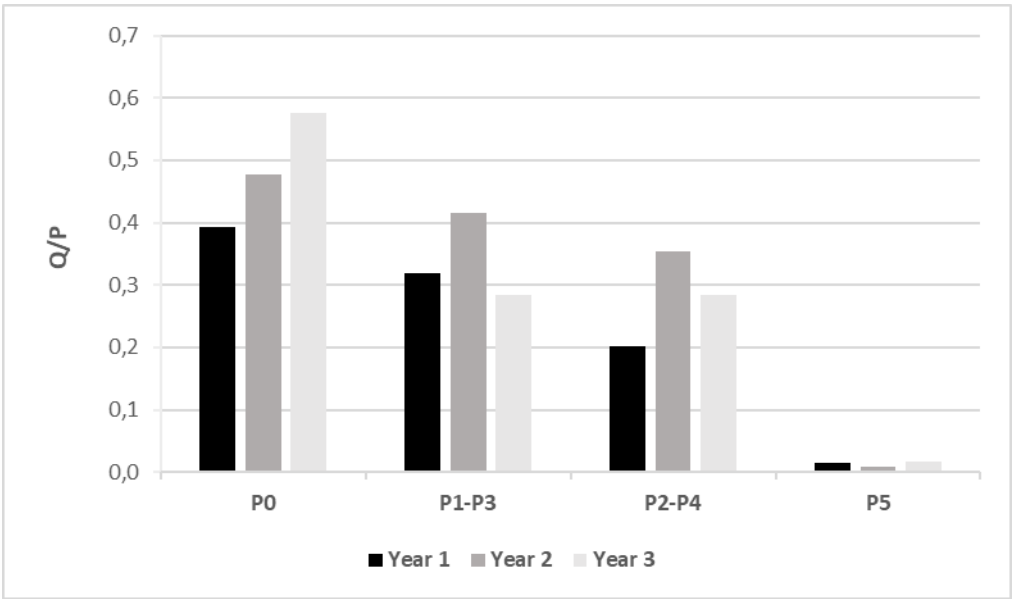


Figure 6 - Runoff normalized by annual P, in the 3 hydrological years.

As shown in Figures 4 and 5, runoff volumes and runoff coefficients in the 3-year period, decreased from P0 (bare soil, Lithic entison) to P5 (undisturbed savanna, Quartzipsamment).

There were no significant differences between the restored plots P1/P3 (without mat) and P2/P4 (with mat). However, significant differences in Q and CN were observed between the bare plot (P0) and the other plots of the Lithic entisol, the same occurring for the P5 plot. Also, the CN coefficients correlated well with those of the literature (NRCS, 2004).

Figure 3 demonstrates that water losses would be significantly reduced in the Lithic entisol with the ecologic restoration, through increased infiltration and reduced runoff volume. This effect was previously found by other authors in karst areas (Peng and Wang, 2012).

In Figure 6, when annual runoff volume was normalized by the precipitation volume, different behaviors occurred between the bare plots (bare, Entisol) and P5 (savanna, Quartzipsamment), and the restored plots (P1/P3 and P2/P4). In the former, the Q/P ratio increased from year 1 to year 3, while in the

latter there was an increase in the 2nd year, followed by a reduction in the third year.

Since the Q/P ratio is an unbiased indicator of the runoff process (Chaves et al., 2012), Figure 6 indicates that the ecological restoration in plots P1/P3 and P2/P4 contributed to the gradual increase in infiltration and subsequent reduction in surface runoff (Peng and Wang, 2012).

The jute mat in P2/P4 plots contributed to a small reduction in the runoff volumes and CN, compared to the plot without jute (P1/P3), an effect reported previously (Rice et al., 2001).

3.2 Soil Loss

Figure 7 presents the mean annual soil loss (A), averaged over the three hydrological years, and Figure 8 presents the soil loss normalized by rainfall erosivity (100 A/R), in each of the three years.

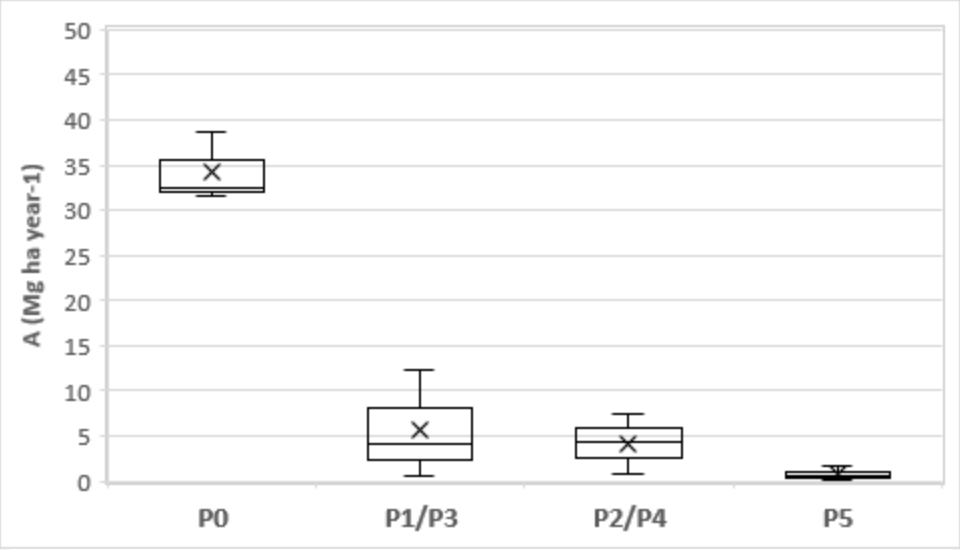


Figure 7 - Mean annual soil loss in the three hydrological years.

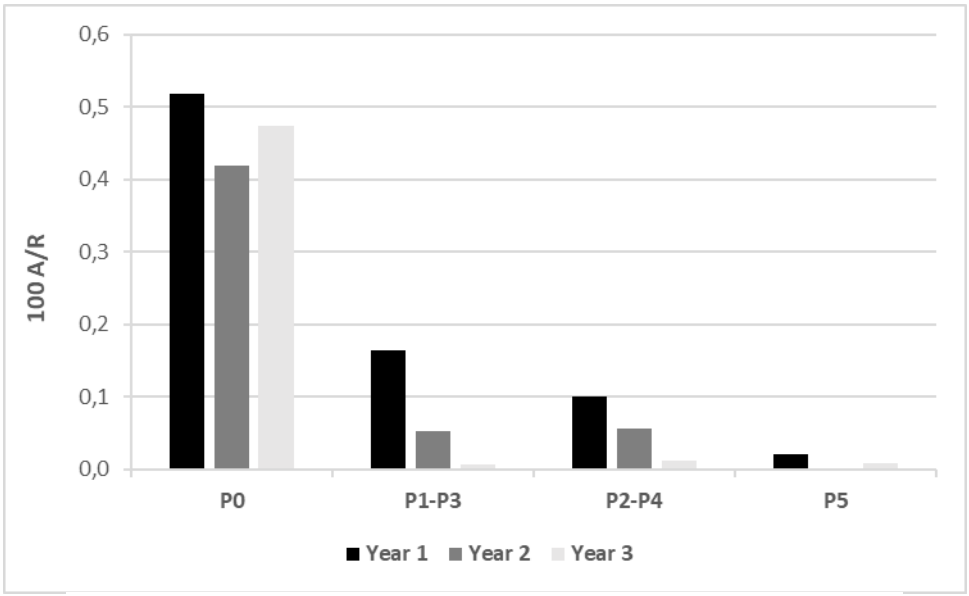


Figure 8 - Normalized soil loss in each hydrological year.

As shown in Figure 7, the mean soil loss over decreased from 34 Mg ha yr^{-1} in the bare plot (P0) to about 5 Mg ha yr^{-1} on the restored plots (P1-P4). In the case of undisturbed savanna (P5), the soil loss was negligible (0.7 Mg ha $year^{-1}$), which was expected for an undisturbed savanna area over a highly permeable soil (Fonseca et al., 2021).

On the other hand, the results normalized soil loss (100 A/R) in each hydrological year (Figure 8) show that, although there was a certain stability in the bare (P0) and undisturbed savanna plots (P5) along the three years, there was a gradual reduction in the restored plots (P1-P4) in the same period. This was due to the increase in vegetation cover, on and above the ground, over the three years (Figure 3), protecting the soil against rainfall and runoff. Similar results, indicating the importance of vegetation cover in erosion control, were reported by Peng and Wang (2012) in a karst area in China.

The exponential relationship between the amount of vegetation cover and soil loss, previously identified in the literature (Stocking, 1988; Zuazo and Pleguezuelo, 2008), can be observed in the restored plots (P0-P4) (Figure 9).

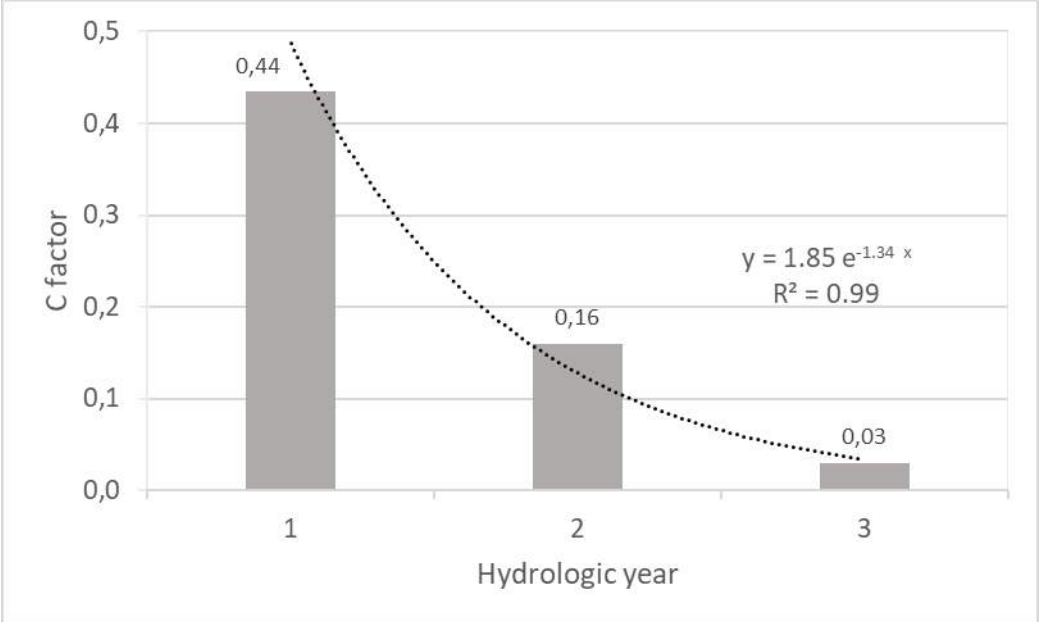


Figure 9 - Evolution of the USLE C-factor of the restored plots (P1-P4).

According to Figure 9, the USLE C-factor of the plots under restoration would change from 0.44 (Year 1) to 0.03 (Year 3), indicating that soil loss was reduced by 93% after three years, and by 97%, with respect to the bare soil (P0).

In the bare plot (P0), pedestal-type erosion, resulting from the protection provided by small stones on top of the soil surface, was observed (Figure 10). This armoring effect (Megahan, 1974) may have contributed to the reduction of normalized soil loss in the bare plot in the 2nd year (Figure 8), followed by rilling in the 3rd year (Fonseca et al. 2021) (Figure 11).



Figure 10 - Pedestal erosion (armoring) in plot P0 (bare), in 05/23/2020.



Figure 11 - Rills in plot P0 (bare) in 2/7/2021.

3.3 Soil Loss Tolerance

The soil tolerance (T) for both the Lithic entisol (plots P0-P4) and Quartzipsamment (plot P5) was 4.2 Mg ha year^{-1} (Bertoni and Lombardi Neto, 1991). Figure 12 indicates that soil loss tolerance was exceeded in the bare plot (P0) in all three hydrological years. The same occurred for the first two years in the restored plots over the Lithic entisol (P1-P4). However, in the 3rd hydrological year, erosion was below soil loss tolerance. In the case of plot P5 (undisturbed savanna under Quartzipsamment), soil loss was below the erosion tolerance during the three years of the study.

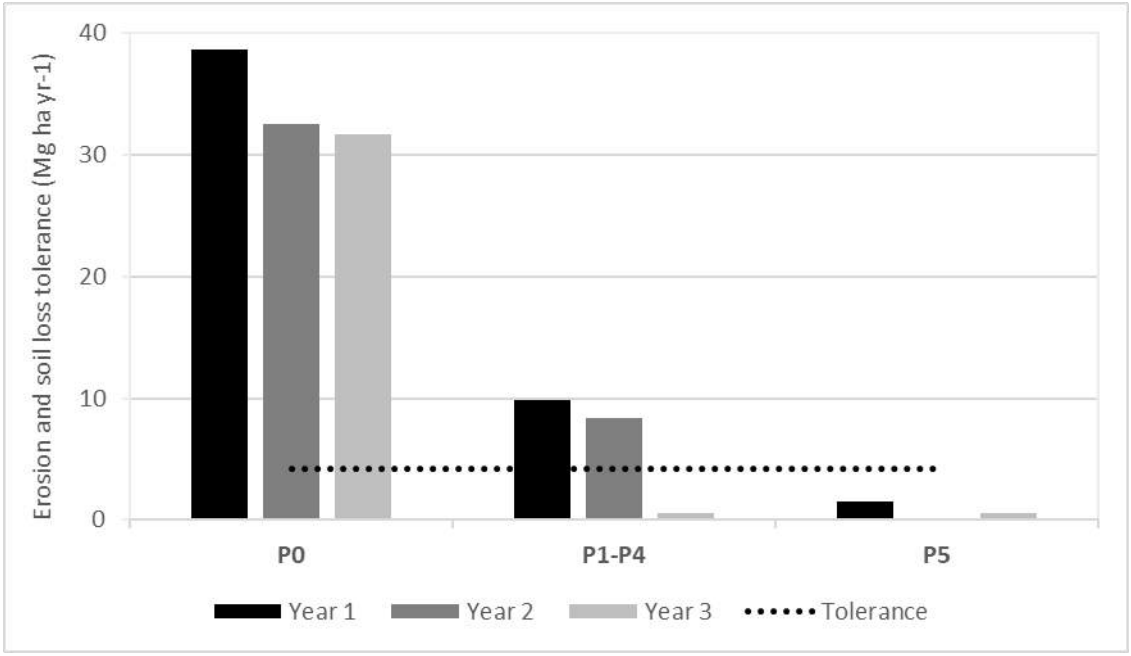


Figure 12 - Soil loss and erosion tolerance in plots P0-P5, in the three hydrological years.

Figure 12 indicates that the ecological restoration in the Lithic entisol plots (P1-P4) would, in the long run, provide a sustainable condition, i.e., A<T (Chaves, 2010a; Wischmeier, 1976), eventually improving soil loss quality (Chaves et al., 2017), with corresponding off-site environmental services, such as reduction in sedimentation (Chaves et al., 2004).

4.6 Soil Water Balance

Figure 13 shows the normalized variables of the soil water balance. In the Lithic entisol, the decreased runoff observed between the bare (P0) and the restored (P1-P4) plots was compensated by a corresponding increase in evapotranspiration. If this restoration were to be implemented at the regional (savanna) scale, they could counterbalance the decreasing trends in regional rainfall (Hoffmann and Jackson, 2000), observed in the last 50 years (Campos and Chaves, 2020).

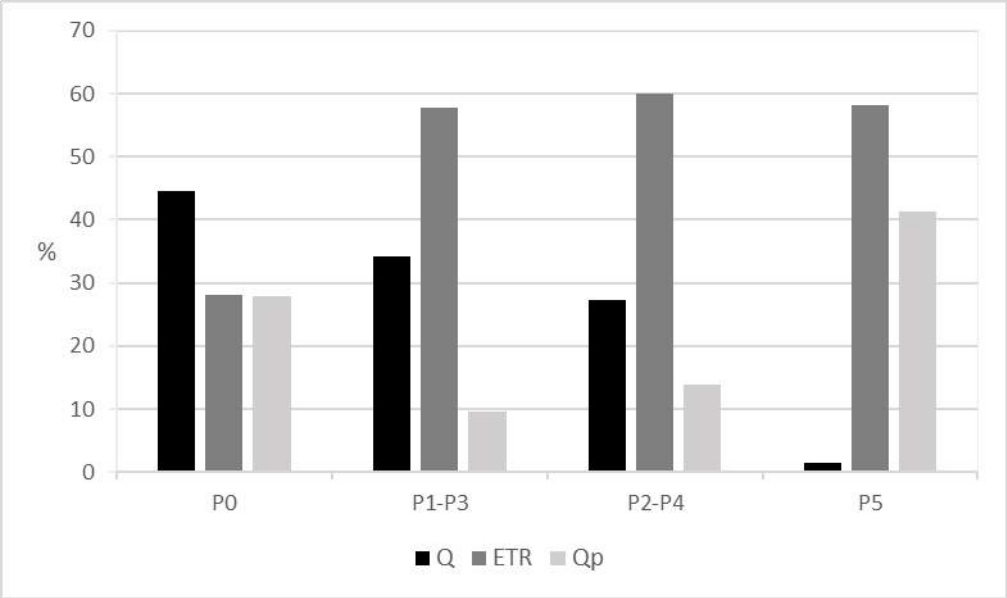


Figure 13 - Mean annual soil water balance variables, normalized by precipitation.

In the case of plot P5, its low runoff rate (1.5% of P) was due to the high natural permeability of the Quartzipsamment and to the undisturbed natural savanna cover. Although the deep percolation/recharge was higher in that plot, the actual evapotranspiration was similar to the restored plots.

5 CONCLUSIONS

In this study, carried over three hydrological years, the effects of the ecological restoration of a degraded karst area were assessed. The results indicate that, in the case of the Lithic entisol, surface runoff and soil loss were significantly reduced as vegetation cover increased.

At the end of the 3rd year, surface runoff was reduced by 52%, compared to the unrestored condition. In the case of soil loss, the reduction was 97%. Mean erosion rate in the bare entisol plot (34.3 Mg ha $year^{-1}$) was 8 times higher than the soil loss tolerance (4.2 Mg ha $year^{-1}$), contributing to its permanent degradation. In the case restored plots, the erosion rate at the end of the third year (0.6 Mg ha $year^{-1}$) was 7 times lower than the tolerance, showing the hydrologic effectiveness of the restoration.

The ecological restoration also improved the soil water balance, with a reduction in surface runoff and an increase in evapotranspiration, which could counterbalance the decreasing trends in regional precipitation and recharge. Despite the natural vulnerability of the karst areas of the Brazilian savanna, the results indicate that ecological restoration of degraded lands could generate important hydrologic services to the Vermelho river watershed, and to other similar river basins in the Brazilian savanna.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study is part of the project 'Hydrologic and geomorphology susceptibility of the Rio Vermelho Headwaters' *TCCE Vale/ICMBio* #01/2018 and of the UNESCO International Sediment Initiative-ISI/LAC.

Funding: This work was supported by CAPES-Brazil; Vale/ICMBio [01/2018].

REFERENCES

Allen, R. G., Pruitt, W. O., Raes, D., Smith, M., Pereira, L. S. 2005. Estimating evaporation from bare soil and the crop coefficient for the initial period using common soils information. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 131(1), 14–23. https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(2005)131:1(14)

Anache, J. A. A., Flanagan, D. C., Srivastava, A., Wendland, E. C. 2018. Land

use and climate change impacts on runoff and soil erosion at the hillslope scale in the Brazilian Cerrado. Science of the Total Environment, 622–623, 140–151. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.11.257

Anache, J. A. A., Wendland, E., Rosalem, L. M. P., Youlton, C., Oliveira, P. T. S. 2019. Hydrological trade-offs due to different land covers and land uses in the Brazilian Cerrado. Hydrology and Earth System Sciences, 23(3), 1263–1279. https://doi.org/10.5194/hess-23-1263-2019

Bagarello, V., Ferro, V. 2004. Plot-scale measurement of soil erosion at the experimental area of Sparacia (southern Italy). Hydrological Processes, 18(1), 141–157. https://doi.org/10.1002/hyp.1318

Bernardo, S., Soares, A. A., Mantovani, E. 1987. Irrigation Manual, eighth ed. UFV, Viçosa.

Bertoni, J., Lombardi Neto, F. 1991. Soil conservation, third ed. Ícone, São Paulo.

Brito, L. F. 2005. Water erosion of a very clayey Red Latosol, wavy relief in a post-eucalyptus plantation area in the Rio Doce Valley, Central-Eastern region of the State of Minas Gerais. Scientia Forestalis, 67, 27–36.

Brooks, K. N., Ffolliott, P. F., Gregersen, H. M., DeBano, L. F. 2003. Hydrology and the Management of Watersheds, third ed. Blackwell Publishing, Oxford.

Brown, A. E., Podger, G. M., Davidson, A. J., Dowling, T. I., Zhang, L. 2007. Predicting the impact of plantation forestry on water users at local and regional scales. An example for the Murrumbidgee River Basin, Australia. Forest Ecology and Management, *251*(1–2), 82–93. https://doi.org/10.1016/j.foreco.2007.06.011

Bruijnzeel, L. A. 2004. Hydrological functions of tropical forests: Not seeing the soil for the trees? Agriculture, Ecosystems and Environment (Vol. 104, Issue

1). https://doi.org/10.1016/j.agee.2004.01.015

Caldeira, D., Uagoda, R., Nogueira, A. M., Garnier, J., Sawakuchi, A. O., Hussain, Y. 2021. Late Quaternary episodes of clastic sediment deposition in the Tarimba Cave, Central Brazil. Quaternary International, 580(January), 22–37. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.01.012

Campos, J. de O., Chaves, H. M. L. 2020. Trends and variabilities in the historical series of monthly and annual precipitation in cerrado biome in the period 1977-2010. Revista Brasileira de Meteorologia, 35(1), 157–169. https://doi.org/10.1590/0102-7786351019

Carvalho, R., Leandro, M., Silva, N., Avanzi, J. C., Curi, N., Silva De Souza, F. 2007. Water erosion in red latosol under diverse coffee plant management systems at South of Minas Gerais State, Brazil*. Ciência e Agrotecnologia*, *31*(6), 1679–1687.

Chaves, H. M. L. 2010a. Erosion Prediction Uncertainties with USLE: Impacts and Mitigation. Revista Brasileira de Ciencia Do Solo, 34, 2021–2029.

Chaves, H. M. L. 2010b. Sediment input relationships and the implication of their use in payment for environmental services in watersheds. Revista Brasileira de Ciência Do Solo, 34(4), 1469–1477. https://doi.org/10.1590/s0100-06832010000400043

Chaves, H. M. L., Braga, B., Domingues, A., Santos, D. 2004. Quantification of the Environmental Benefits and Financial Compensation of the "Water Producer Program" (ANA): I . Theory.

Chaves, H. M. L., Camelo, A. P., Mendes, R. 2012. Groundwater discharge as affected by lan use change in small catchments: a hydrologic and economic case study in Central Brazil, in: Treidel, H., Martin-Borders, J. L., Gurdak, J. J. (Eds.), Climate changes effects on groundwater resources: a global

synthesis of findings and recommendations. CRC Press, Flórida, pp. 49–52.

Chaves, H. M. L., Concha Lozada, C. M., Gaspar, R. O. 2017. Soil quality index of an Oxisol under different land uses in the Brazilian savannah. *Geoderma Regional*, *10*(July), 183–190. https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2017.07.007

Chaves, H. M. L., Piau, L. P. 2008. Effect of rainfall variability and soil use and management on surface runoff and sediment input from a watershed in the Federal District. Revista Brasileira de Ciência Do Solo, 32, 333–343.

Cline, M. G. 1944. Principles of soil sampling.

Cogo, N. P. 1978. A contribution to the methodology for studying erosion losses in natural rainfall conditions: general suggestions, volume measurement, sampling and quantification of soil and runoff water: 1st approach, in: Embrapa (Ed.), Encontro Nacional de Pesquisa sobre Conservação do Solo. Embrapa, Passo Fundo, pp.75-97.

Couto, L., Gonçalves, W., Coelho, A., Paula, C., Garcia, R., Azevedo, R., Locatelli, M., Advincula, T., Brunetta, J., Costa, C., Gomide, L., Motta, P. 2010. Bioengineering techniques for slope revegetation in Brazil, in: Lima, G., Ribeiro, G (Eds.), Boletim Técnico CBCN. Centro Brasileira para a Conservação da Natureza e Desenvolvimento Sustentável, Viçosa, pp. 69-94.

Coxon, C. 1999. The Nature of human impacts on karst waters, in: D. Drew, H. Hötzl (Eds.), Karst Hydrology and Human Activities. Imapcts, Consequences and Implications. A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 37–79.

Farias, L. do N., Bonfim-Silva, E. M., Pietro-Souza, W., Vilarinho, M. K. C., Silva, T. J. A., Guimarães, S. L. 2013. Morphological and productive characteristics of the dwarf pigeonpea cultivated in compacted soil. Revista Brasileira de Engenharia Agricola e Ambiental, 17(5), 497–503.

https://doi.org/10.1590/S1415-43662013000500005

Febles-González, J. M., Vega-Carreño, M. B., Tolón-Becerra, A., Lastra-Bravo, X. 2012. Assessment of soil erosion in karst regions of Havana, Cuba. Land Degradation and Development, 23(5), 465–474. https://doi.org/10.1002/ldr.1089

Fonseca, M. R. S., Uagoda, R., Chaves, H. M. L. 2021. Rates, factors, and tolerances of water erosion in the Cerrado biome (Brazil): A meta-analysis of runoff plot data. Earth Surface Processes and Landforms, October, 1–14. https://doi.org/10.1002/esp.5273

Gan, L., Wan, G. J., Liang, X. B. 2002. Causes of karst desertification in Guizou and its controlling countermeasures. *Journal of Desert Research*, *22*, 69–74.

Gardner, W. H. 1986. Water Content, in: A. Klute (Ed.), Methods of Soil Analysis: Part 1 Physical and Mineralogical Methods. American Society of Agronomy, Madison, pp. 493–544. https://doi.org/10.2136/sssabookser5.1.2ed

Gaspar, M. T. P., Campos, J. E. G. 2007. The Urucuia Aquifer System. Revista Brasileira de Geociências, 37(S4), 216–226. https://doi.org/10.25249/0375-7536.200737s4216226

Goldscheider, N., Drew, D. 2007. Methods in Karst Hydrology, first ed. CRC Press, London.

Hargreaves, G. H., Samani, Z. A. 1985. Reference Crop Evapotranspiration from Temperature. American Society of Agricultural Engineers, 85-2517.

Hoffmann, W. A., Jackson, R. B. 2000. Vegetation-climate feedbacks in the conversion of tropical savanna to Grassland. Journal of Climate, *13*(9), 1593–1602. https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<1593:VCFITC>2.0.CO;2

Hofmann, L., Ries, R. E., Gilley, J. E. 1983. Relationship of Runoff and Soil Loss to Ground Cover of Native and Reclaimed Grazing Land (AJ). Agronomy Journal, 75. https://doi.org/10.2134/agronj1983.00021962007500040007x

Honda, E. A., Durigan, G. 2017. Restoring ecosystems and producing water. Hoehnea, 44(3), 315–327. https://doi.org/10.1590/2236-8906-82/2016

Hu, F., Liu, J., Xu, C., Du, W., Yang, Z., Liu, X., Liu, G., Zhao, S. 2018. Soil internal forces contribute more than raindrop impact force to rainfall splash erosion. Geoderma, 330(26), 91–98. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.05.031

Hussain, Y., Uagoda, R., Borges, W., Nunes, J., Hamza, O., Condori, C., Aslam, K., Dou, J., and Cárdenas-Soto, M. 2020. The potential use of geophysicalmethods to identify cavities, sinkholes and pathways forwater infiltration. Water (Switzerland), 12(8). https://doi.org/10.3390/w12082289

Jacinthe, P. A., Lal, R., Owens, L. B., Hothem, D. L. 2004. Transport of labile carbon in runoff as affected by land use and rainfall characteristics. Soil and Tillage Research, 77(2), 111–123. https://doi.org/10.1016/j.still.2003.11.004

Jiang, Z., Lian, Y., Qin, X. 2014. Rocky desertification in Southwest China: Impacts, causes, and restoration. Earth-Science Reviews, 132(December), 1–12. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.01.005

Kosmas, C., Danalatos, N., Cammeraat, L. H., Chabart, M., Diamantopoulos, J., Farand, R., Gutierrez, L., Jacob, A., Marques, H., Martinez-Fernandez, J., Mizara, A., Moustakas, N., Nicolau, J. M., Oliveros, C., Pinna, G., Puddu, R., Puigdefabregas, J., Roxo, M., Simao, A., … Vacca, A. 1997. The effect of land use on runoff and soil erosion rates under Mediterranean conditions. *Catena*, 29(1), 45–59. https://doi.org/10.1016/S0341-8162(96)00062-8

Kosmas, C., Gerontidis, S., Marathianou, M. 2000. The effect of land use change on soils and vegetation over various lithological formations on Lesvos (Greece). Catena, 40(1), 51–68. https://doi.org/10.1016/S0341-8162(99)00064-8

Laflen, J. M., Baker, J. L., Hartwig, R. O., Buchele, W. F., and Johnson, H. P. 1978. Soil and Water Loss from Conservation Tillage Systems. Transactions of the ASAE, 21(5), 881–885. https://doi.org/10.13031/2013.35407

Ma, B., Yu, X., Ma, F., Li, Z., Wu, F. 2014. Effects of crop canopies on rain splash detachment. PLoS ONE, 9(7). https://doi.org/10.1371/journal.pone.0099717

Megahan, W. F. 1974. Erosion Over Time on Severely Disturbed Granitic Soils : a Model. USDA Forest Service, Utah.

Nie, X., Li, Z., He, J., Huang, J., Zhang, Y., Huang, B., Ma, W., Lu, Y., Zeng, G. 2015. Enrichment of organic carbon in sediment under field simulated rainfall experiments. Environmental Earth Sciences, 74(6), 5417–5425. https://doi.org/10.1007/s12665-015-4555-8

NRCS. (2004). Part 630 Hydrology National Engineering Handbook Chapter 9.

Oliveira, P. T. S., Nearing, M. A., Wendland, E. 2015. Orders of magnitude increase in soil erosion associated with land use change from native to cultivated vegetation in a Brazilian savannah environment. Earth Surface Processes and Landforms, 40(11), 1524–1532. https://doi.org/10.1002/esp.3738

Parise, M., de Waele, J., Gutierrez, F. 2009. Current perspectives on the environmental impacts and hazards in karst. Environmental Geology, 58(2), 235–237. https://doi.org/10.1007/s00254-008-1608-2

Peng, T., Wang, S. jie. 2012. Effects of land use, land cover and rainfall regimes

on the surface runoff and soil loss on karst slopes in southwest China. Catena, 90, 53–62. https://doi.org/10.1016/j.catena.2011.11.001

Rice, P. J., McConnell, L. L., Heighton, L. P., Sadeghi, A. M., Isensee, A. R., Teasdale, J. R., Abdul-Baki, A. A., Harman-Fetcho, J. A., Hapeman, C. J. 2001. Runoff Loss of Pesticides and Soil: A Comparison between Vegetative Mulch and Plastic Mulch in Vegetable Production Systems. Journal of Environmental Quality, 30(5), 1808–1821. https://doi.org/10.2134/jeq2001.3051808x

Silva, A. M. 2004. Rainfall erosivity map for Brazil. Catena, 57(3), 251–259. https://doi.org/10.1016/j.catena.2003.11.006

Silva, F. M., Assad, E. D., Steinke, E. T., Müller, A. G. 2008. Climate of the Cerrado Biome, in: Albuquerque, A. Silva, A. (Eds.), Tropical Agriculture: Four decades of technological, institutional and policy innovations. Embrapa Informações Tecnológicas, Brasília, pp. 93-148.

Stocking, M. A. 1988. Assessing vegetative cover and management effects, in R. Lal (Ed.), Soil Erosion Research Methods. Soil and Water Conservation Society, Iowa, pp. 163-185.

Tavares, A. S., Uagoda, R. E. S., Spalevic, V., Mincato, R. L. 2021. Analysis of the erosion potential and sediment yield using the intero model in an experimental watershed dominated by karst in Brazil. Agriculture and Forestry, 67(2), 153–162. https://doi.org/10.17707/AgricultForest.67.2.11

Uagoda, R., Hussain, Y., Ferreira, C., Fonseca, M. R. S., Nogueira, A. M., Caldeira, D., Nunes, J. G., Costa, B. 2019. Geomorphic Units Mapping of Fluviokarst Landscapes in Central Brazilian Higland. Regional Conference of Geomorphology., 212.

Wacha, K. M., Papanicolaou, A. N. T., Abban, B. K., Wilson, C. G., Giannopoulos,

612 C. P., Hou, T., Filley, T. R., Hatfield, J. L. 2020. The impact of tillage row
613 orientation on physical and chemical sediment enrichment. Agrosystems,
614 Geosciences and Environment, 3(1), 1–17.
615 https://doi.org/10.1002/agg2.20007
616 Wang, S., Ji, H., Ouyang, Z., Zhou, D., Zhen, L., Li, T. 1999. Preliminary study
617 on weathering and pedogenesis of carbonate rock. Science in China, Series
618 D: Earth Sciences, 42(6), 572–581. https://doi.org/10.1007/bf02877784
619 White, W. 1988. Geomophology and hydrology of karst terrains, Oxford
620 University Press, London.
621 Wight, J. R., Hanson, C. L. 1990. Crop coefficients for rangeland. Journal of
622 Range Management, 43(6), 482–485.
623 Wischmeier, W. H. 1976. Use and misuse of the universal soil loss equation. J.
624 Soil Water Conserv, 31, 5–9.
625 Youlton, C., Bragion, A. P., Wendland, E. 2016. Experimental Evaluation of
626 Sediment Yield in the First Year After Replacement of Pastures By
627 Sugarcane. Ciencia e Investigación Agraria, 43(3), 4–4.
628 https://doi.org/10.4067/s0718-16202016000300004
629 Zeng, F., Jiang, Z., Shen, L., Chen, W., Yang, Q., Zhang, C. 2018. Assessment
630 of multiple and interacting modes of soil loss in the karst critical zone,
631 Southwest China (SWC). Geomorphology, 322, 97–106.
632 https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.08.043
633 Zhao, L., Hou, R. 2019. Human causes of soil loss in rural karst environments: a
634 case study of Guizhou, China. Scientific Reports, 9(1), 1–11.
635 https://doi.org/10.1038/s41598-018-35808-3
636 Zuazo, V. H. D., Pleguezuelo, C. R. R. 2008. Soil-erosion and runoff prevention
637 by plant covers. A review. Agronomy for Sustainable Development, 28 (1),

65–86. https://doi.org/10.1051/agro:2007062.

Title Page

Title

Runoff, Soil Loss, and Water Balance in a Restored Karst Area of the Brazilian Savanna

Authors:

Maria Rita Souza Fonseca
Postgraduate Program in Geography, University of Brasilia
Campus Darcy Ribeiro, Asa Norte
Brasilia, DF Brazil 70.910-900

Rogério Elias Soares Uagoda
Department of Geography, University of Brasilia
Campus Darcy Ribeiro, Asa Norte
Brasilia, DF Brazil 70.910-900

Henrique Marinho Leite Chaves
Forestry Department, University of Brasilia
Campus Darcy Ribeiro, Asa Norte
Brasilia, DF Brazil 70.910-900
Email: chaveshml@gmail.com
(Corresponding author)

Declaration of interests

☐The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

☒The authors declare the following financial interests/personal relationships which may be considered as potential competing interests:

Maria Rita S Fonseca reports equipment, drugs, or supplies and travel were provided by University of Brasilia.

Capítulo 3

Artigo sobre Impactos *Off-site* da Restauração Ambiental em Área de Carste nos Cerrados

Submission Confirmation

Print

Thank you for your submission

Submitted to
Earth Surface Processes and Landforms

Manuscript ID
ESP-22-0228

Title
Sediment Yield and Composition of a Restored Karst Basin in the Brazilian Savanna

Authors
Fonseca, Maria Rita
Chaves, Henrique
Uagoda, Rogério

Date Submitted
26-Jun-2022

Author Dashboard

© Clarivate Analytics | © ScholarOne, Inc., 2022. All Rights Reserved.
ScholarOne Manuscripts and ScholarOne are registered trademarks of ScholarOne, Inc.
ScholarOne Manuscripts Patents #7,257,767 and #7,263,655.

@ScholarOneNews | System Requirements | Privacy Statement | Terms of Use

Earth Surface Processes and Landforms

Sediment Yield and Composition of a Restored Karst Basin in the Brazilian Savanna

Journal:	*Earth Surface Processes and Landforms*
Manuscript ID	Draft
Wiley - Manuscript type:	Research Article
Keywords:	sediment yield, karst area, savanna, ecological restoration, sediment composition
Abstract:	Karst areas are vulnerable landscapes due to their environmental fragility and existing human activities. Permanent vegetal cover is a protective factor that, when absent, contributes to the degradation of karst areas. The objective of this study was to assess the sedimentologic (off-site) effects of the ecologic restoration carried in a 3.5 ha karst basin of the Brazilian savanna (Cerrado). Precipitation, surface runoff, and soil loss were measured in representative runoff plots (22.1 m x 1.84 m) installed inside the basin, used to assess the yearly sediment yield to a downstream sinkhole, using an appropriate sediment delivery ratio. The study was carried during three hydrologic years, between 2018/19 and 2020/21. The predominant soils in the basin were Lithic entisol and Quartzsamment. The original land covers were natural savanna, seasonal forest, and degraded pastureland (Andropogon gayanus), the latter being restored with native species and with a reformed pasture, respectively. The USLE factors R, K and C, as well as the sediment enrichment of the soil textural classes were obtained from the runoff plots, to assess the sediment yield and the sediment enrichment/depletion arriving at the sinkhole, situated downstream. Precipitation and rainfall erosivity ranged from 936 to 1,223 mm, and from 6,694 to 7,746 MJ mm ha-1hr-1, respectively. Although the ecological restoration of the basin reduced annual sediment yield from 29.2 Mg yr-1 (1st year) to 14.6 Mg yr-1 (3rd year), off-site soil loss tolerance was still exceeded in 61% of the basin area. Ecological restoration also reduced the sand content of the sediment entering the underground caves and rivers downstream, contributing to their hydrologic sustainability.

SCHOLARONE™
Manuscripts

Earth Surface Processes and Landforms

Sediment Yield and Composition of a Restored Karst Basin in the Brazilian Savanna

Abstract

Karst areas are vulnerable landscapes due to their environmental fragility and existing human activities. Permanent vegetal cover is a protective factor that, when absent, contributes to the degradation of karst areas. The objective of this study was to assess the sedimentologic (off-site) effects of the ecologic restoration carried in a 3.5 ha karst basin of the Brazilian savanna (Cerrado). Precipitation, surface runoff, and soil loss were measured in representative runoff plots (22.1 m x 1.84 m) installed inside the basin, used to assess the yearly sediment yield to a downstream sinkhole, using an appropriate sediment delivery ratio. The study was carried during three hydrologic years, between 2018/19 and 2020/21. The predominant soils in the basin were Lithic entisol and Quartzsamment. The original land covers were natural savanna, seasonal forest, and degraded pastureland (*Andropogon gayanus*), the latter being restored with native species and with a reformed pasture, respectively. The USLE factors R, K and C, as well as the sediment enrichment of the soil textural classes were obtained from the runoff plots, to assess the sediment yield and the sediment enrichment/depletion arriving at the sinkhole, situated downstream. Precipitation and rainfall erosivity ranged from 936 to 1,223 mm, and from 6,694 to 7,746 MJ mm $ha^{-1}hr^{-1}$, respectively. Although the

For Peer Review

ecological restoration of the basin reduced annual sediment yield from 29.2 Mg yr^{-1} (1^{st} year) to 14.6 Mg yr^{-1} (3^{rd} year), off-site soil loss tolerance was still exceeded in 61% of the basin area. Ecological restoration also reduced the sand content of the sediment entering the underground caves and rivers downstream, contributing to their hydrologic sustainability.

Keywords: *sediment yield, sediment enrichment, restored karst areas.*

1. INTRODUCTION

Due to their environmental fragility and anthropic use, karst areas are susceptible to desertification (Jiang *et al*., 2014; Zhao and Hou, 2019). Karst desertification has been reported in the European Mediterranean (Jiang *et al*., 2014), in the Dinaric region (Gams and Gabrovec, 1999), and in Southwest of China (Jiang et al., 2014; Zhang et al., 2016). One of the processes that contributes to karst desertification is water erosion (Jacinthe et al., 2004; Nie et al., 2015; Wacha et al., 2020), with subsequent on- and off-site impacts.

Since permanent vegetal cover is the only natural feature that protects the soil against erosive processes (Zhang *et al*., 2016; Zhao and Hou, 2019), when it is removed soil erosion occurs, followed by the loss of essential soil nutrients (Nadeu et al., 2011; Nie et al., 2015; Wacha et al., 2020). As soils in karst zones are generally shallow (Zhao and Hou, 2019) and its water holding capacity is limited (Jiang *et al*., 2014; Wang, 2011; Zhao and Hou, 2019). Thus, when erosive processes occur, soil and vegetation of karst areas degrade together (Jiang *et al*., 2014).

For Peer Review

In the Brazilian savanna, there are several karst areas, with 11,000+ caves, formed by carbonate and siliciclastic rocks (CECAV & ICMBio, 2022). The mid-western state of Goiás has the fifth largest number of caves in Brazil, including the Tarimba cave/sinkhole system (Caldeira et al., 2021). In these landscapes, there are surface and underground rivers, permanent and ephemeral (Merten and Minella, 2006).

Karst landscapes in the Brazilian savanna have experienced significant impacts due to human pressures in the last 50 years, such as accelerated soil erosion (Oliveira *et al.*, 2015; Vanwalleghem *et al.*, 2017; Anache *et al.*, 2018) and sedimentation (Minella et al., 2009). In addition to the soil degradation that occurs when erosion surpasses on-site soil loss tolerance (Chaves, 2010), off-site impacts, such as erosion rates above 1.0 Mg ha^{-1} yr^{-1}, silt rivers and deteriorate water quality (Lal, 2001; Fonseca *et al*., 2021).

In this context, soil loss, sediment yield, and sediment texture need to be assessed in the Brazilian savanna, in both karst and non-karst basins, serving as indicators of the effectiveness of land use and management (Minella *et al*., 2009; Walling and Collins, 2008), since the latter is important for the protection of caves and underground rivers against sedimentation (Kurecic et al., 2021).

Although experiments with runoff plots are useful to assess the degree of erosion in basin slopes, under natural (Renard and Foster, 1985) and agricultural areas (Hudson, 1993), if plot estimates are extrapolated to the whole landscape, sedimentation can be overestimated (Evans et al.,

For Peer Review

2017). Therefore, results from runoff plots or erosion models must be properly adjusted by appropriate sediment delivery ratios to assess sediment yield in basin outlets (Chaves, 2010; Renfro, 1975).

Since soil erosion is a selective process (Ellison, 1950; Hashin *et al*., 1998; Tesfahunegn and Vlek, 2014), enrichment or depletion of fines can occur (Nie et al., 2015; Wacha et al., 2020; Walker et al., 1978), relative to the original soil texture. In this process, fine particles, which have a higher potential for nutrient adsorption (Nie et al., 2015), are preferentially transported by thin flow (Hashin *et al*., 1998), causing the eutrophication of downstream watercourses (Kinnell, 2012). Conversely, rill erosion enriches the sediment with coarser particles and aggregates (Jiang et al., 2018), because of the higher competence of concentrated flow.

The recent conversion of the natural vegetation in the Tarimba watershed, situated immediately above the cave system, contributed to its silting with sand-sized sediments during the late Holocene (Caldeira et al., 2021). Considering the aspects above, the present study aimed to assess the sediment yield and the sediment enrichment/depletion of a restored karst basin in the Brazilian savanna, to compare the sedimentation rates to the off-site soil loss tolerances, and to evaluate the hydrologic effectiveness of the ecological restoration.

2. METHODOLOGY AND METHODS

2.1 The Tarimba Basin

The study area is comprised of a 3.5 ha basin located in the slopes of the Tarimba sinkhole, in the municipality of Mambaí, in central Brazil

http://mc.manuscriptcentral.com/esp

For Peer Review

(Figure 1). The Tarimba sinkhole is part of the Corrente river basin, protected by the Vermelho River Protection Area. Table 1 presents the physiographic characteristics of studied area.

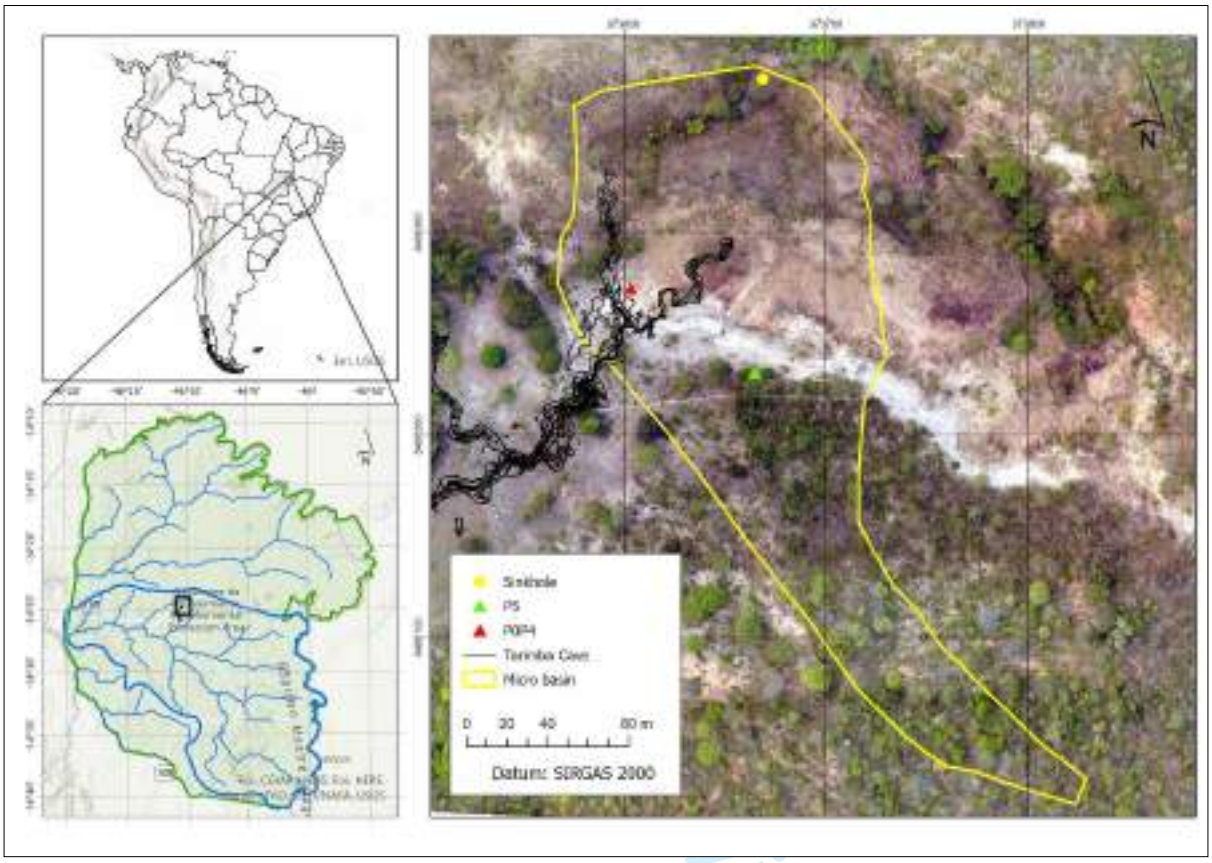


Figure 1. The Tarimba sinkhole and the study basin, in Central Brazil.

Table 1. Location and physiographic characteristics of the studied basin.

Basin Centroid	Area (ha)	Perimeter (m)	Mean Slope (%)	Mean altitude (m)
14.413º S; 46.172º W	3.5	991.0	14.2	790

The Tarimba sinkhole sits on top of the Tarimba cave system, one of the longest in Brazil (Hussain et al., 2020). The regional climate is tropical-humid (Aw, Koppen), with dry winters and rainy summers (Silva *et al*.,

2008). Mean annual precipitation is 1,200 mm and mean annual temperature is 25°C.

The upper portion of the Tarimba basin is comprised of the Urucuia Group, formed by sandstones with unconsolidated siliciclastic sediments. In the lower basin, pelitic rocks dominate, interspersed with carbonates of the Bambuí Group (Tavares et al., 2021). According to Gaspar and Campos (2007), the basin soils are Quartzsamment (upper slope), covered by undisturbed savanna and degraded pastureland, and Lithic entisol (lower slope), covered by seasonal forest and degraded pasture. Figure 2 presents the altimetry, slope, soils, and land cover of the Tarimba basin.

For Peer Review

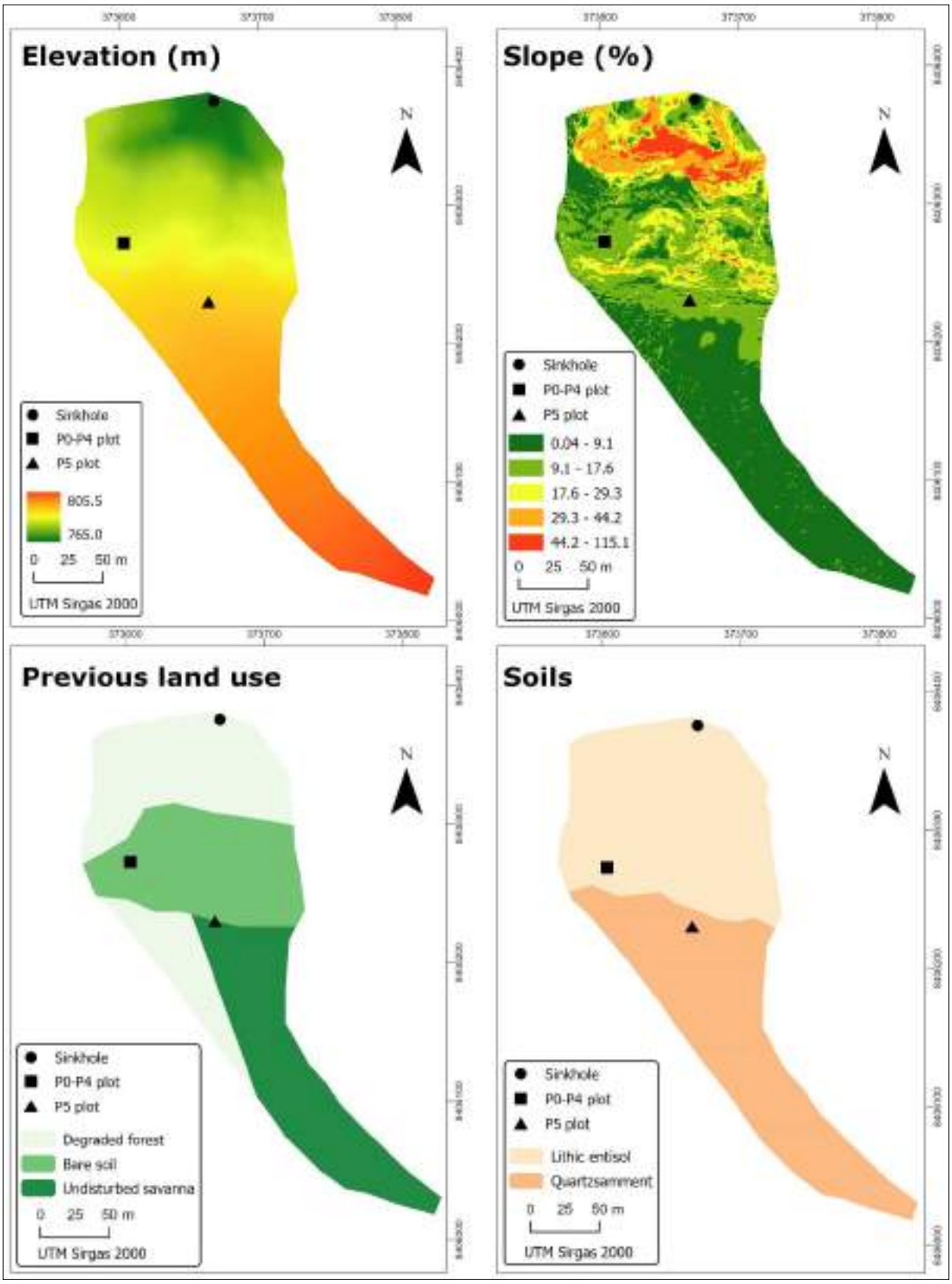


Figure 2. Elevation, slope, soils, and land cover of the Tarimba basin.

3.2 Runoff plots

Six USLE-type runoff plots (Mutchler *et al*., 1988) were installed inside the Tarimba basin, where water and soil losses generated in rainfall events were measured during three consecutive years (2018-2021). The plots had dimensions of 22.1 m x 1.80 m (39.8 m²) and a mean slope of 11% (Figure 3).



Figure 3. (a) Runoff plots in 10/30/2018, (b) 12/20/2019, and (c) 04/04/2021.

The runoff plots were installed in two different sites, representing the geology and pedology of the karst basin (Table 2). In Site A, located in an area of degraded pasture under Lithic entisol, five plots were installed: i) One bare plot (P0), kept bare with the periodic application of glyphosate herbicide; and ii) Four plots (P1-P4), restored with native savanna species in October of 2018.

To improve the soil properties, plots P1-P4 were initially planted with green manure (*Stylozanthes* sp. & *Cajanus cajan*), followed by direct planting of savanna native species, including: a) Trees: Pau Santo

(*Kielmeyera speciosa*), Ipê Caraíba Amarelo (*Tabebuia aurea*), Jacarandá Bico de Paragaio (*Machaerium acutifolium*), Guatambu do Cerrado (*Aspidosperma macrocarpum*), Tinguí (*Magonia pubecens*), Aroeira Preta (*Myracrodruon urundeuva*), Amburana (*Amburana cearenses*); b) Shrubs: Assa Peixe (*Vernonanthura sp.*), Fedegozinho (*Senna sp.*), Copaibinha (*Copaifera sp.*) Amargoso (*Lepdaploa aurea*); and c) Grass: Andropogon (*Andropogon fastigiatus*).

Plots P2 and P4 received a jute mat over the soil surface, and plots P1 and P3 were installed without the mat. In the degraded areas of the Lithic entisol, the ecological restoration was similar to plots P1-P4, with jute mats installed in the eroded areas of the slope.

In Site B, plot P5 was installed over undisturbed savanna, with 50% of tree cover and 50% of shrubs and grasses. The dominant species were: *Tabebuia aurea, Maioria pubecens, Copaifera martii, Lepdalloa aurea, Aspidosperma macrocapom,* and *Stilozanthes sp.* The degraded pasture on the Quartzsamment soil was restored with *Andropogon gayanus* grass.

3.3 Precipitation and Runoff

A standard WMO rain gage was installed in the center of the basin, where daily rainfall volume was measured. Runoff volume was obtained bi-weekly from 2-1,000 L collection tanks, installed in the lower end of each plot, or when a major rainfall event occurred. The plots were monitored during the rainy summers from October 2018 to September 2019 (total of 16 runoff collections), from October 2019 to September 2020 (20 collections), and from October 2020 to September 2021 (19 collections).

For Peer Review

160 3.4 Plot Soil Loss

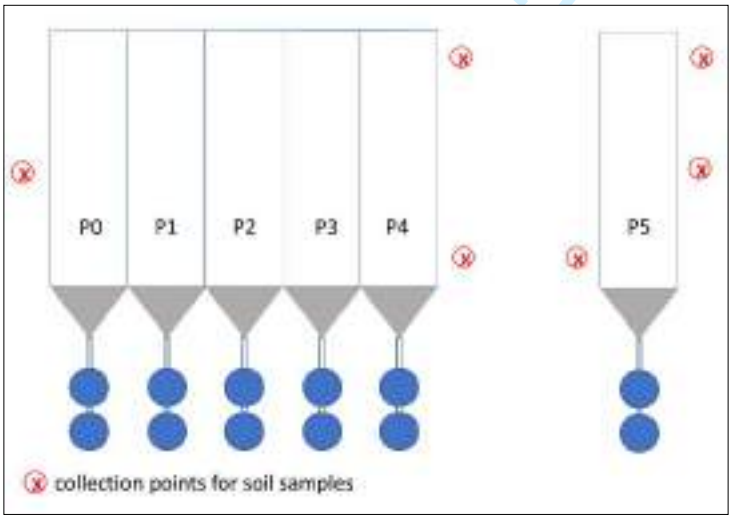
161 Soil loss in the collection tanks of the runoff plots was obtained by
162 submerging 1 L bottles after agitating the water in the tanks (Bagarello and
163 Ferro, 2004). In the laboratory, the samples were decanted with aluminum
164 sulfate, oven-dried at 105°C for 24 h, and weighed. The plot soil loss in the
165 sampled period was obtained by the following equation (Oliveira *et al.*,
166 2015; Anache *et al.*, 2018):

167 $$P_s = C\ V / A_p \quad (1)$$

168 where: P_s (Mg ha^{-1}) = soil loss in the analyzed period; C (g L^{-1}) = sediment
169 concentration in the sample; V (L) = runoff volume from the plot's tanks in
170 the period; e A_p (ha) = plot area.

171 3.5 Sediment Enrichment

172 Sediment enrichment was calculated by comparing the texture of the
173 sand, silt, and clay fractions of the sediment with those of the original soil,
174 obtained by composite soil samples (0-20 cm) around the plots (Figure 4).



175
176 Figure 4. Runoff plots and soil sampling sites for the
177 enrichment ratio.

Five random sediment samples were selected for each plot, in each year. The texture of the original soil and of the sediment samples was obtained with a BetterSize ST® granulometer, using the three USDA (1987) textural class sizes (sand, silt, clay).

After the sediment fractions of the 3 textural classes were obtained, enrichment/depletion ratio was obtained for each textural class using the following equation (Ni et al., 2022):

$$ED_i = P_s/P_o \quad (2)$$

where: ED_i= sediment enrichment/depletion of textural class *i*; P_s = % of the textural fraction *i* in the sediment; P_o = % of textural fraction *i* in the original soil. $ED_i > 1$ indicates fraction enrichment in the sediment, while $ED_i < 1$ indicates fraction depletion (Flanagan and Nearing, 2000). It was assumed that the sediment enrichment/depletion of the runoff plots was the same of the basin outlet, located 0.1 km downstream, because of the small basin area (Chaves, 2010).

3.6 Basin sediment yield

The annual sediment yield in the basin outlet was obtained by the following equation (Renfro, 1975; Chaves, 2010):

$$Y = SDR \cdot A_t \quad (3)$$

where: Y (Mg year^{-1}) = annual sediment yield to the basin outlet; SDR (0-1) = sediment delivery ratio; and A_t (Mg year^{-1}) = total basin soil loss. The sediment delivery ratio was estimated by Vanoni's (1975) equation, used by Chaves (2010) in the Brazilian savanna:

$$SDR = 0.42\ A_b^{-0.125} \quad (4)$$

For Peer Review

where: SDR (0-1) = sediment delivery ratio; A_b (km^2) = basin area. The soil loss (A) in each basin cell (1 m^2) was obtained by spatial analysis in the GIS, using the USLE (Wischmeier and Smith, 1978):

$$A = R\ K\ L\ S\ C\ P \quad (5)$$

where: A (Mg ha^{-1} $year^{-1}$) = mean annual soil loss; R (MJ mm ha^{-1} h^{-1}) = rainfall erosivity; K (Mg MJ^{-1} mm^{-1}) = soil erodibility; L (dimensionless) = slope length factor; S (dimensionless) = slope steepness factor; C (dimensionless) = land cover and management factor; P (dimensionless) = conservation practices factor.

The rainfall erosivity of each hydrologic year was obtained with a regional Fournier-type equation, based on the monthly and annual rainfall of the site (Silva, 2004):

$$R = 12{,}592 \sum_{i=1}^{12} \left(M_i^2/P\right)^{0.603} \quad (6)$$

where: R (MJ mm $ha^{-1}hr^{-1}$) = annual rainfall erosivity, M_i (mm) = monthly precipitation, P (mm) = annual precipitation.

Soil erodibility was calculated using the mean annual soil loss of the bare plot during the 3 hydrologic years, using the following equation (Wischmeier and Smith, 1978):

$$K = A\ /\ (R\ LS) \quad (7)$$

where: K (Mg ha ha^{-1} MJ^{-1} mm^{-1}) = soil erodibility, with the other variables previously defined.

The LS factor was obtained for each basin pixel with the GIS, using the equation of Mitasova *et al*. (1996):

$$LS\ (x,y) = (m+1)\ [A\ (x,y)\ /\ 22.1]^m\ [\sin s\ (x,y)\ /\ 0.09]^n \quad [8]$$

For Peer Review

where: LS (x,y) (dimensionless) = USLE LS factor for cell (x,y); A (x,y) (m^2/m) = unit upstream contribution area of cell (x,y); s (x,y) (degrees) = slope of cell (x,y); m (0.4-0.6) = exponent depending on the predominant type of erosion (rill or inter-rill); n (1.0-1.4) = exponent that depends on the predominant type of erosion (rill or inter-rill).

The C factor of the degraded and restored areas was obtained from the runoff plots in each hydrologic year by the following equation (Wischmeier and Smith, 1978):

$$C = A_i / A_0 \quad (9)$$

where: C (0-1) = USLE C factor for plot i; A_i (Mg ha^{-1} $year^{-1}$) = annual soil loss of plot with cover i; A_0 (Mg ha^{-1} $year^{-1}$) = annual mean soil loss of the bare plot. The C factor for the undisturbed savanna was obtained from Gomes *et al*. (2017). In the case of the USLE P factor, since there were no conservation practices in the basin, it was taken as 1.0 (Chaves and Piau, 2008; Wischmeier and Smith, 1978).

4. RESULTS

4.1 USLE Factors

Table 2 presents the texture of the basin soils, as well as the value of their erodibility and off-site soil tolerance.

Table 2. Texture, soil erodibility (K) and off-site tolerance (T_{off}) of the basin soils.

Soil	Sand (%)	Silt (%)	Clay (%)	K factor (t ha ha^{-1} MJ^{-1} mm^{-1})	T_{off} (Mg ha^{-1} yr^{-1})
Quartzsamment	91.2	6.9	1.9	0.0014	1.0
Lithic entisol	28.2	57.7	14.1	0.0035	1.0

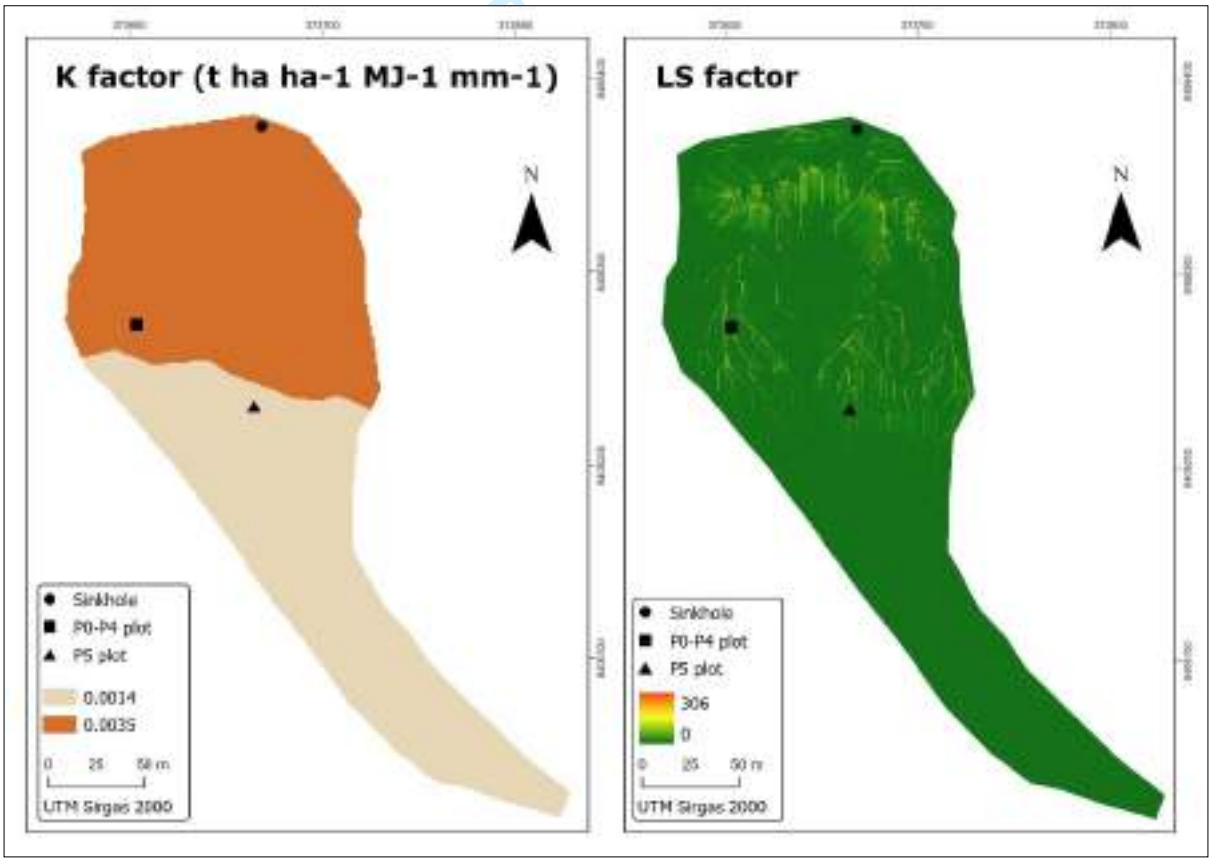
For Peer Review

247 Table 3 presents the precipitation volumes, annual erosivity, and
248 annual C factor of the restored plots, in each of the three hydrologic years.
249 Figure 4 shows the basin maps of USLE K and LS factors.

250 Table 3. Annual rainfall and erosivity, soil cover, and annual C factor of the
251 restored plots, in the three hydrologic years.

Year	Annual Precipitation (mm)	R Factor (MJ mm $ha^{-1}hr^{-1}$)	% Soil Cover (P1-P4)	C Factor (P1-P4)
1	1,223,6	7,440.0	10.0	0.44
2	1,295.1	7,746.0	45.0	0.16
3	935.5	6,694.1	91.0	0.03

252



253

254 Figure 5. Basin soil erodibility (K) and LS factor.

255 According to Table 2 and Figure 5, soil erodibilities were 0.0014
256 (Quartzsamment) and 0.0035 (Lithic entisol). According to Table 3, annual

rainfall erosivity ranged from 6,694 to 7,746 MJ mm $ha^{-1}hr^{-1}$, depending on the volume of annual precipitation (935 to 1,295 mm, respectively).

Conversely, the mean C factor of the four restored plots decreased considerably from the first (0.44) to the third year (0.03) of the experiment (Figure 6). There was a small difference between the 3-year C-factor of the plots with jute mat (C=0.20) and without mat (C=0.21), indicating a negligible effect of that type of surface protection.

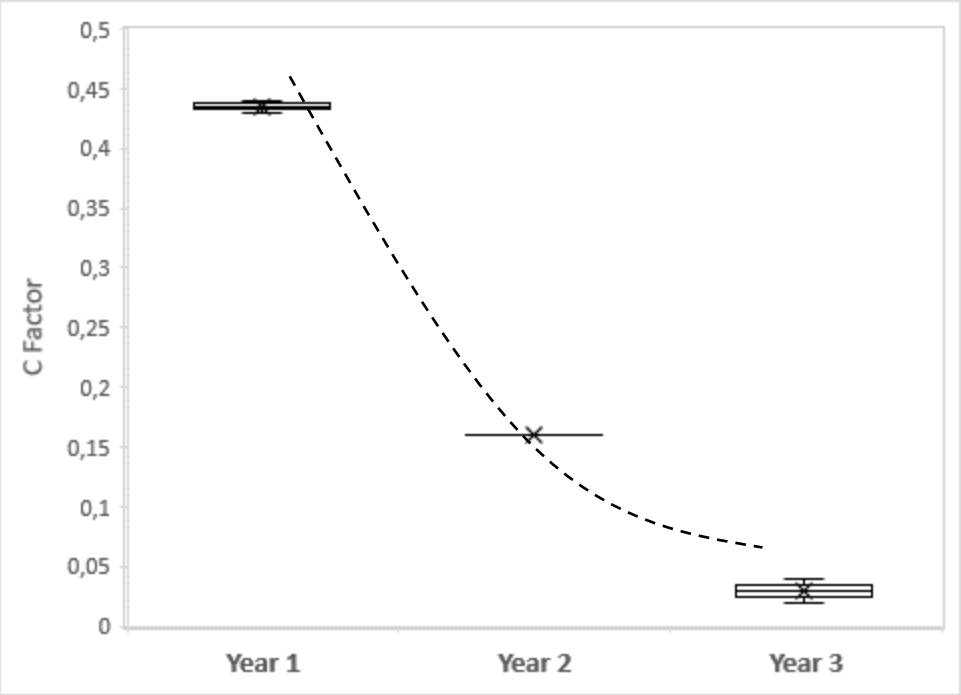


Figure 6. C-factor of the restored plots (P1-P4) during the study.

Since the degraded pastures adjacent to the plots received a similar ecological restoration, the basin C-factor also decreased gradually with time (Figure 7).

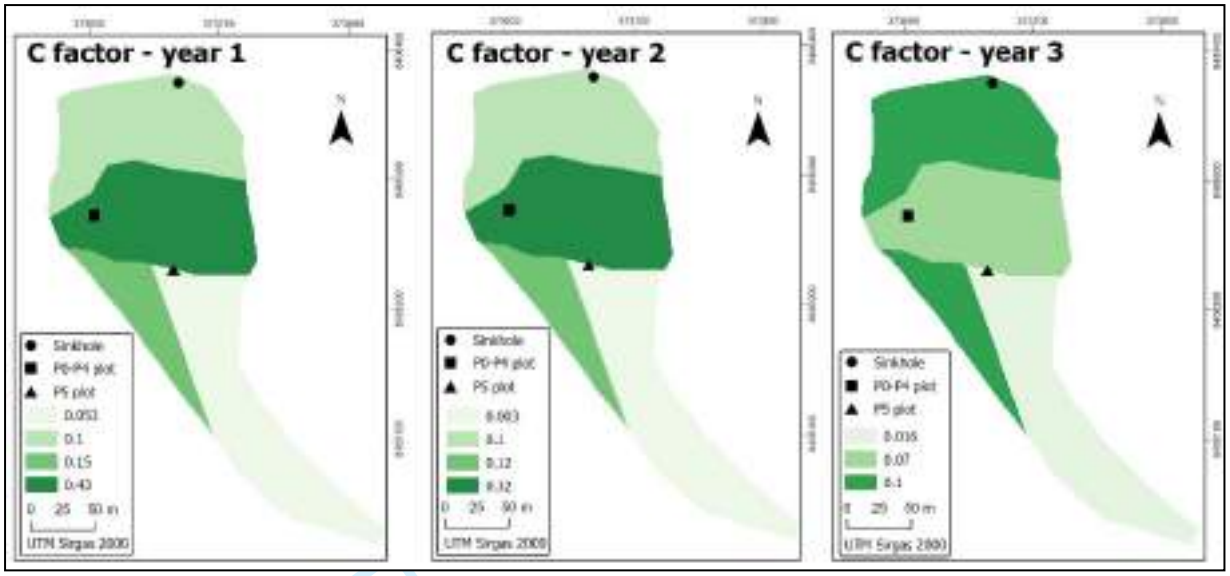


Figure 7. Basin C-factor in the 3 years of the study.

4.2 Soil Loss and Sediment Yield

Mean yearly soil loss in the basin is shown in Figure 8, for each hydrologic year. According to that Figure, there was a gradual reduction in on-site erosion, particularly in the restored areas. Soil loss was higher in the Lithic entisol (shown in yellow and red in Figure 8), due to its higher erodibility and slope grade.

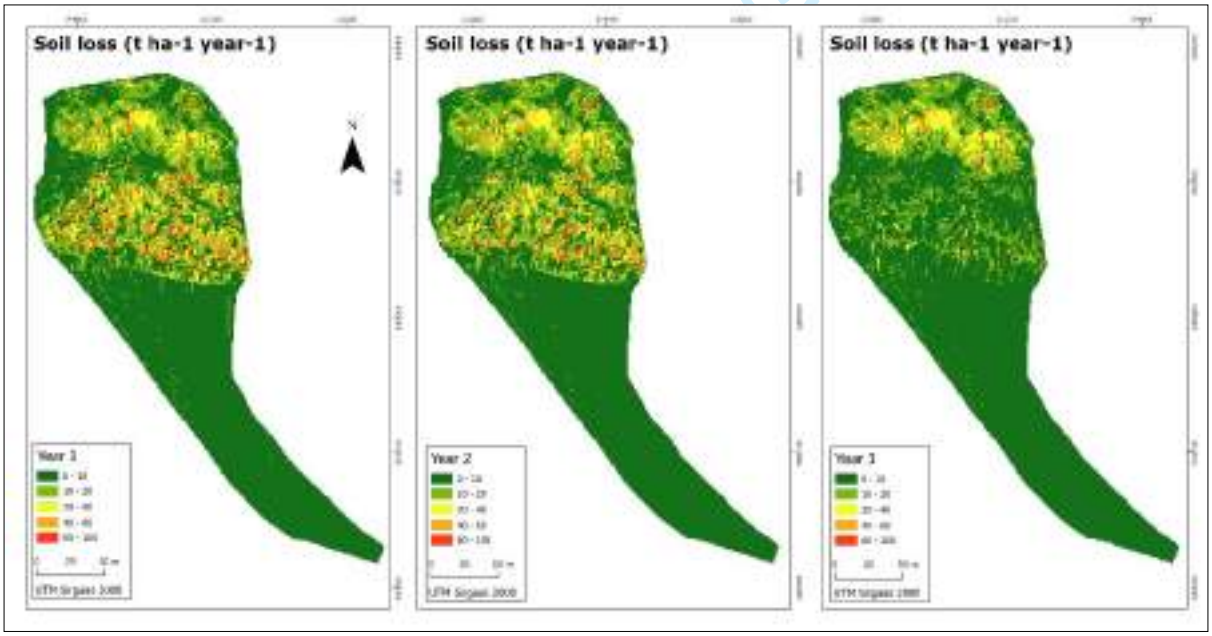


Figure 8. Mean annual soil loss in the basin, in the three hydrologic years.

Table 4 presents the basin annual soil loss and sediment yield, during the three hydrologic years. The basin sediment delivery ratio was 0.72, indicating that 72% of the eroded sediment generated inside the basin reached its outlet, every year.

Table 4. Mean and total soil loss, and annual sediment yield in the basin, in the three hydrologic years.

Year	**Mean Soil Loss** (Mg ha^{-1} yr^{-1})	**Total Soil Loss** (Mg yr^{-1})	**Annual Sediment Yield** (Mg yr^{-1})
1	11.6	40.6	29.2
2	9.3	32.6	23.4
3	5.8	20.3	14.6

According to Table 4, there was a significant reduction in the basin soil loss along the three years analyzed, as well as in the sediment yield reaching the basin outlet, indicating that the restoration generated important on- and off-site hydrologic services.

Figure 9 shows the basin areas where erosion exceeded on-site (T_{on}) and off-site (T_{off}) soil loss tolerances, three years after the ecological restoration. Erosion rates in the basin exceeded the on-site and off-site tolerances in 29% and in 61% of the basin area, respectively.

For Peer Review

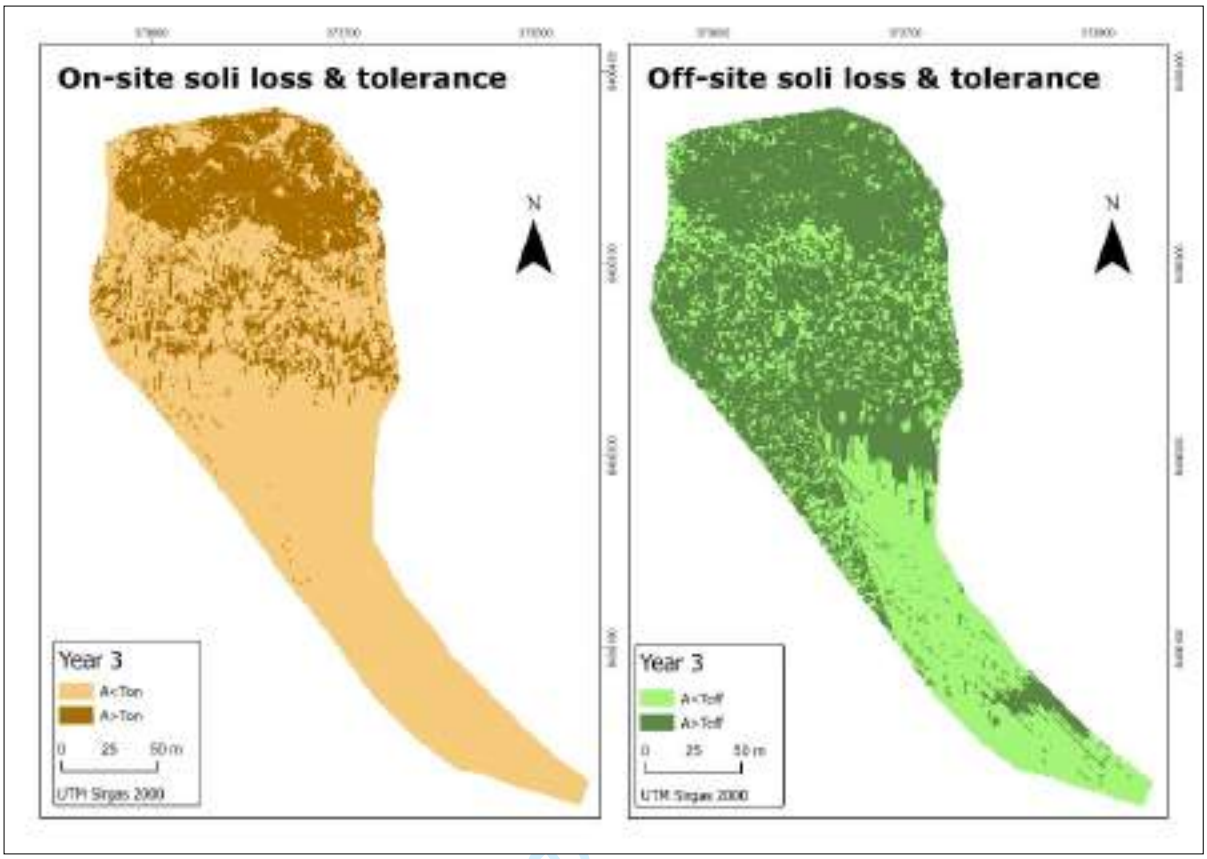


Figure 9. Basin areas where soil loss was surpassed on-site (left) and off-site (right) soil loss tolerance.

4.3 Sediment Enrichment and Depletion

Table 5 presents the sediment enrichment or depletion in the runoff plots. According to Table 5, there was an enrichment of the sediment sand fraction in the bare plot (P0), while in the restored plots (P1-P4) showed a slight depletion of sand, compared with the original soil. In the case of the silt fraction, the opposite occurred. Table 5 also indicates that all plots showed a depletion in the clay fraction with respect to the original soil.

For Peer Review

Table 5. Sediment enrichment/depletion ratio in the Lithic entisol plots.

Plot	Sediment enrichment/depletion		
	Sand	**Silt**	**Clay**
P0 (bare)	1.48 b	0.88 a	0.52 a
P1-P3 (no mat)	0.84 a	1.15 b	0.70 b
P2-P4 (mat)	0.76 a	1.20 b	0.67 ab

4. DISCUSSION

The erodibility of the basin soils (Table 2) was about 10 times lower than those obtained by Castro *et al*. (2011) in similar soils of Brazil. As opposed to conventional fallow plots, where the soil is tilled downhill every year (Wischmeier and Mannering, 1969), the bare plot in the present study was not tilled, and therefore naturally consolidated and more resistant to erosion (Knapen *et al*., 2008).

The exponential reduction observed in the C-factor of the restored plots (Figure 6) was expected, due to the increase in the permanent soil cover over time (Laflen *et al*.,1985; Stocking, 1988). Fonseca *et al*. (2021) showed a significant correlation between the degree of permanent soil cover and runoff volume in different areas of the Brazilian savanna, reducing the occurrence of rill erosion.

With respect to the 50% sediment yield reduction observed after the ecological restoration, Chaves *et al*. (2004) found a similar sedimentation abatement (73%) in a restored basin in Brazilian savanna. The ecological restoration allowed for the retention of coarser particles, depleting the sand content of the sediment. As suggested by Shi *et al*. (2012), the lower runoff

For Peer Review

energy in the restored plots reduced the sediment transport capacity, retaining the heavier sand and enriching the smaller sediment fractions.

The significant reduction in basin sediment yield provided by the ecological restoration (Table 6) and the depletion of sand in the sediment reaching the sinkhole reduces the silting potential of the underground Tarimba cave system. Kurecic *et al*. (2021) found similar sedimentological benefits after the restoration of karst areas of Croatia.

Although the sedimentological benefits of three years of basin restoration are significant, there is still room for improvement. Chaves *et al.* (2004) reported that the sedimentological benefits of ecological restoration in the Brazilian savanna stabilize after 10 years.

5. CONCLUSIONS

This study demonstrated the sedimentologic benefits of the ecologic restoration of a degraded karst basin in the Brazilian savanna. Three years after the restoration of natural and pasture areas, there was a 50% reduction in soil loss and in sediment yield, compared to the previous condition. The reduction was associated with the increase of permanent soil cover, provided by the native plants and pasture, decreasing runoff and erosion. Additionally, as the restoration progressed, there was a depletion in the sand content of the sediment, reducing the silting potential of the underground cave system.

In spite of the benefits observed after three years of ecological restoration, erosion rates still exceeded on- and off-site soil loss tolerances in 29% and in 61% of the basin area, respectively, particularly in the lower

For Peer Review

slope, because of the high soil erodibility of the Entisol and the high slope steepness. The results indicate that there is still room for erosion and sediment yield abatement, which would improve with the maturity of the ecological restoration process.

REFERENCES

Anache, J.A.A., Flanagan, D.C., Srivastava, A. and Wendland, E.C. (2018) Land use and climate change impacts on runoff and soil erosion at the hillslope scale in the Brazilian Cerrado. *Sci. Total Environ*, 622–623, 140–151. Available at: doi:10.1016/j.scitotenv.2017.11.257.

Bagarello, V. and Ferro, V. (2004) Plot-scale measurement of soil erosion at the experimental area of Sparacia (southern Italy). *Hydrol. Process*, 18, 141–157. Available at: doi:10.1002/hyp.1318.

Caldeira, D., Uagoda, R., Nogueira, A.M., Garnier, J., Sawakuchi, A.O. and Hussain, Y. (2021) Late Quaternary episodes of clastic sediment deposition in the Tarimba Cave, Central Brazil. *Quat. Int*, 580, 22–37. Available at: doi:10.1016/j.quaint.2021.01.012.

Castro, W.J., Lemke-De-Castro, M.L., De Oliveira Lima, J., De Oliveira, L.F.C., Rodrigues, C. and De Figueiredo, C.C. (2011) Erodibility of soils in the Cerrado Goiano. *Rev. em Agronegocio e Meio Ambient,* 4, 305–320.

CECAV, ICMBio. (2022). *National registry of speleological information*. Available at: http://www.icmbio.gov.br/cecav/ [Accessed 20 May 2022].

Chaves, H., Braga, B., Domingues, A.F. and Garcia, D. (2004)

For Peer Review

Quantification of the Environmental Benefits and Financial Compensation of the "Water Producer Program" (ANA): II . Application. *RBRH – Rev. Bras. Recur. Hídricos*, 9, 15–21.

Chaves, H.M.L. (2010) Relations of sediment delivery underlying payments for environmental services in catchment areas. *Rev. Bras. Ciência do Solo*, 34, 1469–1477. Available at: doi:10.1590/s0100-06832010000400043.

Chaves, H.M.L. and Piau, L.P. (2008) effect of rainfall variability and land use on runoff and sediment in the pipiripau river basin, in the Distrito Federal, Brazil. *Rev. Bras. Ciência do Solo*, 32, 333–343.

Ellison, W.D. (1950) *Fertility erosion. The Land*.

Evans, R., Collins, A.L., Zhang, Y., Foster, I.D.L., Boardman, J., Sint, H., Lee, M.R.F. and Griffith, B.A. (2017) A comparison of conventional and 137Cs-based estimates of soil erosion rates on arable and grassland across lowland England and Wales. *Earth-Science Rev,* 173, 49–64. Available at: doi:10.1016/j.earscirev.2017.08.005.

Flanagan, D.C. and Nearing, M.A. (2000) Sediment Particle Sorting on Hillslope Profiles in the Wepp Model. *Trans. ASAE*, 43, 573–583.

Fonseca, M.R.S., Uagoda, R. and Chaves, H.M.L. (2021) Rates, factors, and tolerances of water erosion in the Cerrado biome (Brazil): A meta-analysis of runoff plot data. *Earth Surf. Process. Landforms*, 1–14. Available at:doi:10.1002/esp.5273.

Gams, I. and Gabrovec, M. (1999) Land use and human impact in the Dinaric karst. *Int. J. Speleol*, 28, 55–70. Available at:

For Peer Review

doi:10.5038/1827-806x.28.1.4.

Gaspar, M.T.P. and Campos, J.E.G. (2007) The Urucuia Aquifer System. *Rev. Bras. Geociências*, 37, 216–226. Available at: doi:10.25249/0375-7536.200737s4216226.

Gomes, L., Simões, S.J.C., Forti, M.C., Ometto, J.P.H.B. and Nora, E.L.D. (2017) Using Geotechnology to Estimate Annual Soil Loss Rate in the Brazilian Cerrado. *Journal of Geographic Information System*, 9 420–439. Available at: doi:10.4236/jgis.2017.94026.

Hashin, G.M., Coughlan, K.J. and Syers, J.K. (1998) On-site Nutrient Depletion: An Effect and a Cause of Soil Erosion. In: Vries, F.P. de, Agus, F., Kerr, J. (Eds.) *Soil Erosion at Multiple Scales. Principles and Methods for Assessing Causes and Impacts*. Washington DC, USA, pp. 416.

Hudson, N.W. (1993) Field plots. In: Hudson N. W. (Ed.) *Field Measurement of Soil Erosion and Runoff*. Rome, Italy: FAO, pp. 1–28.

Hussain, Y., Uagoda, R., Borges, W., Nunes, J., Hamza, O., Condori, C., Aslam, K., Dou, J. and Cárdenas-Soto, M. (2020) The potential use of geophysicalmethods to identify cavities, sinkholes and pathways forwater infiltration. *Water*, (Switzerland) 12. Available at: doi:10.3390/w12082289.

Jacinthe, P.A., Lal, R., Owens, L.B. and Hothem, D.L. (2004) Transport of labile carbon in runoff as affected by land use and rainfall characteristics. *Soil Tillage Res*, 77, 111–123. Available at: doi:10.1016/j.still.2003.11.004.

For Peer Review

Jiang, Z., Lian, Y.and Qin, X. (2014) Rocky desertification in Southwest China: Impacts, causes, and restoration. *Earth-Science Rev*, 132, 1–12. Available at: doi:10.1016/j.earscirev.2014.01.005.

Jiang, Y., Zheng, F., Wen, L., Shen, H. (2018) Effects of sheed and rill erosion on soil aggregates and organic carbon losses for a Mollisol hillslope under rainfall simulation. *J. of Soils and Sediments*, 19. 467-477. Available at: doi:10.1007/s11368-018-2043-y

Kinnell, P. (2012) Raindrop-induced saltation and the enrichment of sediment discharged from sheet and interrill erosion areas. *Hydrol. Process*, 26, 1449–1456. Available at: doi:10.1002/hyp.8270.

Knapen, A., Poesen, J. and Baets, S. De (2008) Rainfall-induced consolidation and sealing effects on soil erodibility during concentrated runoff for loess-derived topsoils. *Earth Surf. Process. Landforms*, 33, 444–458. Available at: doi:10.1002/esp.

Kurecic, T., Bocic, N., Wacha, L., Bakrac, K., Grizelj, A., Pavicic, D., Lüthgens, C., Sironi, A., Radovi, S., Redovnikovi, L. and Fiebig, M. (2021) Changes in Cave Sedimentation Mechanisms During the Late Quaternary : An Example From the Lower Cerova cka ˇ. *Front. Earth Sci*, 9, 1–26. Available at: doi:10.3389/feart.2021.672229.

Laflen, J.M., Foster, G.R. and Onstad, C.A. (1985) Simulation of Individual-Storm Soil Loss for Modeling the Impact of Soil Erosion on Crop Productivity. In: El-Swaif, W.C.S.A. (Ed.), *Soil Erosion and Conservation*. Ankemy, Iowa, pp. 285–295.

Lal, R. (2001) Soil degradation by erosion. *L. Degrad. Dev*, 12, 519–539.

For Peer Review

Available at: doi:10.1002/ldr.472.

Merten, G.H. and Minella, J.P.G. (2006) Impact on sediment yield due to the intensification of tobacco production in a catchment in Southern Brazil. *Cienc. Rural*, 36, 669–672. Available at: doi:10.1590/S0103-84782006000200050.

Minella, J.P.G., Merten, G.H., Walling, D.E. and Reichert, J.M. (2009) Changing sediment yield as an indicator of improved soil management practices in southern Brazil. *Catena*, 79, 228–236. Available at: doi:10.1016/j.catena.2009.02.020.

Mitasova, H., Hofierka, J., Zlocha, M. and Iverson, L.R. (1996) Modelling topographic potential for erosion and deposition using GIS. *Int. J. Geogr. Inf. Syst,* 10, 629–641. Available at: doi:10.1080/02693799608902101.

Mutchler, C.K., Murphree, C.E. and McGregor, K.C. (1988) Laboratory and fields plots for erosion studies. In: Lal, R. (Ed.), *Soil Erosion Research Methods*. Ankeny, Iowa: Soil and Water Conservation Society, pp. 11–38.

Nadeu, E., de Vente, J., Martínez-Mena, M. and Boix-Fayos, C. (2011) Exploring particle size distribution and organic carbon pools mobilized by different erosion processes at the catchment scale. *J. Soils Sediments*, 11 667–678.

Ni, S., Wen, H., Wilson, G. V., Cai, C. and Wang, J. (2022) A simulated study of surface morphological evolution on coarse-textured soils under intermittent rainfall events. *Catena*, 208, 105767. Available at:

For Peer Review

469 doi:10.1016/j.catena.2021.105767.
470 Nie, X., Li, Z., He, J., Huang, J., Zhang, Y., Huang, B., Ma, W., Lu, Y. and
471 Zeng, G. (2015) Enrichment of organic carbon in sediment under field
472 simulated rainfall experiments. *Environ. Earth Sci,* 74, 5417–5425.
473 Available at: doi:10.1007/s12665-015-4555-8.
474 Oliveira, P.T.S., Nearing, M.A. and Wendland, E. (2015) Orders of
475 magnitude increase in soil erosion associated with land use change
476 from native to cultivated vegetation in a Brazilian savannah
477 environment. *Earth Surf. Process. Landforms*, 40, 1524–1532.
478 Available at: doi:10.1002/esp.3738.
479 Renard, K.G. and Foster, G.R. (1985) Managing Rangeland Soil Resources:
480 The Universal Soil Loss Equation. *Rangelands*, 7, 118–122.
481 Renfro, G.W. (1975) *Use of erosion equations and sediment delivery ratios*
482 *for predicting sediment yield, in present and prospective technology for*
483 *predicting sediment yield and sources*. Washington: USDA ARS-S 40.
484 Shi, Z.H., Fang, N.F., Wu, F.Z., Wang, L., Yue, B.J. and Wu, G.L. (2012)
485 Soil erosion processes and sediment sorting associated with transport
486 mechanisms on steep slopes. *Journal of Hydrology*, 455, 123–130.
487 Available at: doi:10.1016/j.jhydrol.2012.06.004.
488 Silva, A.M. (2004) Rainfall erosivity map for Brazil. *Catena*, 57, 251–259.
489 Available at: doi:10.1016/j.catena.2003.11.006.
490 Silva, F.M., Assad, E.D., Steinke, E.T. and Müller, A.G. (2008) Climate of
491 the Cerrado Biome. In: Albuquerque, A. Silva, A. (Eds.) *Tropical*
492 *Agriculture: Four decades of technological, institutional and policy*

For Peer Review

493 *innovations*. Brasília: Embrapa Informações Tecnológicas, pp. 93-148.
494 Stocking, M.A. (1988) Assessing vegetative cover and management effects.
495 In: Lal, R. (Ed.) *Soil Erosion Research Methods*. Ankeny, Iowa: Soil and
496 Water Conservation Society.
497 Tavares, A.S., Uagoda, R.E.S., Spalevic, V. and Mincato, R.L. (2021)
498 Analysis of the erosion potential and sediment yield using the intero
499 model in an experimental watershed dominated by karst in brazil. *Agric.*
500 *For*, 67, 153–162. https://doi.org/10.17707/AgricultForest.67.2.11
501 Tesfahunegn, G.B. and Vlek, P.L.G. (2014) Assessing sediment enrichment
502 ratio in Mai-Negus catchment, Northern Ethiopia. *Soil Water*, Res. 9,
503 38–45. https://doi.org/10.17221/16/2013-swr
504 USDA, SCS (1987) *Soil Mechanics Level I. USDA Textural Soil* Classification.
505 Module: 3.
506 Vanoni, V.A. (1975) *Sedimentation engineering*. Reston, ASCE Manuals &
507 Report on Eng.
508 Vanwalleghem, T., Gómez, J.A., Infante Amate, J., González de Molina, M.,
509 Vanderlinden, K., Guzmán, G., Laguna, A. and Giráldez, J. V. (2017)
510 Impact of historical land use and soil management change on soil
511 erosion and agricultural sustainability during the Anthropocene.
512 *Anthropocene*, 17, 13–29. Available at:
513 doi:10.1016/j.ancene.2017.01.002.
514 Wacha, K.M., Papanicolaou, A.N.T., Abban, B.K., Wilson, C.G.,
515 Giannopoulos, C.P., Hou, T., Filley, T.R. and Hatfield, J.L. (2020) The
516 impact of tillage row orientation on physical and chemical sediment

For Peer Review

517 enrichment. *Agrosystems, Geosci. Environ,* 3, 1–17. Available t:
518 doi:10.1002/agg2.20007.
519 Walker, P.H., Kinnell, P.I.A. and Green, P. (1978) Transport of a
520 Noncohesive Sandy Mixture in Rainfall and Runoff Experiments. *Soil*
521 *Sci. Soc. Am. J,* 42, 793–801. Available at:
522 doi:10.2136/sssaj1978.03615995004200050029x.
523 Walling, D.E. and Collins, A.L. (2008) The catchment sediment budget as a
524 management tool. *Environ. Sci. Policy*, 11, 136–143. Available at:
525 doi:10.1016/j.envsci.2007.10.004.
526 Wang, S.J. (2011) The most serious eco-geologically environmental
527 problem in southwestern China - karst rocky desertification. Bull.
528 Mineral. Petrol. *Geochemist*, 22, 991–999.
529 Wischmeier, W.H. and Mannering, J.V. (1969) Soil and Water Management
530 and Conservation. Relation of Soil Properties to Its Erodibility. *Soil*
531 *Science Society of America*, Proceedings, 33, 131-137. Available at:
532 doi:10.2136/sssaj1969.03615995003300010035x.
533 Wischmeier, W.H. and Smith, D.D. (1978) Predicting rainfall erosion losses.
534 A guide to conservation planning. *Agriculture handbook no. 537. U.S.*
535 *Department of Agriculture*. Available at:
536 doi:10.1029/TR039i002p00285.
537 Zhang, J.Y., Dai, M.H., Wang, L.C., Zeng, C.F. and Su, W.C. (2016) The
538 challenge and future of rocky desertification control in karst areas in
539 southwest China. *Solid Earth*, 7, 83–91. https://doi.org/10.5194/se-7-
540 83-2016

For Peer Review

Zhao, L. and Hou, R. (2019) Human causes of soil loss in rural karst environments: a case study of Guizhou, China. *Sci. Rep*, 9, 1–11. https://doi.org/10.1038/s41598-018-35808-3

For Peer Review

6. Conclusões

Na meta-análise de perda de solo e escoamento superficial (Capítulo 1), foi concluído que a perda de solo nos Cerrados está exponencialmente relacionada ao volume de escoamento superficial, sendo ambos inversamente proporcionais ao grau de cobertura permanente do solo.

Além disso, nos estudos com cobertura permanente do solo, tais como savana natural, reflorestamento, e plantio direto, as perdas de solo estiveram abaixo das tolerâncias *on- e off-site*, indicando que ela é fundamental para a manutenção da sustentabilidade agronômica e hidrológica da paisagem. Uma função exponencial foi ajustada entre o volume de escoamento superficial e a perda de solo, permitindo que a última seja estimada a partir da primeira, em áreas com dados sedimentológicos escassos.

No experimento com parcelas de enxurrada em área de carste do Cerrado (Capítulo 2), os resultados indicam que, no caso do Neossolo Litólico, o escoamento superficial e a perda de solo foram significativamente reduzidos à medida que a cobertura do solo aumentou, em função da restauração ambiental com espécies nativas.

No final do 3º ano, o escoamento superficial foi reduzido em 52%, em comparação com a condição não restaurada. No caso da perda de solo, a redução foi de 97%. A taxa média de erosão na parcela de Neossolio Litólico descoberto (34,3 Mg ha^{-1} ano^{-1}) foi 8 vezes superior a tolerância à perda de solo (4,2 Mg ha^{-1} ano^{-1}), contribuindo para sua degradação permanente. No caso das parcelas restauradas, a taxa de erosão ao final do terceiro ano (0,6 Mg ha^{-1} ano^{-1}) foi 7 vezes menor que a tolerância, mostrando a eficácia hidrológica da restauração.

A restauração ecológica também melhorou o balanço hídrico do solo, com redução do escoamento superficial e aumento da evapotranspiração, o que poderia contrabalançar as tendências decrescentes da precipitação e da recarga da água subterrânea regional. Apesar da vulnerabilidade natural das áreas cársticas do cerrado brasileiro, os resultados indicam que a restauração ecológica de áreas degradadas pode gerar importantes serviços hidrológicos para a Gruna da Tarimba e para a bacia do rio Vermelho.

Esta pesquisa também demonstrou os benefícios sedimentológicos da restauração ecológica de uma bacia cárstica degradada no cerrado brasileiro (Capítulo 3). Três anos após a restauração das áreas naturais e de pastagens, observou-se uma redução de 50% na perda de solo e no aporte de sedimentos, relativamente à condição degradada. A redução foi associada à cobertura permanente do solo, proporcionada pelas plantas nativas e pastagens, diminuindo o escoamento superficial e a erosão. Além disso, à medida que a restauração avançava, houve uma depleção da fração areia do sedimento, reduzindo o potencial de assoreamento do sistema de cavernas, a jusante.

Apesar dos benefícios hidrossedimentológicos observados após três anos de restauração ecológica na vertente, as taxas de erosão ainda excederam as tolerâncias

de perda de solo *on* e *off site* em 29% e em 61% da área total da vertente, respectivamente, principalmente na sua porção inferior, em consequência da alta erodibilidade do Neossolo e da alta declividade. Os resultados indicam que ainda há espaço para redução da erosão e da produção de sedimentos, na medida em que a restauração hidrológica da vertente atinja uma maior maturidade.

Referências

Anache, J.A.A., Flanagan, D.C., Srivastava, A., Wendland, E.C., 2018. Land use and climate change impacts on runoff and soil erosion at the hillslope scale in the Brazilian Cerrado. Sci. Total Environ. 622–623, 140–151. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.11.257

Bazzoffi, P., 2009. Soil erosion tolerance and water runoff control: Minimum environmental standards. Reg. Environ. Chang. 9, 169–179. https://doi.org/10.1007/s10113-008-0046-8

Bertoni, J., Lombardi, F., 1991. Conservação do solo. Ícone, São Paulo.

Bocco, G., 1991. Gully erosion: Processes and models. Prog. Phys. Geogr. 15, 392–406. https://doi.org/10.1177/030913339101500403

Bui, E.N., Hancock, G.J., Wilkinson, S.N., 2011. Tolerable hillslope soil erosion rates in Australia: Linking science and policy. Agric. Ecosyst. Environ. 144, 136–149. https://doi.org/10.1016/j.agee.2011.07.022

Caldeira, D., Uagoda, R., Nogueira, A.M., Garnier, J., Sawakuchi, A.O., Hussain, Y., 2021. Late Quaternary episodes of clastic sediment deposition in the Tarimba Cave, Central Brazil. Quat. Int. 580, 22–37. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.01.012

CECAV, ICMBio, 2022. CECAV [WWW Document]. URL https://www.icmbio.gov.br/cecav/

Chaves, H.M.L., 2010. Relações de aporte de sedimento e implicação de sua utilização no pagamento por serviço ambiental em bacias hidrográfias. Rev. Bras. Ciência do Solo 34, 1469–1477. https://doi.org/10.1590/s0100-06832010000400043

Corrêa, E., Moraes, L., Pinto, S., 2015. Estimating soil erodibility and soil loss tolerance of the mideastern Sao Paulo state. Geociências 34, 848–860.

Coxon, C., 1999. The Nature of human impacts on karst waters, in: Drew, D., Hötzl, H. (Eds.), Karst Hydrology and Human Activities. Imapcts, Consequences and Implications. A.A. Balkema, Rotterdam, Rotterdem, Netherlands, pp. 37–79.

Di Stefano, C., Ferro, V., Pampalone, V., 2016. Measuring Field Rill Erodibility by a Simplified Method. L. Degrad. Dev. 27, 239–247. https://doi.org/10.1002/ldr.2411

Duan, X., Shi, X., Li, Y., Rong, L., Fen, D., 2017. A new method to calculate soil loss tolerance for sustainable soil productivity in farmland A new method to calculate soil loss toler-ance for sustainable soil productivity in farmland. Agronomy for Sustainable Development, Springer Verlag/EDP Sciences/INRA A new method to calculate soil loss tolerance for sustainable soil productivity in farmland 37. https://doi.org/10.1007/s13593-016-0409-3ï

Febles-González, J.M., Vega-Carreño, M.B., Tolón-Becerra, A., Lastra-Bravo, X., 2012. Assessment of soil erosion in karst regions of Havana, Cuba. L. Degrad. Dev. 23, 465–474. https://doi.org/10.1002/ldr.1089

Fonseca, M.R.S., Uagoda, R., Chaves, H.M.L., 2021. Rates, factors, and tolerances of water erosion in the Cerrado biome (Brazil): A meta-analysis of runoff plot data.

Earth Surf. Process. Landforms 1–14. https://doi.org/10.1002/esp.5273

Foster, G.R., Mccool, D.K., Renard, K.G., Moldenhauer, W.C., 1981. Conversion of the universal soil loss equation to SI metric units, University. Purdue Journal No.

Goldscheider, N., Drew, D., 2007. Methods in Karst Hydrology, Taylor e Francis Group. London, UK. https://doi.org/10.1109/ICICTA.2014.19

Govers, G., Giménez, R., Van Oost, K., 2007. Rill erosion: Exploring the relationship between experiments, modelling and field observations. Earth-Science Rev. 84, 87–102. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.06.001

Hofmann, L., Ries, R.E., Gilley, J.E., 1983. Relationship of Runoff and Soil Loss to Ground Cover of Native and Reclaimed Grazing Land (AJ). Agron. J. 75. https://doi.org/10.2134/agronj1983.00021962007500040007x

Hu, F., Liu, J., Xu, C., Du, W., Yang, Z., Liu, X., Liu, G., Zhao, S., 2018. Soil internal forces contribute more than raindrop impact force to rainfall splash erosion. Geoderma 330, 91–98. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.05.031

Jacinthe, P.A., Lal, R., Owens, L.B., Hothem, D.L., 2004. Transport of labile carbon in runoff as affected by land use and rainfall characteristics. Soil Tillage Res. 77, 111–123. https://doi.org/10.1016/j.still.2003.11.004

Jiang, Z., Lian, Y., Qin, X., 2014. Rocky desertification in Southwest China: Impacts, causes, and restoration. Earth-Science Rev. 132, 1–12. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.01.005

Kinnell, 2019. A Review of the Science and Logic Associated with Approach Used in the Universal Soil Loss Equation Family of Models. Soil Syst. 3, 62. https://doi.org/10.3390/soilsystems3040062

Laflen, J.M., Baker, J.L., Hartwig, R.O., Buchele, W.F., Johnson, H.P., 1978. Soil and Water Loss from Conservation Tillage Systems. Trans. ASAE 21, 881–885. https://doi.org/10.13031/2013.35407

Lal, R., 2001. Soil degradation by erosion. L. Degrad. Dev. 12, 519–539. https://doi.org/10.1002/ldr.472

Ma, B., Yu, X., Ma, F., Li, Z., Wu, F., 2014. Effects of crop canopies on rain splash detachment. PLoS One 9. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0099717

Merten, G.H., Gomes Minella, J.P., 2006. Impact on sediment yield due to the intensification of tobacco production in a catchment in Southern Brazil. Cienc. Rural 36, 669–672. https://doi.org/10.1590/S0103-84782006000200050

Meyer, L.D., Wischmeier, W.H., 1969. Mathematical Simulation of the Process of Soil Erosion by Water. Trans. ASAE 68, 754–762.

Minella, J.P.G., Merten, G.H., Walling, D.E., Reichert, J.M., 2009. Changing sediment yield as an indicator of improved soil management practices in southern Brazil. Catena 79, 228–236. https://doi.org/10.1016/j.catena.2009.02.020

Montgomery, D.R., 2007. Soil erosion and agricultural sustainability. Stanford.

Mullan, D., 2013. Soil erosion under the impacts of future climate change: Assessing the statistical significance of future changes and the potential on-site and off-site problems. Catena 109, 234–246. https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.03.007

Mutchler, C.K., Murphree, C.E., McGregor, K.C., 1988. Laboratory and fields plots for erosion studies, in: Lal, R. (Ed.), Soil Erosion Research Methods. Ankeny: Soil and Water Conservation Society, pp. 11–38.

Nadeu, E., de Vente, J., Martínez-Mena, M., Boix-Fayos, C., 2011. Exploring particle size distribution and organic carbon pools mobilized by different erosion processes at the catchment scale. J. Soils Sediments 11 667–678.

Nie, X., Li, Z., He, J., Huang, J., Zhang, Y., Huang, B., Ma, W., Lu, Y., Zeng, G., 2015. Enrichment of organic carbon in sediment under field simulated rainfall experiments. Environ. Earth Sci. 74, 5417–5425. https://doi.org/10.1007/s12665-015-4555-8

Oliveira, P.T.S., Nearing, M.A., Wendland, E., 2015. Orders of magnitude increase in soil erosion associated with land use change from native to cultivated vegetation in a Brazilian savannah environment. Earth Surf. Process. Landforms 40, 1524–1532. https://doi.org/10.1002/esp.3738

Parise, M., de Waele, J., Gutierrez, F., 2009. Current perspectives on the environmental impacts and hazards in karst. Environ. Geol. 58, 235–237. https://doi.org/10.1007/s00254-008-1608-2

Pimentel, D., 2006. Soil erosion: A food and environmental threat. Environ. Dev. Sustain. 8, 119–137. https://doi.org/10.1007/s10668-005-1262-8

Renard, K.G., Foster, G.R., 1985. Managing Rangeland Soil Resources: The Universal Soil Loss Equation. Rangelands 7, 118–122.

Risse, L.M., Nearing, M.A., Nicks, A.D., Laflen, J.M., 1993. Error Assessment in the Universal Soil Loss Equation.

Schertz, D.L., 1983. The basis for soil loss tolerances. J. Soil Water Conserv. 38, 10–14.

Skidmore, E.., 1982. Soil loss tolerance, in: Allmaras, R.R., Mannering, J.V., Papendick, R.. (Eds.), Determinants of Soil Loss Tolerance. American Society of Agronomy, Madison, pp. 87–93.

Souza, A.A.R., Munoz-Rojas, J., Correa, T.P., Aguilera, P.A., Barandica, J.M., Rescia, A.J., 2021. A Comparative analysis of soil loss tolerance and productivity of the olive groves in the PDO areas of Norte Alentejano (Portugal) and Estepa (Spain). Agron. J. 11, 665. https://doi.org/10.3390/agronomy11040665

Tavares, A.S., Uagoda, R.E.S., Spalevic, V., Mincato, R.L., 2021. Analysis of the erosion potential and sediment yield using the intero model in an experimental watershed dominated by karst in brazil. Agric. For. 67, 153–162. https://doi.org/10.17707/AgricultForest.67.2.11

Vanwalleghem, T., Gómez, J.A., Infante Amate, J., González de Molina, M., Vanderlinden, K., Guzmán, G., Laguna, A., Giráldez, J. V., 2017. Impact of historical land use and

soil management change on soil erosion and agricultural sustainability during the Anthropocene. Anthropocene 17, 13–29. https://doi.org/10.1016/j.ancene.2017.01.002

Verheijen, F.G.A., Jones, R.J.A., Rickson, R.J., Smith, C.J., 2009. Tolerable versus actual soil erosion rates in Europe. Earth-Science Rev. 94, 23–38. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.02.003

Wacha, K.M., Papanicolaou, A.N.T., Abban, B.K., Wilson, C.G., Giannopoulos, C.P., Hou, T., Filley, T.R., Hatfield, J.L., 2020. The impact of tillage row orientation on physical and chemical sediment enrichment. Agrosystems, Geosci. Environ. 3, 1–17. https://doi.org/10.1002/agg2.20007

Wang, S.J., 2011. The most serious eco-geologically environmental problem in southwestern China - karst rocky desertification. Bull. Mineral. Petrol. Geochemist 22, 991–999.

Wischmeier, W.H., 1976. Use and misuse of the universal soil loss equation. J. Soil Water Conserv 31, 5–9.

Wischmeier, W.H., 1960. Cropping-Management Factor Evaluations for a Universal Soil-Loss Equation.

Zeng, F., Jiang, Z., Shen, L., Chen, W., Yang, Q., Zhang, C., 2018. Assessment of multiple and interacting modes of soil loss in the karst critical zone, Southwest China (SWC). Geomorphology 322, 97–106. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.08.043

Zhang, J.Y., Dai, M.H., Wang, L.C., Zeng, C.F., Su, W.C., 2016. The challenge and future of rocky desertification control in karst areas in southwest China. Solid Earth 7, 83–91. https://doi.org/10.5194/se-7-83-2016

Zhao, L., Hou, R., 2019. Human causes of soil loss in rural karst environments: a case study of Guizhou, China. Sci. Rep. 9, 1–11. https://doi.org/10.1038/s41598-018-35808-3

Zuazo, V.H.D., Pleguezuelo, C.R.R., 2008. Soil-erosion and runoff prevention by plant covers. A review. Agron. Sustain. Dev. https://doi.org/10.1051/agro:2007062

CAPÍTULO 10

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA (UnB)
Instituto de Ciências Humanas (IH)
Departamento de Geografia (GEA)
Programa de Pós-Graduação em Geografia (POSGEA)

ESTUDO DAS CONEXÕES HIDROLÓGICAS NO SISTEMA CÁRSTICO GRUTA DA TARIMBA, MAMBAÍ, GOIÁS

Matheus Santiago Vieira
Dissertação de Mestrado

BRASÍLIA-DF
2023

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA (UnB)
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA (POSGEA)

ESTUDO DAS CONEXÕES HIDROLÓGICAS NO SISTEMA CÁRSTICO GRUTA DA TARIMBA, MAMBAÍ, GOIÁS

EXAME DE QUALIFICAÇÃO DE MESTRADO

Dissertação de Mestrado submetida ao Departamento de Geografia da Universidade de Brasília, como parte dos requisitos necessários para a qualificação, na linha de pesquisa: Análise de Sistemas Naturais

.

Matheus Santiago Vieira

Orientador: Dr. Rogério Elias Soares Uagoda

Exame de Qualificação de Mestrado

Brasília-DF: Agosto/2023

Universidade de Brasília

Programa de Pós-graduação em Geografia (POSGEA)

ESTUDO DAS CONEXÕES HIDROLÓGICAS NO SISTEMA CÁRSTICO GRUTA DA TARIMBA, MAMBAÍ, GOIÁS

Matheus Santiago Vieira

Dissertação de Mestrado submetida ao Departamento de Geografia da Universidade de Brasília, como parte dos requisitos necessários para a qualificação, na linha de pesquisa: Análise de Sistemas Naturais

Aprovado por:

_____

ROGÉRIO ELIAS SOARES UAGODA (GEA-UNB)

(Orientador)

_____

(LUCIANO SOARES DA CUNHA) (IG-UNB)

(Interno)

_____

(LUIZ EDUARDO PANISSET TRAVASSOS) (PUC-MINAS)

(Externo)

Brasília-DF, Agosto de 2023

AGRADECIMENTOS

Na vida aprendi que nunca saberemos de tudo e tão pouco caminharemos sozinhos. Viver é um aprendizado e desistir não é uma opção. Dessa forma, agradeço imensamente,

a Deus, por ter me dado o dom da vida, por me proteger de todos os males e pelo dom da sabedoria,

á minha família por todo apoio e incentivo aos estudos, em especial minha mãe, Zelma Santiago dos Santos,

a Universidade Brasília – Darcy Ribeiro, pela oportunidade de desenvolver esta pesquisa, contribuindo na minha qualificação e amadurecimento profissional e acadêmico,

á Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), por todo aporte financeiro, incluindo a bolsa de estudos, para desenvolvimento desta pesquisa,

ao meu professor orientador Dr. Rogério Uagoda, por ter acreditado em mim desde a seleção do programa de Pós-Graduação em Geografia, pelas aulas e todo conhecimento proporcionado e apoio dado para a concretização desta pesquisa,

a todos os professores do Programa de Pós-Graduação em Geografia,

a Área de Proteção Ambiental das Nascentes do Rio Vermelho (APANRV) de Mambaí, Goiás, por todo auxílio no decorrer desta pesquisa, em especial a Lauana, Raoni e Erica,

ao Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas (CECAV), pelo fornecimento do fluorímetro de campo GGUN FL30,

a Hidrovia – Hidrogeologia para Sustentabilidade, pelas análises gratuitas das amostras de carvão ativado,

ao Laboratório de Estudos Hidrogeológicos (LEHID) da Universidade Federal de Minas Gerias (UFMG) pelas análises gratuitas das amostras de carvão ativado,

aos analistas ambientais do ICMBio Cristiano Fernandes, José Carlos (Zeca) pelo apoio na pesquisa,

aos guias e espeleólogos, Emílio e Geovane, por todo auxílio em campo, sobretudo na Gruta da Tarimba,

ao Baiano (Valder Barbosa), por todo o apoio em campo,

ao Laboratório de Geoquímica e Água do Instituto de Geociências da Universidade Brasília (LAGEQ-UnB),

aos técnicos laboratoriais, Fernando e Myller, por todo apoio nas análises laboratoriais,

ao meu professor de graduação, Elton Souza, pelo auxílio nas atividades de campo, interpretação dos dados e conselhos durante o desenvolvimento da pesquisa,

ao, Pedro Assunção (UFOP), Alan Calux, Maria Teodoro pelo auxílio na interpretação dos dados quantitativos,

aos brigadistas e a todos colaboradores do Núcleo de Gestão Integrada - ICMBio de Mambaí, em especial, Ericley, Joaz, Vanilson, Zenildo, Daniel, Martinho, Gerson, Marcão, Edílio, pelas conversas, momentos de interatividade e principalmente auxílio nas pesquisas de campo,

aos amigos da graduação, Jefferson, Laura e Wilkison, por todo apoio e amizade,

e ao grupo de pesquisa, em especial ao amigo André,

o meu muito obrigado a todos vocês!

APOIO FINANCEIRO

Está pesquisa foi financiada pelos recursos advindos do Termo de Compromisso de Compensação Espeleológica Nº 01/2018/ICMBio, bem como a bolsa de pesquisa e os materiais utilizados.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS x
LISTA DE TABELAS xiii
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS xiv
RESUMO xv
ABSTRACT xvi
APRESENTAÇÃO A PESQUISA.....xvii
CAPÍTULO 1.....9
1.1 Introdução.....9
1.2 Objetivos 11
1.2.1 Hipóteses 12
1.3 Área de estudo 13
1.3.1 Área de Proteção Ambiental das Nascentes do Rio Vermelho (APANRV).....13
1.3.2 Gruta da Tarimba 18
1.3.2.1 Contexto evolutivo para a formação da Gruta da Tarimba 21
1.3.2.2 Estudos hidrogeológicos na Gruta da Tarimba 22
1.3.2.3 Impactos antrópicos aos recursos hídricos na APANRV.....23
CAPÍTULO 2. ESTADO DA ARTE DO CARSTE.....26
2.1 Carste 26
2.2 Formação do Carste.....27
2.3 O relevo cárstico no Brasil.....29
2.4 Bacias hidrográficas subterrâneas.....31
2.5 Áreas de recarga e descarga de água subterrânea no sistema cárstico.....33
2.6 Circulação de água subterrânea no sistema cárstico.....34
2.7 Aquíferos cársticos.....35
CAPÍTULO 3. MATERIAIS E MÉTODOS.....38
3.1 Descrição das etapas metodológicas 38
3.2 Descrição dos ensaios.....39
3.2.1 Definição dos pontos de amostragem e monitoramento 41
3.2.2 Definição do tipo de traçador 45
3.2.3 Avaliação do background 48
3.2.4 Quantidade de massa 48
3.3 Método de amostragem 49
3.3.1 Amostragem contínua e análise quantitativa 49

3.3.2 Amostragem integrativa e análise qualitativa 51
4. Estimativa dos parâmetros hidrodinâmicos e estruturais da rota de fluxos subterrânea 52
4.1 Massa recuperada 53
4.2 Qualidade da recuperação do traçador (A_i) 54
4.3 Tempo médio de trânsito (T_m) 55
4.4 Velocidade média aparente 56
4.5 Sinuosidade da rota de fluxo 56
4.6 Volume do aquífero para a rota investigada 56
4.7 Área da seção transversal do conduto 57
4.8 Diâmetro do conduto 57
CAPÍTULO 4. USO DE TRAÇADORES CORANTES FLUORESCENTES NA IDENTIFICAÇÃO DE ROTAS DE FLUXO SUBTERRÂNEAS EM SISTEMAS CÁRSTICOS: PANORAMA DE ESTUDOS NO BRASIL.....58
5.1 Introdução.....59
5.2 Metodologia.....59
5.3 Resultados e Discussão.....59
5.3.1 Traçadores e suas classificações.....59
5..3.2 Breve histórico sobre o uso de traçadores corantes fluorescentes.....60
5.3.4 Procedimentos metodológicos no uso de traçadores fluorescentes em sistemas cársticos.....61
5.3.5 Definição dos pontos de injeção e amostragem.....61
5.3.6 Definição do tipo de traçador.....62
5.3.7 Background.....63
5.3.6 Definição do tipo de amostragem.....63
5.3.7 Estimaitva dos parâmetros hidráulicos e estruturais.....63
5.4 Estudos com traçadores fluorescentes em sistemas cársticos no Brasil.....65
5.5 Conclusão.....67
5.6 Agradecimentos.....67
5.7 Referências.....67
6. CAPÍTULO 5. RESULTADOS E DISCUSSÕES 70
6.1 Resultados dos ensaios qualitativos com traçadores corantes 70
6.1.1 Ensaio 2 - Gruta da Tarimba.....70
6.1.2 Ensaio 4 - Sumidouro Saruê.....72
6.1.3 Ensaio 5 - Gruta Dores II.....73

6.1.4 Ensaio 7 – Caverna Matadeiro.....75
6.2 Conexões hidrológicas.....77
6.3 Ensaios Quantitativos 79
6.3.1 Ensaio 1.....80
6.2.2 Ensaio 3 80
6.2.3 Ensaio 6.....80
6.2.4 Ensaio 8 80
7. CRONOGRAMA DE ATIVIDADES 80
REFERÊNCIAS......81
ANEXO A.....92
ANEXO B.....104
ANEXO C.....115

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO 1

Figura 1 – Mapa de localização da Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho, em Mambaí, Goiás.....13

Figura 2 – Contexto geológico e geomorfológico da área de estudo, demostrando a Serra Geral de Goiás (Formação Urucuia) nas áreas de chapada, o afloramento das rochas carbonáticas (Formação Lagoa do Jacaré) e presença colúvios e morros testemunhos da Serra Geral.....14

Figura 3 – Mapa Geológico da APANRV destacando a presença de cavernas na porção inferior (Lagoa do Jacaré) e sedimentos colúvio-eluvioanares da Formação Urucuia.....15

Figura 4 – Mapa pedológico da APANRV.....16

Figura 5 – Mapa hidrográfico e Modelo Digital de Elevação da APANRV.....17

Figura 6 - Gruta da Tarimba, localizada em Mambaí, Goiás. A) espécie endêmica de peixe, chamada de Ituglanis Boticário; B) entrada principal da Gruta; C) área com cânion; D) vegetação nativa em área de dolina; E) sumidouro; F) córrego subterrâneo principal; G) dolina de dissolução ou subsidência.....19

Figura 7 - Mapa de localização da Gruta da Tarimba, Mambaí, Goiás.....20

Figura 8 – Ilustração do desenvolvimento da rede de condutos da Gruta da Tarimba, Mambaí, Goiás.,,,

CAPÍTULO 3

Figura 18 – Organograma metodológico da pesquisa.....39

Figura 19 – Bloco diagrama esquemático demonstrando dos diferentes sistemas de fluxo hidrogeológico na região.....40

Figura 20 – Injeção da fluoresceína sódica na rede de condutos ativos da área de estudo.....42

Figura 21 – Mapa de localização dos pontos de injeção e amostragem na Gruta da Tarimba, Mambaí, Goiás.....46

Figura 22 - Espectro de excitação (λ=491 nm no pico), espectro de emissão (λ=512 nm no pico) e espectro de varredura síncrona da fluoresceína sódica.....47

Figura 23 – Detectores passivos fixados no córrego Vila Nova, Mambaí-Goiás.....49

Figura 24 – Procedimentos metodológicos para análise do carvão ativado: A) separação das amostras; B) eluição dos carvões ativados; C) detecção da presença de corante na amostra após a eluição; D) amostragem em cubeta de quartzo; E) medição por espectrofotometria de fluorescência utilizando o modelo HITACHI-F-2700.....50

Figura 25 - Fluorímetro de Campo (modelo GGUN FL-30) instalado na ressurgência da Caverna Extrema, Mambaí, Goiás.....52

Figura 26 - Modelo de curva de concentração e recuperação de traçador fluorescente e tempos de chegada do traçador.....53

Figura 27 - Medições discretas de vazão utilizando o dispositivo FlowTracker. Durante a estação chuvosa na caverna Extrema (A), e durante a estação seca na Gruta da Tarimba, em Mambaí, Goiás (B).....54

Figura 28 - Configuração da rede de condutos subterrâneos e o movimento do traçador corante entre os locais de injeção e monitoramento, onde, ‘Mi’ representa a massa injetada, ‘’Mr’’ representa a massa recuperada, ‘’q’’ é a vazão no ponto de injeção e ‘’Q’’ é a vazão de descarga.....55

CAPÍTULO 4

Figura 1 – Ilustração metodológica da aplicação, detecção e análise do uso de traçadores corantes fluorescentes na identificação de condutos subterrâneos ativos em um sistema cárstico.....61

Figura 2 - Análise de uma curva de concentração (BTC) e recuperação de um traçador corante 64

Figura 3 - Mapa de localização dos estudos realizados com traçadores corantes fluorescentes em sistemas cársticos no Brasil, destacando as áreas cársticas.....66

CAPÍTULO 5

Figura 29 - Conexões hidrológicas por meio de condutos cársticos comprovadas no Ensaio 2.....71

Figura 30 - Conexões hidrológicas comprovadas no Ensaio 4.....73

Figura 31 - Conexões hidrológicas por meio de condutos cársticos comprovadas no Ensaio 5.....75

Figura 32 - Conexões hidrológicas por meio de condutos cársticos comprovadas no Ensaio 7.....76

Figura 33 – Mapa das conexões hidrológicas na Gruta da Tarimba.....78

Figura 34 – Ensaios quantitativos realizados na conexão hidrogeológica entre a Gruta da Tarimba e a caverna Extrema, em Mambaí, Goiás.....79

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 2

Tabela 1 - Estimativa do potencial espeleológico brasileiro.....30

CAPÍTULO 3

Tabela 2 – Descrição dos ensaios realizados.....41

Tabela 3 – Pontos de inserção do traçador corante.....43

Tabela 4 – Pontos de monitoramento.....44

Tabela 5 – Quantidade de massa calculada e injetada.....49

CAPÍTULO 4

Tabela 1 - Principais traçadores corantes fluorescentes utilizados em estudos hidrogeológicos.....60

CAPÍTULO 5

Tabela 6 – Distância entre os pontos de injeção e monitoramento no Ensaio 2.....70

Tabela 7 - Distância entre os pontos de injeção e monitoramento no Ensaio 4.....72

Tabela 8 - Distância entre os pontos de injeção e monitoramento no Ensaio 5.....74

Tabela 9 - Distância entre os pontos de injeção e monitoramento no Ensaio 7.....76

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

APA-NRV - Área de Proteção Ambiental das Nascentes do Rio Vermelho

BHCE - Bacia Hidrográfica do Córrego Extrema

BHCD - Bacia Hidrográfica do Córrego Dores

CECAV - Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas

ICMBIO - Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade

GT - Gruta da Tarimba

LAGEQ - Laboratório de Geoquímica e Água

MDE - Modelo Digital de Elevação

NTU - Unidade de Turbidez Nefelométrica

PCH’s - Pequenas Centrais Hidrelétricas

PPB - Partes por Bilhão

QGIS - Quantum GIS

SCGT - Sistema Cárstico Gruta da Tarimba

SAU - Sistema Aquífero Urucuia

SAB - Sistema Aquífero Bambuí

SIG - Sistema de Informação Geográfica

RESUMO

A preocupação com o transporte de poluentes através de condutos cársticos tem crescido significativamente devido aos impactos ambientais irreversíveis, como a perda da biodiversidade aquática e a contaminação dos recursos hídricos subterrâneos. Na região cársica do nordeste goiano, observasse um cenário de mudanças aceleradas na paisagem. Essas transformações são caracterizadas pela substituição do bioma Cerrado por áreas destinadas ao manejo de pastagens e atividades agrícolas. Desse modo, este trabalho, tem por objetivo principal estudar a dinâmica de circulação da água subterrânea através da rede de condutos cársticos presentes na Gruta da Tarimba, localizada em Mambaí, Goiás. A metodologia adotada para alcançar tais objetivos consistiu em duas etapas. Primeiramente, foi realizada uma revisão bibliográfica que resultou na elaboração do artigo intitulado: "Uso de Traçadores Corantes Fluorescentes na Identificação de Rotas de Fluxo Subterrâneas em Sistemas Cársticos: Panorama de Estudos no Brasil". Na segunda etapa foi feita a investigação das rotas de fluxo que alimentam a gruta da tarimba em Goiás e cavidades adjascentes, envolvendo a seleção dos pontos de injeção e monitoramento, a escolha do tipo de traçador, os métodos de amostragem e a aquisição dos materiais e instrumentos necessários para o monitoramento. A aplicação dos testes com traçadores corantes fluorescentes baseou-se em métodos qualitativos, com o objetivo de identificar a direção da drenagem e as conexões subterrâneas. Além disso, foram utilizados métodos quantitativos que, com base nos dados gerados pela curva de concentração (BTC), permitiram uma caracterização detalhada da estrutura da rede de condutos e das propriedades hidrodinâmicas das rotas de fluxo. Como resultado, foi possível estabelecer nove conexões hidrológicas entre os sistemas cársticos estudados (Tarimba, Matadeiro e Saruê) e constatou-se a caverna Extrema como o local de descarga de todo sistema cársticos estudado. Por outro lado, os ensaios quantitativos mostraram uma baixa recuperação de massa evidenciando a possbilidade de perda para outros sistemas cársticos ou aquíferos.

Palavras-chave: Traçadores corantes fluorescentes; condutos subterrâneos; contaminação; carste

.

ABSTRACT

The concern regarding the transport of pollutants through karst conduits has significantly grown due to irreversible environmental impacts, such as the loss of aquatic biodiversity and contamination of underground water resources. In the karst region of northeastern Goiás, a scenario of rapid landscape changes is being observed. These changings are characterized by the replacement of the Cerrado biome with areas dedicated to pasture management and agricultural activities. Thus, the main objective of this study is to investigate the dynamics of groundwater circulation through the network of karst conduits in Gruta da Tarimba, located in Mambaí, Goiás. The methodology adopted to achieve these objectives consisted of two stages. Firstly, a bibliographic review was carried out, resulting in the elaboration of the article entitled: "Use of Fluorescent Dye Tracers in the Identification of Underground Flow Paths in Karst Systems: An Overview of Studies in Brazil." In the second stage, the investigation of flow paths feeding Gruta da Tarimba and adjacent cavities in Goiás was conducted. This involved selecting injection and monitoring points, choosing the type of tracer dye, sampling methods, and acquiring the necessary materials and instruments for monitoring. The application of tests with fluorescent dye tracers was based on qualitative methods, aiming to identify the direction of drainage and underground connections. Additionally, quantitative methods were used, which, based on data generated by breakthrough curves (BTC), allowed for a detailed characterization of the conduit network structure and the hydrodynamic properties of flow paths. As a result, nine hydrological connections were established between the studied karst systems (Tarimba, Matadeiro, and Saruê), and the Extrema cave was identified as the discharge point for the entire studied karst system. On the other hand, the quantitative tests showed low mass recovery, indicating the possibility of loss to other karst systems or aquifers.

Keywords: Fluorescent dye tracers; karst conduits; Contamination; karst

APRESENTAÇÃO A PESQUISA

Esta dissertação está estruturada em 5 capítulos, sendo o Capítulo 1 apresentando uma introdução sobre a pesquisa, incluindo os objetivos, hipóteses, aspectos gerais da área de estudo e a problemática abordada. No Capítulo 2, é apresentada uma contextualização geral sobre o relevo cárstico e a dinâmica de circulação de águas subterrâneas. No Capítulo 3 são descritos os procedimentos metodológicos adotados para o desenvolvimento da pesquisa, abrangendo desde a revisão bibliográfica até as etapas de campo. No Capítulo 4, apresenta um dos produtos da metodologia, que comnsiste no artigo intitulado "Uso de Traçadores Corantes Fluorescentes na Identificação de Rotas de Fluxo Subterrâneas em Sistemas Cársticos: Panorama de Estudos no Brasil." No Capítulo 5 são analisados e discutidos os resultados obtidos nos ensaios com traçadores corantes fluorescentes na área de estudo.

CAPÍTULO 1.

1.1 Introdução

Os sistemas cársticos, também conhecidos como carste, constituem áreas sensíveis de grande importância socioecológica, devido às suas características ambientais e ao papel crucial que desempenham na atividade econômica de várias regiões. O carste, um termo utilizado para descrever paisagens que se destacam por formações geológicas e geomorfológicas singulares resultantes da dissolução química de rochas solúveis (KARMANN, 2001), abriga aproximadamente 16,5% da população global (GOLDSCHEIDER et al., 2020). Além da presença de cavernas, esse sistema exibe complexas feições morfológicas e hidrológicas, incluindo intrincados sistemas de circulação de água subterrânea (FORD e WILLIAMS, 2007).

Uma vez que ambientes cársticos, incluindo cavernas, contêm registros arqueológicos e paleoambientais, além de abrigarem uma fauna subterrânea significativa (PALMER, 2007; AULER e SOUZA, 2018), isso confere grande importância ao seu estudo. Essa relevância é ressaltada pelas características mencionadas. Além dos fatores previamente citados, essas áreas também possuem vastas reservas de água subterrânea, as quais são mantidas por uma intrincada rede de condutos (MMA, 2009a).A complexidade dessa rede subterrânea é resultado da interação da água com processos geoquímicos específicos em condições geológicas particulares. Estas circunstâncias propiciam o surgimento de ambientes altamente fragmentados e heterogêneos, gerando uma complexidade considerável na compreensão do fluxo de água (WHITE, 2003; GOLDSCHEIDER e DREW, 2007; FORD e WILLIAMS, 2007). Essa complexidade do sistema, junto com a suscetibilidade à entrada de contaminantes, representa um potencial risco de poluição para os aquíferos cársticos (WHITE, RAVBAR, HARTMANN et al., 2014), especialmente devido à pressão antropogênica que afeta essas áreas.As pressões antrópicas sobre ambientes cársticos estão intrinsecamente ligadas a conflitos relacionados ao uso e ocupação do solo e subsolo. Tais conflitos manifestam-se por meio de atividades como mineração, agricultura, obras de infraestrutura, desmatamento, expansão urbana, turismo e exploração de aquíferos para o abastecimento de água (CAVALCANTI et al., 2012). No Brasil, é frequente a observação de algumas dessas atividades em regiões cársticas, devido à pressão exercida pelo avanço das práticas agropecuárias no Oeste baiano, tal como evidenciado na Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho (APANRV), localizada no nordeste do estado de Goiás (ICMBIO/CECAV, 2017; RIBEIRO et al., 2018; TAVARES e UAGODA, 2021; PIMENTEL, 2021).A Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho

(APANRV) é uma significativa Unidade de Conservação (UC) de uso sustentável, abrangendo cerca de 246.000 hectares, sob a administração do Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade (ICMBio), estabelecida em 2001. Este local é o lar de mais de 150 cavernas notáveis formadas na Formação Lagoa do Jacaré, Grupo Bambuí, cuja riqueza espeleológica ainda não foi extensivamente explorada (PILÓ e AULER, 2011; ICMBIO/CECAV, 2017). Entre estas, destaca-se a Gruta da Tarimba, a maior cavidade natural de um sistema subterrâneo, com aproximadamente 11 km de condutos mapeados. Situada em Buritinópolis e Mambaí, Goiás, essa caverna é considerada uma das maiores do Brasil e a segunda maior de Goiás (MARTINELLI et al., 2015; LOBO et al., 2015).

A Gruta da Tarimba ocupa a fronteira entre os depósitos aluvionares de arenito do Grupo Urucuia e as rochas carbonáticas subjacentes da Formação Lagoa do Jacaré, sendo classificada como um exemplo de carste encoberto (LOBO et al., 2015). Este sistema cárstico potencialmente abriga uma alta diversidade de fauna subterrânea, incluindo um considerável número de troglóbios, incluindo espécies ameaçadas de extinção, como o peixe troglóbio (Ituglanis boticario) (RIZZATO e BICHUETTE, 2014). Além disso, a Gruta da Tarimba possui um sistema ativo de água subterrânea, ainda pouco investigado, com os limites do sistema cárstico subterrâneo associados às áreas de recarga e descarga da caverna não completamente delimitados.A Gruta da Tarimba, embora de significativa importância, carece de estudos abrangentes voltados para a compreensão da dinâmica da circulação de água subterrânea. Trabalhos anteriores, como os conduzidos por Martinelli et al. (2015), Aguiar (2019) e Galvão (2022), proporcionaram informações acerca do sistema de cavernas Dores-Tarimba-Pasto de Vacas, destacando a necessidade de estudos hidrológicos para elucidar as características dos cursos d'água integrantes desse sistema. Também abordaram a possível existência de ligações hidrológicas entre a Gruta da Tarimba e outras cavernas da região, bem como ressaltaram que a recarga de águas subterrâneas na Gruta da Tarimba está associada aos aquíferos intergranulares regionais. A despeito dessas abordagens, persistem lacunas consideráveis a serem preenchidas, notadamente no que tange à dinâmica da circulação de água subterrânea na área.Dada a intrincada natureza da rede de condutos subterrâneos, o método de utilização de traçadores tem emergido como um enfoque preponderante para investigar a dinâmica subjacente à circulação de água subterrânea em sistemas cársticos (GOLDSCHEIDER e DREW, 2007). Traçadores são substâncias empregadas para elucidar as características do fluxo subterrâneo e o transporte de matéria dissolvida, tendo em conta circunstâncias meteorológicas específicas. Estes traçadores se categorizam como artificiais, naturais, particulados e pulsos, sendo de especial destaque os traçadores artificiais, incluindo corantes fluorescentes (SMART

e LAIDLAW, 1977; MÜLL et al., 1988; KÄSS, 1998; GOLDSCHEIDER e DREW, 2007, BENISCHKE, 2021).

Os traçadores de corantes fluorescentes são extensamente empregados em ambientes cársticos, oferecendo vantagens em comparação a outras variedades de traçadores, tais como: facilidade de aplicação, custo reduzido, baixa toxicidade e capacidade aprimorada de detecção e análise (FIELD, 2002b). Essas características conferem aos traçadores fluorescentes uma ferramenta altamente eficaz para pesquisas voltadas à determinação da direção do fluxo subterrâneo, obtenção de estimativas de velocidade do escoamento, caracterização da estrutura da rede de condutos subterrâneos, identificação das áreas de recarga e descarga do sistema cárstico, bem como estabelecimento de conexões hidráulicas (ATKINSON e SMART, 1981; WHITE, 1993; SMART, 1988; MÜLL et al., 1998; PRONK et al., 2005; FORD e WILLIAMS, 2007; GOLDSCHEIDER e DREW, 2007; GOLDSCHEIDER, 2009; GALVÃO, 2015; BENISHCKE, 2021).

Com o objetivo de alcançar uma compreensão mais profunda da dinâmica real da circulação da água subterrânea na Gruta da Tarimba, o presente estudo utilizou as abordagens propostas por Dunn (1957) e Field (2002b) para obter uma perspectiva abrangente da distribuição espacial da rede de condutos cársticos. Isso visa fornecer informações essenciais para a gestão aprimorada dos recursos hídricos subterrâneos e para a salvaguarda dos sistemas cársticos. Além disso, antecipa-se que os resultados alcançados possam subsidiar o Plano de Manejo da APANRV, o desenvolvimento do projeto da Unidade de Conservação (UC) e a inclusão do Sistema Cárstico Gruta da Tarimba na proposta de zoneamento, estabelecendo-o como uma área de relevância fundamental para a preservação espeleológica.

1.2 Objetivos

O objetivo principal desta tese de doutorado é investigar em profundidade a complexa dinâmica de circulação da água subterrânea por intermédio da intrincada rede de condutos cársticos encontrada na Gruta da Tarimba, situada na região de Mambaí, Goiás.

Dentre os objetivos específicos consistem em:

- Estabelecer os limites geográficos de influência da Gruta da Tarimba, com base na confirmação das conexões hidráulicas estabelecidas.
- Identificar, por meio de testes utilizando traçadores corantes fluorescentes, quais cavernas estão efetivamente interligadas à Gruta da Tarimba.

- Determinar a orientação do fluxo subterrâneo (convergente e/ou divergente) nas cavidades subterrâneas investigadas nas bacias do córrego Dores e Extrema.
- Estimar parâmetros hidrodinâmicos como a velocidade média de fluxo, bem como características estruturais incluindo diâmetro e volume dos condutos examinados.

1.2.1 Hipóteses

Durante as observações em campo e conforme apontado na literatura, foram desenvolvidas as seguintes hipóteses:

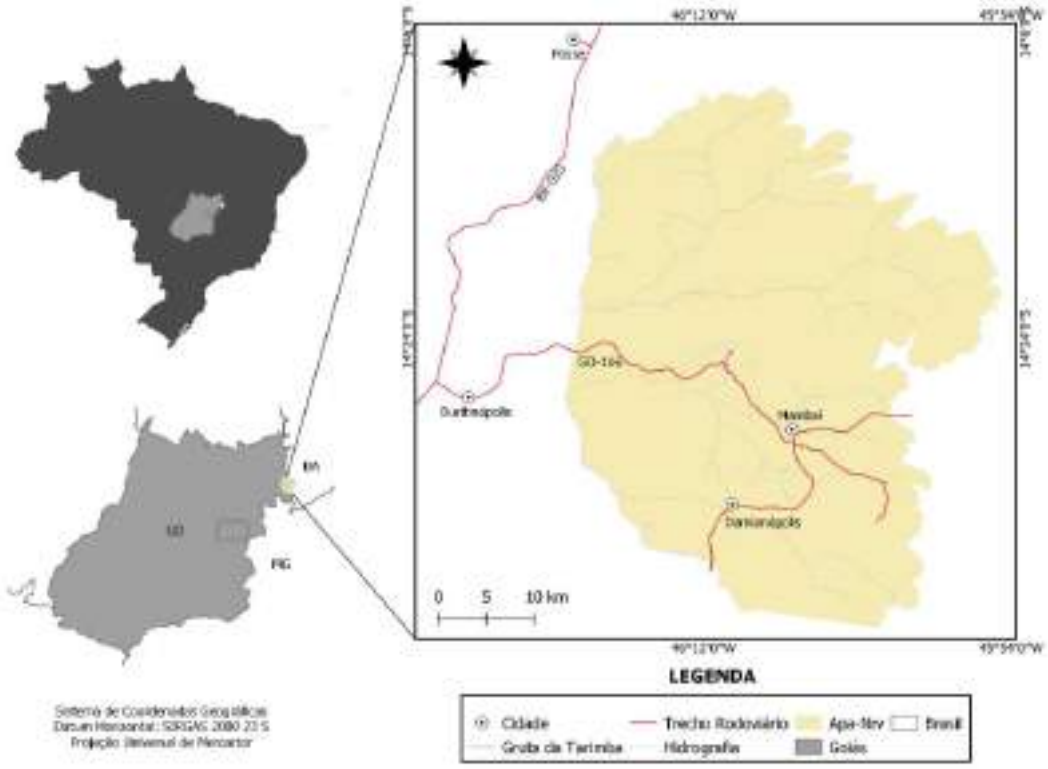
- Hipótese 1: As áreas de recarga e descarga da Gruta da Tarimba estão diretamente relacionadas à morfologia da bacia do córrego Dores e Extrema, influenciando a distribuição do fluxo subterrâneo.
- Hipótese 2: A Gruta da Tarimba apresenta uma conexão hidráulica com a Gruta das Dores II, sugerindo uma interligação entre os sistemas cársticos e proporcionando uma rota alternativa para o fluxo de água subterrânea.

1.3 Areá de estudo

1.3.1 Área de Proteção Ambiental das Nascentes do Rio Vermelho (APANRV)

A Área de Proteção Ambiental das Nascentes do Rio Vermelho (APANRV) é uma unidade de conservação de uso sustentável abrangendo aproximadamente 246.000 hectares, cuja gestão é de responsabilidade do Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade (ICMBio). Criada em 2001, sua missão é salvaguardar e gerenciar o patrimônio espeleológico, os recursos hídricos e a ocupação do solo. Localizada na porção nordeste do Estado de Goiás, engloba os municípios de Buritinópolis, Damianópolis, Mambaí e Posse. Sua distância é de 509 km da cidade de Goiânia, capital de Goiás, e 300 km de Brasília, a capital federal, conforme ilustrado na Figura 1.

Error! Reference source not found. – Mapa de localização da Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho, em Mambaí, Goiás.

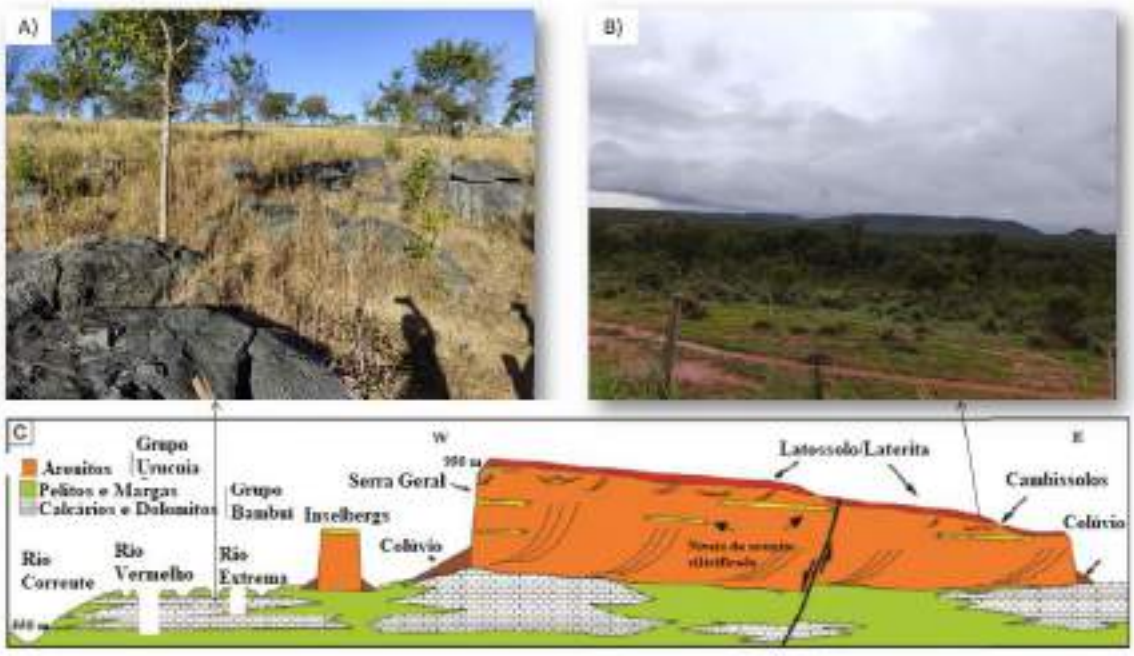


Fonte: Elaboração do autor.

No contexto geomorfológico, a APANRV exibe uma divisão distintiva em duas compartimentações geológicas e geomorfológicas, separadas por uma formação de cuesta, conforme mencionado por CHEREM e VARAJÃO (2014) e demonstrado na Figura 2. A parcela superior (Chapadão Central) é constituída por sedimentos siliciclásticos inconsolidados do Grupo Urucuia, pertencentes ao período Cretáceo. Por outro lado, na porção inferior (Vão do Paranã), encontra-se o sistema cárstico formado por calcários da Formação Lagoa do Jacaré, Grupo Bambuí (Neoproterozóico), de acordo com GASPAR e CAMPOS (2007). Ademais, na

região intermediária entre esses dois grupos, ocorrem depósitos colúvio-eluvionares e morros residuais, evidenciando o recuo da escarpa da Serra Geral.As altitudes na região apresentam uma variação altimétrica que vai de 530 a 1009 metros, com predominância de altitudes entre 700 e 900 metros (correspondendo a 87% da área total). As elevações mais significativas situam-se na faixa de 900 a 1100 metros, encontrando-se em proximidade à escarpa da chapada, que marca a divisão territorial entre os estados de Goiás e Bahia. Essa porção elevada compreende cerca de 2,5% da extensão total da área (SANTOS, 2015).

Error! Reference source not found. – Contexto geológico e geomorfológico da área de estudo, demostrando a Serra Geral de Goiás (Formação Urucuia) nas áreas de chapada, o afloramento das rochas carbonáticas (Formação Lagoa do Jacaré) e presença colúvios e morros testemunhos da Serra Geral.

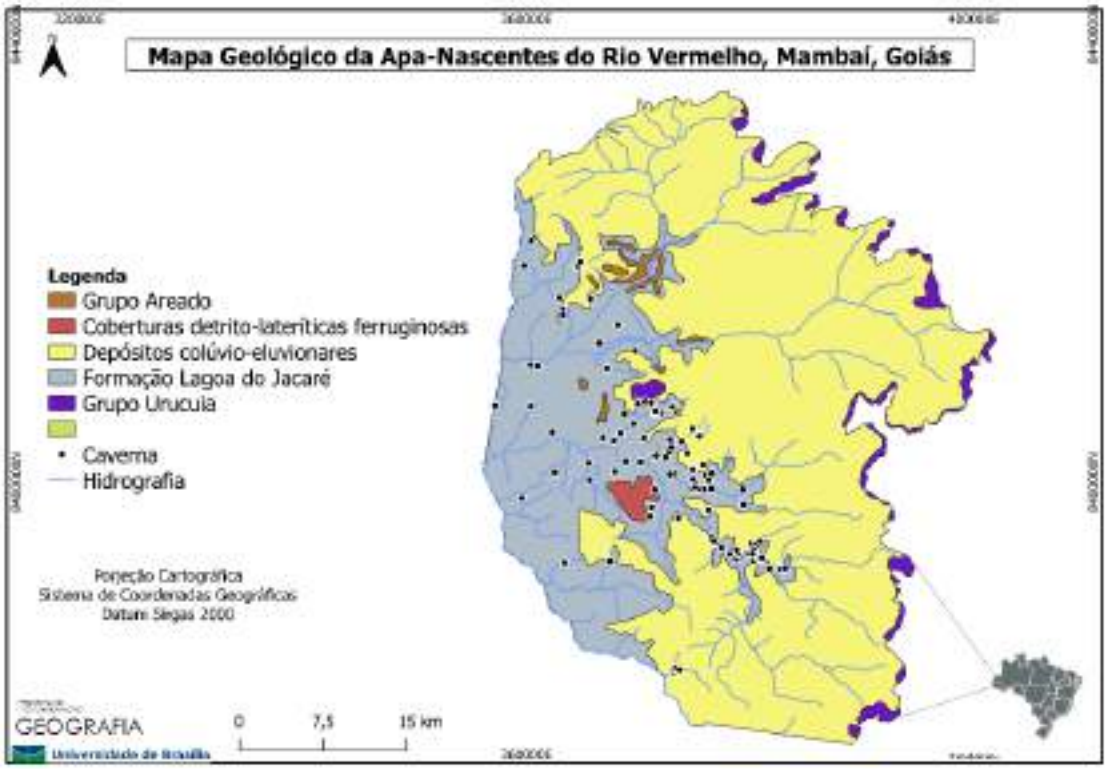


A) demostra as rochas carbonática da Formação Lagoa do Jacaré na porção inferior; B) a porção superior com a presença de sedimentos siliciclásticos inconsolidados; C) Modelo de geomorfológico da área de estudo. **Fonte:** fotos do autor; Modelo Geomorfológico (Gaspar e Campos, 2007) modificado por Uagoda et al., (2019).

Na região onde se encontram as rochas carbonáticas da Formação Lagoa do Jacaré, é possível observar a presença de diversas características características do carste, incluindo mais de 150 cavernas, dolinas, afloramentos rochosos, vales escarpados, cânions, sumidouros e surgências (MYLÈNE BERBERT-BORN; TRINDADE, 2003; FERREIRA, 2020). Na mesma área, a Formação Lagoa do Jacaré exibe intercalações com unidades pelíticas, formando um carste coberto. Essa cobertura refere-se tanto à relação entre pelito e calcário quanto entre

arenito e calcário, quando em contato com o Grupo Urucuia (NOGUEIRA, 2022), conforme ilustrado na Figura 3.

Error! Reference source not found. – Mapa Geológico da APANRV destacando a presença de cavernas na porção inferior (Lagoa do Jacaré) e sedimentos colúvio-eluvioanares da Formação Urucuia.

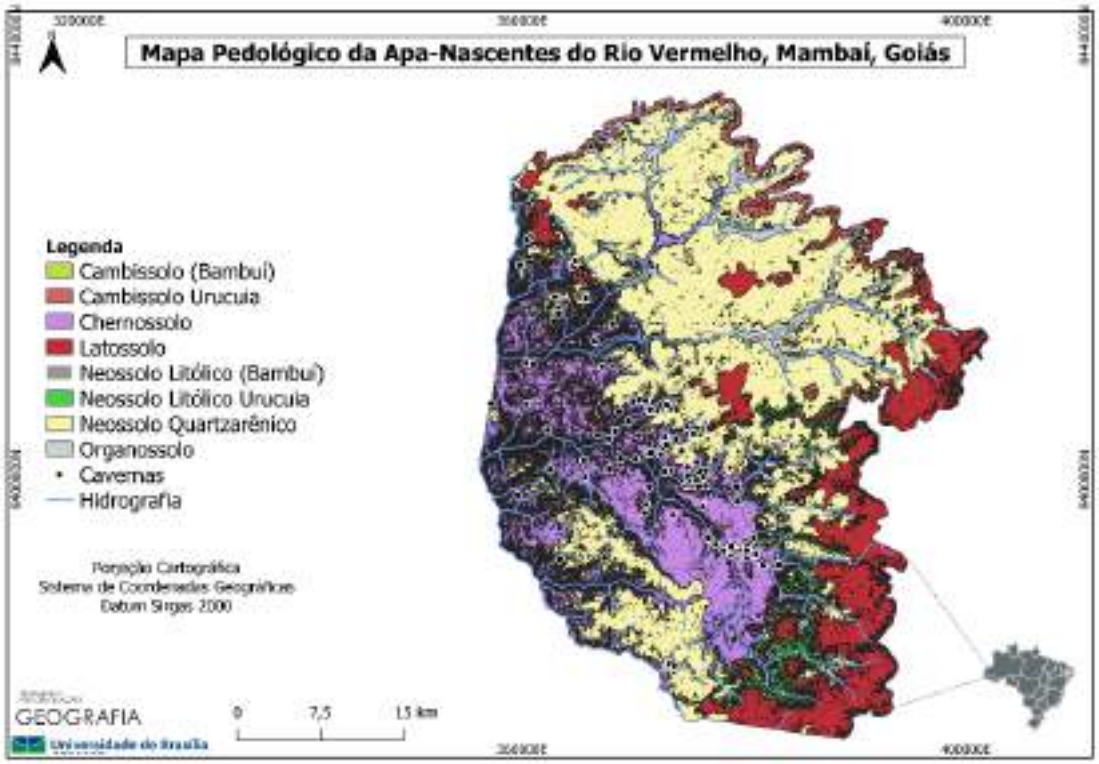


Fonte de Dados: Geologia CPRM (http://geosgb.cprm.gov.br/downloads/#); Cavernas: CANIE/CECAV-ICMBio. (http://www.icmbio.gov.br/cecav/canie.html).

A interação entre a litologia e outras influências ambientais (climáticas, biogeográficas) contribui para a formação de solos intrinsecamente relacionados à litologia local, tanto em relação ao Grupo Urucuia quanto ao Bambuí. Nunes (2019) identificou cinco categorias distintas de solos na APANRV (ver Figura 4). Os cambissolos, provenientes tanto do Grupo Bambuí quanto do Urucuia, predominam nas áreas de encostas e relevo com declividade mais pronunciada. Os Chernossolos predominam nas zonas dominadas por carbonatos e relevos planos ou suavemente ondulados. Latossolos são predominantes nas áreas de arenito, situando-se principalmente sobre as chapadas. Os Neossolos Litólicos, de origem tanto no Grupo Bambuí quanto no Urucuia, estão associados aos relevos íngremes e dissecados relacionados à Formação Lagoa do Jacaré. Os Neossolos Quartzarênicos, originários das formações Posse e Grupo Areado, de matriz eólica, caracterizam-se pela presença de areia média fina a média,

limitando-se às áreas dominadas pelos arenitos. Por fim, os Organossolos, que derivam principalmente da Formação Posse, ocorrem em áreas de relevo variando de plano a suavemente ondulado, além das regiões de drenagem.

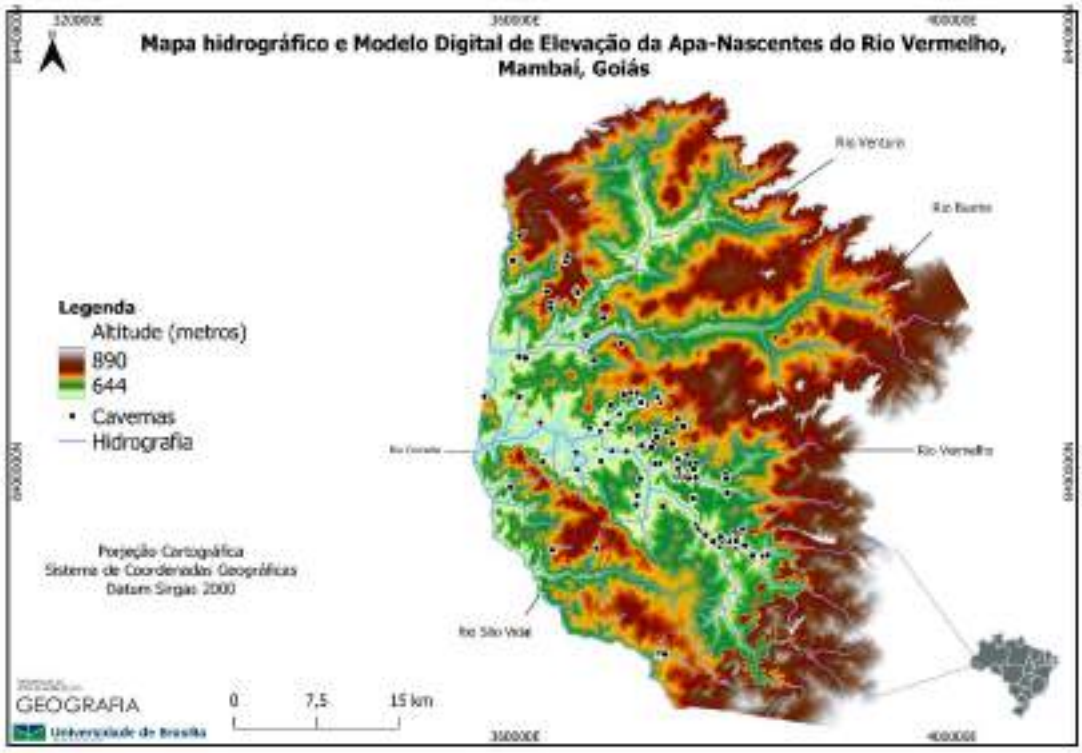
Error! Reference source not found. – Mapa pedológico da APANRV



Fonte de dados: Nunes (2020)

Quanto aos fatores climáticos, conforme a classificação climática de Köppen-Geiger, a região exibe um clima Tropical de Savana (Aw, Köppen), caracterizado por duas estações distintas: um inverno seco e ameno, e um verão quente e úmido. No que se refere ao bioma, a área é caracterizada como cerrado, apresentando formações vegetais típicas, embora pouco conservadas, que incluem mata seca, mata de galeria, cerrado sensu stricto, cerradão, campo limpo e campo sujo (HERMUCHE et al., 2009).No âmbito hidrológico, a APANRV está situada na Bacia Hidrográfica do Rio Corrente, um afluente do Rio Tocantins. Os rios Vermelho, Riachão, Buritis, Piracanjuba e Ventura representam partes dessa bacia, com suas nascentes originando-se na Serra Geral de Goiás, que constitui o divisor das águas de superfície na região, conforme ilustrado na Figura 5. As zonas de recarga estão ligadas aos sistemas aquíferos Urucuia (SAU), Coluvionar, Serra Geral de Goiás e Bambuí (SAB) (GASPAR e CAMPOS, 2007; GALVÃO, 2022), responsáveis por promover a recarga subterrânea das áreas compostas por rochas carbonáticas, tais como os rios Extrema, Buritis e Vermelho.

Error! Reference source not found. – Mapa hidrográfico e Modelo Digital de Elevação da APANRV



Fonte: Modelo Digital de Elevação (https://asf.alaska.edu/data-sets/sar-data-sets/alos-palsar/)

Devido à elevada permeabilidade e porosidade das rochas carbonáticas, os aquíferos cársticos podem abranger áreas de recarga, como dolinas e sumidouros, os quais estão associados à entrada veloz e agitada do escoamento superficial para o subsolo, ocorrendo por meio de uma intrincada rede de condutos (WHITE, 2012). Consequentemente, substâncias poluentes, tais como sedimentos, metais pesados e resíduos sólidos ou líquidos, podem infiltrar-se facilmente nos aquíferos cársticos, provocando alterações na qualidade das águas subterrâneas e na dinâmica hidrológica das cavidades subterrâneas (RAVBAR, 2007). Para salvaguardar a qualidade da água subterrânea nesse contexto cárstico, é imperativo dedicar especial atenção aos padrões de uso e ocupação do solo, uma vez que a elevada permeabilidade dos condutos permite a rápida dispersão de poluentes para os aquíferos cársticos, sem possibilidade significativa de remediação.

Nesse contexto, a região do Nordeste Goiano tem enfrentado uma série de transformações vinculadas à utilização e ocupação do solo. A partir dos anos 80, a ampliação do setor do agronegócio nessa área culminou na remoção da vegetação original e no agravamento das condições de degradação do solo (TAVARES e UAGODA, 2021). A proximidade da

APANRV com a fronteira agrícola do Oeste baiano acentua ainda mais a velocidade da mudança no uso e ocupação do solo. Essas alterações estão correlacionadas principalmente com a predominância de áreas destinadas a pastagens, devido à limitação para o uso de maquinários de grande porte, além de áreas com processos erosivos acelerados, solo exposto, depósitos inadequados de resíduos sólidos, assoreamento de condutos e cavernas resultante do desmatamento, presença de pequenas centrais hidrelétricas (PCHs), atividades mineradoras, ausência de tratamento de esgoto doméstico e de aterros sanitários, e condições de escassez hídrica (SBE et al., 2014; MARTINELLI et al., 2015; RIBEIRO et al., 2018; AGUIAR, 2019; FERREIRA, 2020; GALVÃO, 2022).

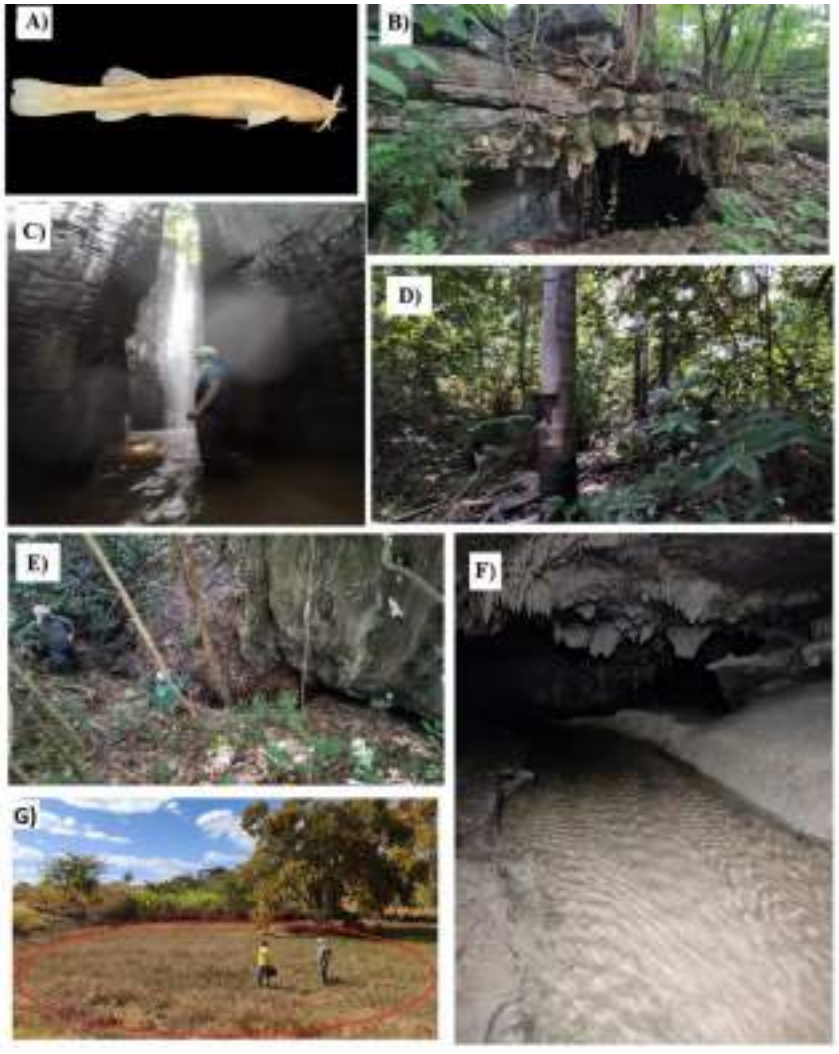
1.3.2 Gruta da Tarimba

De acordo com Palmer (2007), as cavernas representam locais cruciais para o estudo das águas subterrâneas. Sem uma compreensão prévia dos sistemas cársticos subterrâneos, torna-se inviável monitorar, prever ou remediar a contaminação dos aquíferos cársticos. Nesse contexto, ganha destaque a Gruta da Tarimba, situada na Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho (APA-NRV), em Mambaí, Goiás (ver Figura 6 e Figura 7). Reconhecida como uma das cavernas de maior relevância na região e uma das maiores do Brasil em termos de extensão horizontal (MARTINELLI et al., 2015), com 11 km de comprimento (HUSSAIN et al., 2020), a Gruta da Tarimba assume significativa importância no âmbito ambiental, devido à presença de várias espécies endêmicas da fauna subterrânea, incluindo o peixe Ituglanis Boticário (RIZZATO e BICHUETTE, 2014).

Na Gruta da Tarimba, a formação geológica é composta, na camada superior, pelo Grupo Urucuia, constituído por arenitos contendo sedimentos siliciclásticos não consolidados. Logo abaixo desta camada, predominam as rochas pelíticas entremeadas com carbonatos do Grupo Bambuí (TAVARES et al., 2021), o que confere ao ambiente a característica de carste encoberto (LOBO et al., 2015). Quanto ao clima na região, trata-se de um clima tropical (Aw, Köppen), evidenciando duas estações distintas, a saber, um verão quente e chuvoso, e um inverno seco e frio (SILVA et al., 2018). A média anual de precipitação atinge 1200 mm, e a temperatura média anual é de 25°C. O bioma presente é o Cerrado, no qual é possível identificar a ocorrência de vegetação de savana nas áreas mais elevadas, associadas aos arenitos, e uma floresta sazonal na porção inferior, relacionada aos carbonatos (FONSECA, 2023).No que se refere aos aspectos hidrológicos, a Gruta da Tarimba encontra-se inserida em duas sub-bacias fluviocársticas distintas, a saber, a Bacia do Córrego Dores (BCD) e a Bacia do Córrego Extrema (BCE). A Bacia do Córrego Dores (BCD) abrange uma extensão territorial de 28,1 km², abarcando a

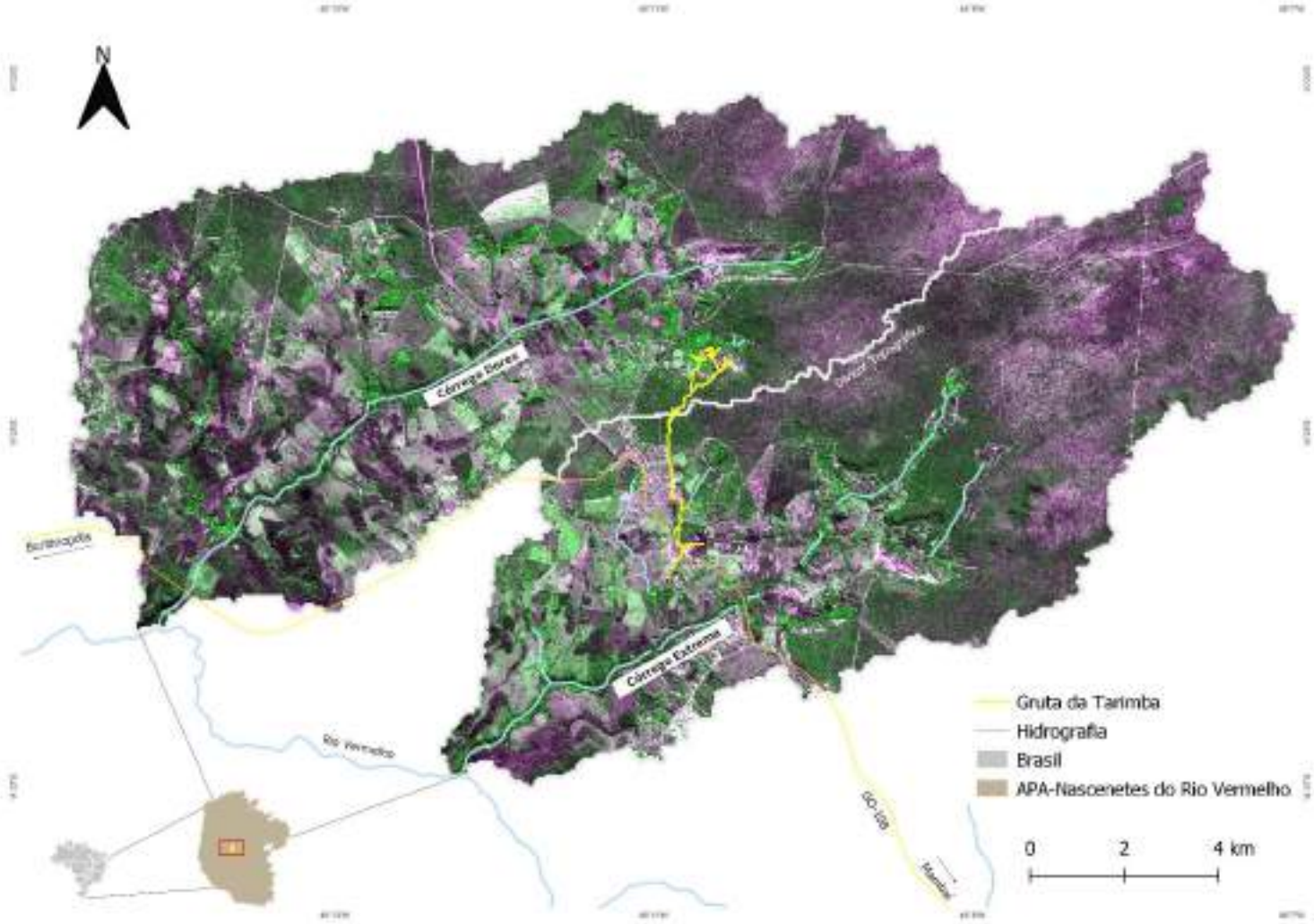
porção norte da Gruta, na qual se destaca o curso d'água principal, o córrego Dores. Por sua vez, na porção sudeste, encontra-se a Bacia do Córrego Extrema (BCE) com uma área de 33,3 km², abrangendo a maior parte da Gruta e englobando o córrego Extrema.As áreas de recarga estão associadas aos sistemas aquíferos Urucuia (SAU), Coluvionar, da Serra Geral de Goiás e Bambuí (SAB) (GALVÃO, 2022). O sistema aquífero Urucuia é composto por arenitos flúvio-eólicos do Grupo Urucuia (GASPAR e CAMPOS, 2007). Por sua vez, o sistema aquífero Bambuí é constituído por rochas pelíticas e carbonáticas que estão relacionadas a mecanismos de infiltração difusa (epicarste/solo), sendo a recarga concentrada através de dolinas e sumidouros, por intermédio da rede de condutos subterrâneos.

Figura 6 - Gruta da Tarimba, localizada em Mambaí, Goiás. A) espécie endêmica de peixe, chamada de *Ituglanis Boticário*; B) entrada principal da Gruta; C) área com cânion; D) vegetação nativa em área de dolina; E) sumidouro; F) córrego subterrâneo principal; G) dolina de dissolução ou subsidência.



Fotos: A) por Rizzato e Bichuette (2014), B), C), E), F) e G) do autor.

Figura 7 - Mapa de localização da Gruta da Tarimba, Mambaí, Goiás.

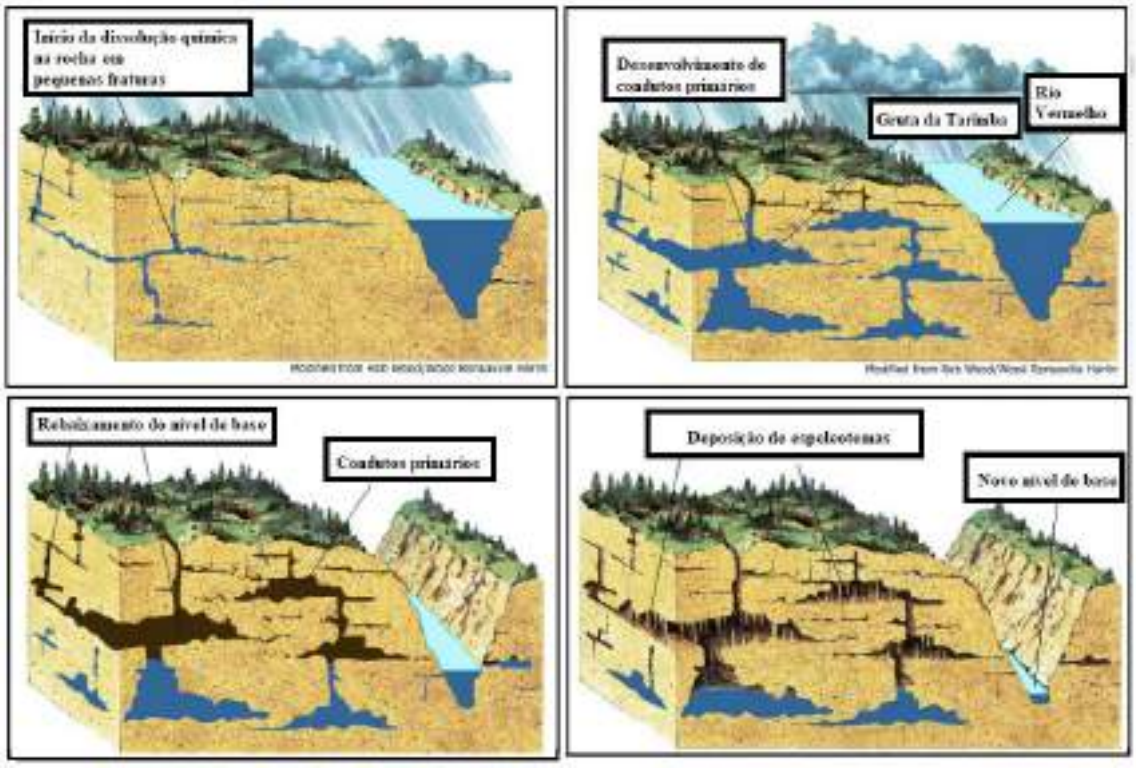


Fonte: o autor.

1.3.2.1 Contexto evolutivo para a formação da Gruta da Tarimba

Segundo a descrição fornecida por SBE et al. (2014) e conforme ilustrado na Figura 8, a interação de uma cobertura litológica heterogênea, associada a camadas de argila e rochas carbonáticas, viabilizou a criação de um lençol freático suspenso acima do calcário. Quando a barreira entre a porosidade do arenito e a impermeabilidade do calcário foi quebrada, a água ingressou nas fendas, fraturas da rocha e planos de acamamento, dando origem à porosidade secundária, facilitando sua dissolução e o consequente desenvolvimento da rede de condutos. Tal processo resultou na formação de uma rede de dissolução entrelaçada, com galerias estreitas e elevadas, que se expandiram em múltiplas direções através da zona freática. Antes que uma conexão capaz de acomodar todo o fluxo de água do sistema se estabelecesse, a Gruta da Tarimba passou por uma fase paragenética, envolvendo a deposição de sedimentos, o que direcionou o curso da água por caminhos sobrepostos à deposição sedimentar.

Figura 8 – Ilustração do desenvolvimento da rede de condutos da Gruta da Tarimba, Mambaí, Goiás



Fonte: Timo (2014). Adaptado pelo autor (2022).

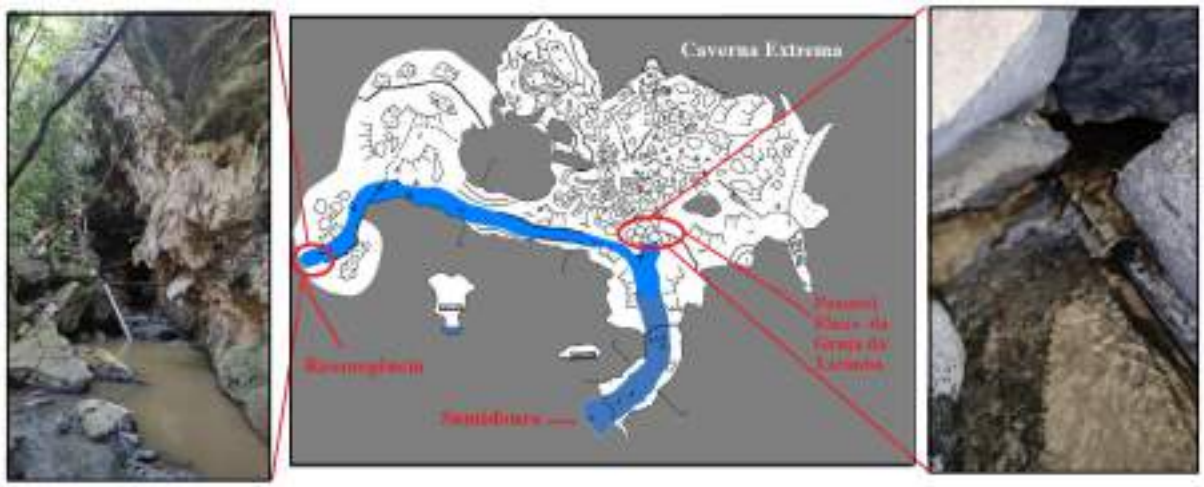
A evolução do conduto principal ocorreu por meio da captação de córregos superficiais e do aquífero Urucuia, interagindo com o córrego Extrema, resultando na concentração predominante de fluxos hidrológicos nesse último, ao mesmo tempo em que os demais foram abandonados. Os sedimentos que preenchiam o interior da Gruta foram então removidos,

revelando uma evolução singenética, que culminou na escavação de um cânion subterrâneo associado ao fluxo do conduto principal. A progressão do conduto foi influenciada pela variação do gradiente hidráulico do Rio Vermelho, possivelmente impactando o córrego Extrema, indicado pela presença de galerias de dimensões reduzidas e a identificação de um sifão que potencialmente conecta as águas da Tarimba com a caverna Extrema. Os condutos superiores que estavam em processo de formação foram eventualmente abandonados, e a Tarimba emergiu como o novo nível de base local, capturando as águas das drenagens superficiais e expandindo-se na direção do córrego Extrema, que por sua vez é afluente do rio Vermelho.

1.3.2.2 Estudos hidrogeológicos na Gruta da Tarimba

Uma das questões pertinentes na região é a potencial captura da drenagem do córrego Dores pelo córrego Extrema, através da Gruta da Tarimba, sendo que alguns cursos d'água estão direcionando seu fluxo em direção à Gruta da Tarimba (LOBO et al., 2015). Tal cenário poderia indicar uma reorganização das bacias superficiais e subterrâneas devido a alterações no nível de base regional. Sugestões nesse sentido foram levantadas por Tavares et al. (2021a) e por Tavares e Uagoda (2021b), os quais aventaram a possibilidade de que os sedimentos fluviais presentes na caverna Extrema possam ter origem na Gruta da Tarimba e outras cavidades localizadas a montante. Há a possibilidade de que a Gruta da Tarimba esteja interligada com a caverna Extrema através de um conduto interno na própria caverna de Extrema, conforme ilustrado na Figura 9.

Figura 9 – Possíveis conexões hidrológicas entre a Gruta da Tarimba e a Caverna Extrema.



Fonte: fotos do autor; Mapa da Caverna Extrema: União Paulista de Espeleologia – (UPE).

Dentro da Gruta da Tarimba, há aproximadamente cinco fluxos de água que alimentam o curso d'água principal (BERBERT-BORN e TRINDADE, 2003; MARTINELLI et al., 2015). Na porção final da Gruta, o córrego segue em direção a um sifão que possivelmente estabelece uma ligação entre as águas da Tarimba e outros sistemas de cavernas da região (SBE et al., 2014; MARTINELLI et al., 2015)
Uma tarefa crucial para a preservação de um sistema cárstico envolve a precisa identificação das áreas de contribuição hídrica, o mapeamento dos cursos d'água e a detecção de fluxos subterrâneos inacessíveis (RIBEIRO et al., 2018). Nesse contexto, a primeira tentativa de investigar a circulação de água subterrânea na Gruta da Tarimba ocorreu por meio da introdução de cascas de arroz na corrente principal da Tarimba, observando-se o seu deslocamento nas cavernas Pasto de Vacas e Extrema (comunicação pessoal)
Posteriormente, ao iniciar o mapeamento do sistema cárstico Dores-Tarimba-Pasto de Vacas, Martinelli et al. (2015) indicaram a possibilidade de uma conexão subterrânea entre a Gruta da Tarimba e a caverna Pasto de Vacas, embora essa conexão não seja atualmente acessível ao ser humano. Utilizando métodos geofísicos (eletrorresistividade e arranjos eletródicos), Aguiar (2019) mapeou as cavidades localizadas ao sul da Tarimba para verificar sua ligação com as cavernas Pasto de Vaca I e II, além do Rio Extrema. Por meio de uma abordagem regional e análises isotópicas (radiocarbono e trítio), Galvão (2022) identificou que as águas subterrâneas da Gruta da Tarimba são predominantemente provenientes de aquíferos intergranulares regionais.Contudo, essas pesquisas não oferecem informações pormenorizadas para a compreensão das trajetórias de fluxo de água subterrânea nos condutos cársticos. Portanto, dentre as técnicas hidrogeológicas disponíveis para investigar a rede de drenagem subterrânea, a utilização de traçadores fluorescentes tem sido amplamente empregada em ambientes cársticos devido à sua capacidade de proporcionar uma visualização mais precisa da rede de condutos, abrangendo as conexões subterrâneas, bem como possibilitando a identificação das trajetórias e dos tempos de percurso da água subterrânea e de contaminantes nos condutos subterrâneos.

1.3.2.3 Impactos antrópicos na Gruta da Tarimba

No Brasil, existem diversas fontes de contaminação que podem afetar os aquíferos cársticos, resultando em possíveis contaminações da água, sepultamento ou modificação das estruturas funcionais, perturbação da dinâmica hídrica, desabamentos e subsidências do terreno, bem como destruição e degradação de cavernas (FERREIRA, 2019).Em Mambaí, a deposição inadequada de resíduos sólidos ocorre por meio de lixões, como observado por Ferreira (2009). Além disso, a falta de tratamento de efluentes também é uma questão relevante, conforme

destacado por Lobo et al. (2015). O desmatamento contribui para a intensificação dos processos erosivos e o aumento do transporte de sedimentos para o sistema subterrâneo de condutos e cavernas, resultando no depósito de sedimentos no fundo das galerias e obstrução dos condutos, como evidenciado na Figura 10 na Gruta da Tarimba (Ferreira, 2019). Adicionalmente, a área da Tarimba sofre impactos significativos do desmatamento, exposição do solo e presença de áreas de pastagem, conforme indicado por Aguiar (2019). Portanto, a presença potencial de contaminantes e sedimentos nessas áreas pode resultar na contaminação de todo o sistema fluviocártico, uma vez que esses elementos são dispersos de maneira rápida e turbulenta através dos condutos subterrâneos.

Figura 10 – Diversas fontes de contaminação pra as cavernas e os recurso hídricos subterrâneos na APANRV



A) desmatamento em dolina associada a zona de recarga da gruta da Tarimba/GO; B) restos vegetais entulhados na Lapa do Penhasco/GO, oriundos de área de desmatamento; C) disposição inadequada de resiudos sólidos em área de recarga associada a dolina, D) manejo de gado no córrego vila nova, principal afluente da caverna Vila Nova e Saruê/Go. Fonte: Figura A e B: Ferreira (2019); C e D (o autor

Ford e Williams (2007) enfatizam que as dolinas e os sumidouros têm sido frequentemente

utilizados como locais para o descarte de resíduos sólidos ou líquidos de várias naturezas. White (2012) relata uma variedade de contaminantes, incluindo substâncias solúveis em água, compostos orgânicos e inorgânicos, líquidos leves em fase não aquosa (como gasolina e óleo diesel), líquidos pesados em fase não aquosa (como solventes e desengraxantes), elementos metálicos e agentes biológicos, que podem atingir os aquíferos cársticos e se disseminar de maneiras diversas. Piló e Auler (2011) destacam que as ocupações nas áreas centrais do Brasil e em regiões cársticas, impulsionadas pela agricultura moderna, resultaram em um aumento na demanda por insumos agrícolas, exercendo uma grande pressão nas áreas cársticas para a produção desses insumos.

CAPÍTULO 2. ESTADO DA ARTE DO CARSTE

2.1 Carste

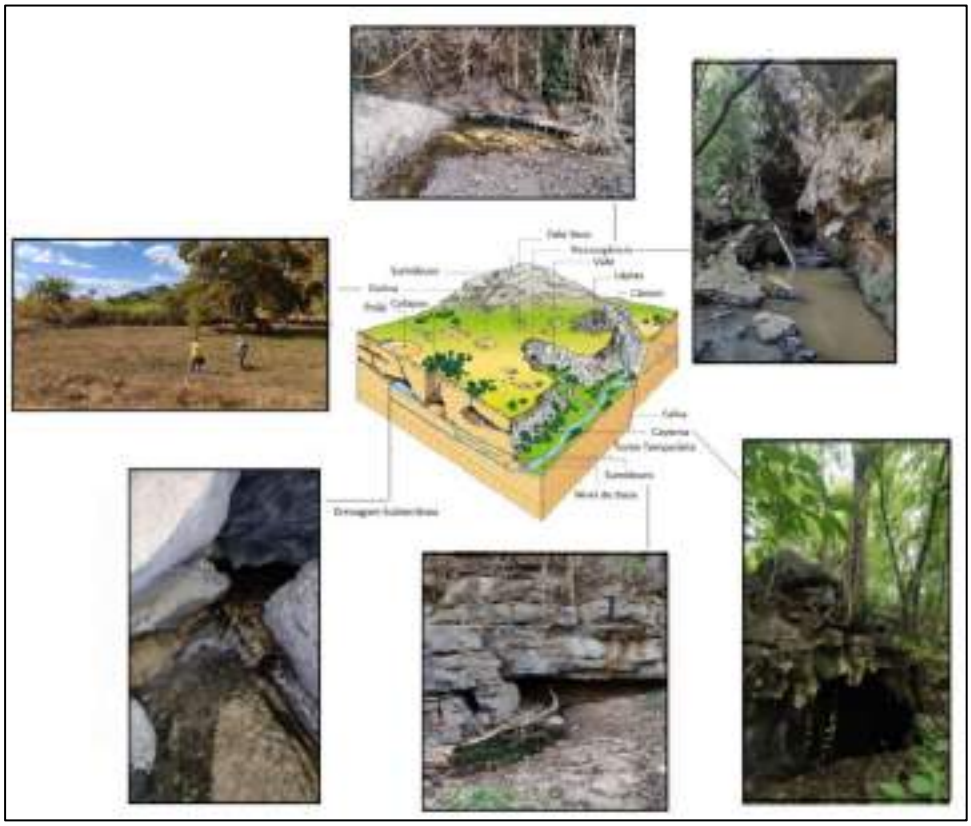
A origem do termo "cárstico" provém das formações geológicas nas montanhas Karst, na Eslovênia, onde esse tipo de fenômeno geológico foi inicialmente identificado e estudado. A palavra "karst" deriva do termo esloveno "kras", que descreve a paisagem cárstica caracterizada por cavernas, abismos, dolinas e sistemas de drenagem subterrânea, formados devido a processos de dissolução química da rocha carbonática. Desde então, o termo "cárstico" é empregado globalmente para descrever essa paisagem, sendo amplamente utilizado em pesquisas hidrogeológicas, geológicas e ambientais (FORD e WILLIAMS, 1989; 2007).Essas regiões possuem um alto valor tanto em termos ambientais quanto econômicos, devido à presença de solos férteis para a agricultura e extensas reservas de água subterrânea. Aproximadamente 1,18 bilhão de pessoas (o que representa 16,5% da população global) habitam essas áreas, com a maior proporção localizada na Europa (21,8%). Cerca de 15,2% da superfície terrestre é composta por rochas carbonáticas suscetíveis à carstificação, sendo que 31,1% delas estão em áreas planas, 28,1% em colinas, 40,8% em regiões montanhosas e 15,7% nas áreas costeiras. Aproximadamente 34,2% das rochas carbonáticas ocorrem em climas áridos, seguidos por 28,2% em climas frios, 15,9% em climas temperados, 13,1% em climas tropicais e 8,6% em climas polares (GOLDSCHEIDER et al., 2020).

Segundo Piló (2000), a origem do termo "carste" é de natureza geomorfológica e refere-se a um conjunto de formas de relevo resultantes da dissolução química. White e White (2003) também enfatizam que a dissolução química desempenha um papel fundamental na formação das características cársticas do relevo. No entanto, para que uma região desenvolva essas características, é necessário que a litologia da área contenha mais de 15 a 20% de componentes insolúveis. Caso contrário, a dissolução química não será suficientemente intensa para dar origem a essas feições. Goldscheider e Drew (2007) ressaltam a presença de três domínios no carste: o exocarste (a parte superficial), o epicarste (a porção subsuperficial) e o endocarste (a área subterrânea).

Ford e Williams (2007) dividem o carste em zonas erosivas e deposicionais, definindo-o como um terreno com formas de relevo que emergem de uma combinação de alta solubilidade em rocha e porosidade (fraturas), com predominância de drenagem subterrânea. As características cársticas estão presentes tanto na superfície quanto no subsolo, incluindo cavernas, dolinas, vales escarpados, cânions, surgências, sumidouros, poljés e maciços rochosos. A Figura 11 ilustra algumas dessas feições cársticas encontradas na Área de

Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho (APANRV), em Mambaí, Goiás, que é o foco desta pesquisa.

Figura 11 – Algumas feições cársticas presentes na APANRV emMambaí, Goiás



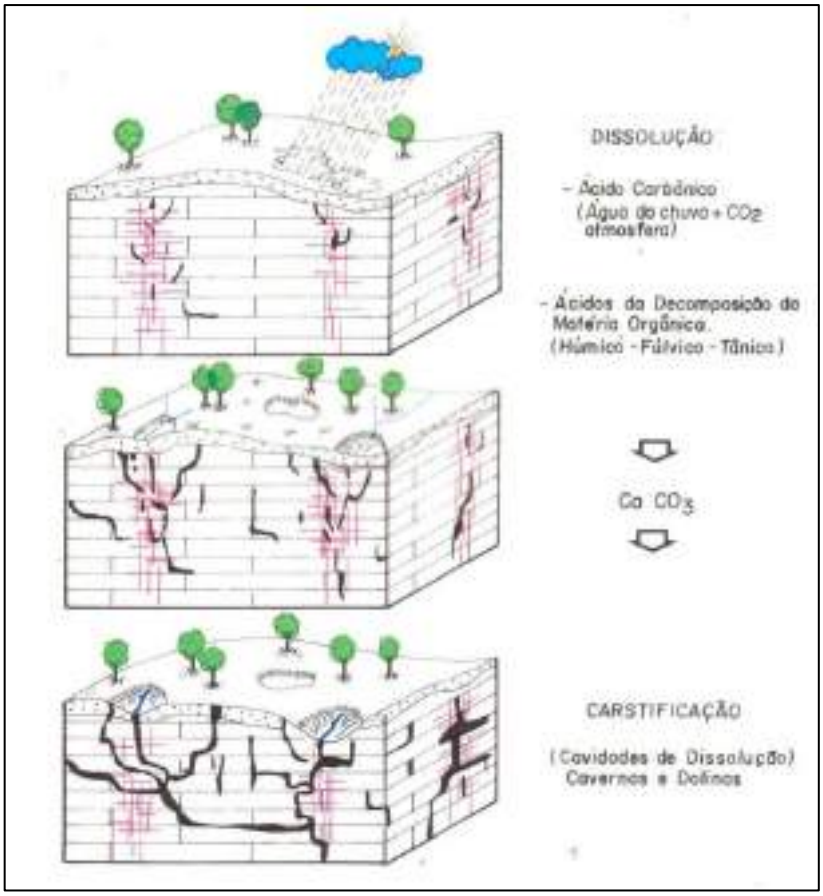
Elaboração do autor.

2.2 Formação do Carste

A formação do relevo cárstico é influenciada por diversas variáveis, abrangendo aspectos geológicos, geomorfológicos, hidrológicos, químicos e climáticos. White (2003) indica que alta solubilidade e porosidade secundária desempenham um papel crucial na ocorrência da dissolução química, também conhecida como carstificação, permitindo a formação de características cársticas. Contudo, Ford e Williams (2007) ressaltam que a solubilidade da litologia por si só não é suficiente. O desenvolvimento do relevo cárstico está também ligado ao tipo de estrutura e à litologia, em que litologias mais densas, maciças, puras e grosseiramente fraturadas se mostram mais propensas ao desenvolvimento desse tipo de relevo.
O processo de carstificação, que envolve a dissolução química da rocha (conforme ilustrado na Figura 12), é resultado da interação das águas pluviais (H_2O) com o dióxido de carbono (CO_2) presente na atmosfera, solo e vegetação. Essa interação gera ácido carbônico (H_2CO_3), que penetra nas fissuras e fraturas da rocha, dissolvendo os minerais componentes. Os sais

resultantes são transportados pela água em direção à zona freática, seguindo por condutos subterrâneos até as emergências ou sendo depositados em camadas geológicas internas (GILLIESON, 1996; FORD e WILLIAMS, 2007; JONES e WHITE, 2012). Ao entrar em contato com águas ricas em CO2, as rochas calcárias e dolomíticas se mostram altamente solúveis, levando à formação de íons HCO3-, Mg2+ e Ca2+ (GARRELS e CHRIST, 1965). Vale ressaltar que, além da dissolução química, os processos erosivos mecânicos também desempenham um papel significativo na formação do relevo cárstico (FORD, 2004; PALMER, 2007).

Figura 12 – Modelo esquemático demonstrando a dissolução química das rochas carbonáticas



Fonte: http://geomorfologiacarstica.comunidades.net/geomorfologia-e-genese-do-ambiente-carstico

Uma discussão de grande relevância no campo do carste envolve o reconhecimento de que a dissolução química das rochas (carstificação) e a formação de feições cársticas não se limitam exclusivamente às rochas carbonáticas ou dolomíticas (GUARESCHI e NUMMER, 2010). Esse processo pode ocorrer igualmente em outras litologias com menor solubilidade, como as rochas siliciclásticas (quartzitos, conglomerados e arenitos), formações ferríferas (cangas, minério de ferro, itabiritos, hematitas compactas e lateritas) e granitoides

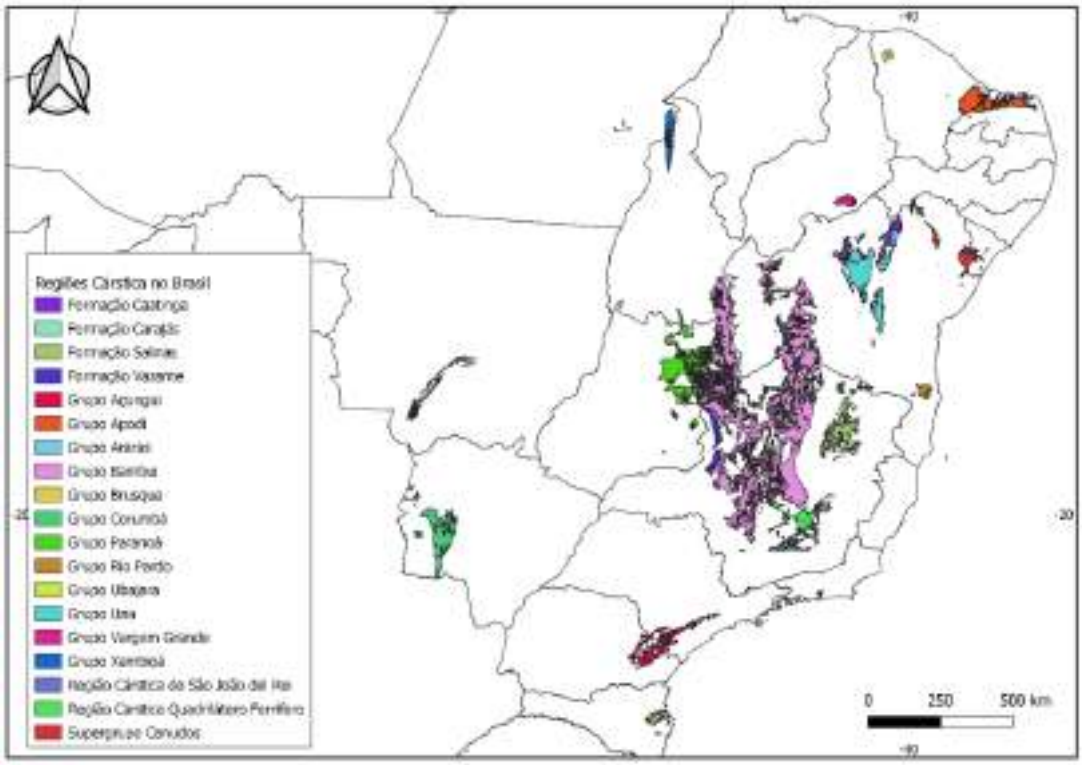
(KARMANN, 2001; PILÓ e AULER, 2002; SALUM FILHO e KARMANN, 2012; TIMO, 2014; WRAY e SAURO, 2017; KNIGHT e GRAB, 2020; PATIÑO-ROJAS et al., 2021).
Nesse contexto, Ford e Williams (2007) apresentaram diversas classificações para o carste em litologias não carbonáticas, como pseudocarste, vulcanocarste e termocarste, por exemplo. Por sua vez, Andreychouk et al. (2009) estabeleceram os termos: carste tradicional, referindo-se ao processo de carstificação em rochas carbonáticas ou dolomíticas, e o termo carste não-tradicional, relacionado ao processo de carstificação em outras litologias, como rochas siliciclásticas, formações ferríferas e granitoides. Entre as feições cársticas em litologias não-carbonáticas incluem-se cavernas, depressões fechadas (dolinas), feições residuais (torres) e diversos tipos de lapiaz (Karren) (GUARESCHI e NUMMER, 2010).

2.3 O relevo cárstico no Brasil

No Brasil, Karmann e Sánchez (1979) foram pioneiros na classificação das áreas cársticas no país. Os autores empregaram conceitos de províncias e distritos espeleológicos, identificando as seguintes regiões: 1) Vale do Ribeira (SP), 2) Bambuí (BA, GO e MG), 3) Serra da Bodoquena (MS), 4) Alto Rio Paraguai (MT) e 5) Chapada de Ibiapaba (CE). Posteriormente, foram adicionadas as províncias areníticas da Serra Geral (PR), do Alto Urubu (AM), e a província carbonática baiana de Rio Pardo (KARMANN e SÁNCHEZ, 1986). Essa classificação desempenhou um papel crucial no estudo do carste brasileiro, permitindo uma melhor compreensão da distribuição espacial e temporal das rochas suscetíveis à carstificação e dos processos geológicos responsáveis por sua formação. Ademais, teve um papel fundamental na identificação e preservação de áreas de significativa importância para o patrimônio espeleológico do Brasil.Mais tarde, Auler et al. (2001) revisaram a classificação de Karmann (1969; 1986) para introduzir o termo "regiões cársticas", usado para designar áreas propícias à formação de cavernas, e delimitaram 14 dessas regiões. Em 2009, pesquisadores do Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas (CECAV) elaboraram o "Mapa de Potencialidade de Ocorrência de Cavernas", que ilustra as áreas do território brasileiro com predisposição para a formação de cavernas (CECAV, 2009; 2012). Posteriormente, a classificação de Auler et al. (2011) foi ampliada, incorporando mais cinco regiões cársticas não-carbonáticas (CECAV, 2012), totalizando atualmente cerca de 19 regiões cársticas no Brasil (CECAV, 2011), conforme representado na Figura 13. Essas regiões são: 1) Formação Caatinga (BA), 2) Formação Vazante (MG), 3) Grupo Açungui (PR e SP), 4) Grupo Apodi (CE e RN), 5) Grupo Araras (MT), 6) Grupo Bambuí (BA, DF, GO, MG e TO), 7) Grupo Brusque (SC), 8) Grupo Corumbá (MS), 9) Grupo Rio Pardo (BA), 10) Grupo Ubajara (CE), 11) Grupo Una

(BA), 12) Grupo Vargem Grande (PI), 13) Região Cárstica de São João Del Rei (MG) e 14) Supergrupo Canudos (BA e SE). Entre essas regiões, cinco são formadas por litologias não-carbonáticas: 15) Formação Carajás (PA), 16) Formação Salinas (MG), 17) Grupo Paranoá (DF, GO, MG e TO), 18) Grupo Xambioá (PA e TO) e 19) Região Cárstica Quadrilátero Ferrífero (MG) (JANSEN et al., 2012; TRAVASSOS, 2019). A Tabela 1 apresenta o número de cavidades subterrâneas identificadas em cada litologia e o possível potencial espeleológico do Brasil (JANSEN et al., 2012).

Figura 13 – Mapa demonstrando as provícias espeleológicas do Brasil e as unidades geológicas que ocorrem.



Fonte: CECAV (2011). Sistema de Coordenadas Geográficas (GMS). Datum Sirgas 2000. Elaboração do autor.

Tabela 1 - Estimativa do potencial espeleológico brasileiro

Litologia	Número de cavernas conhecidas	Provável potencial (cavernas ainda não identificadas)	Porcentagem de cavernas conhecidas
Carbonatos	7.000	> 150000	< 5 %
Quartzitos	500*	> 50000	< 1 %
Arenitos	510*	> 50000	< 1 %
Minério de Ferro	2.000	> 10000	< 20 %
Outras litologias	200	> 50000	< 0,5 %

Fonte: Piló e Auler (2011) modificado por Jansen et al. (2012)

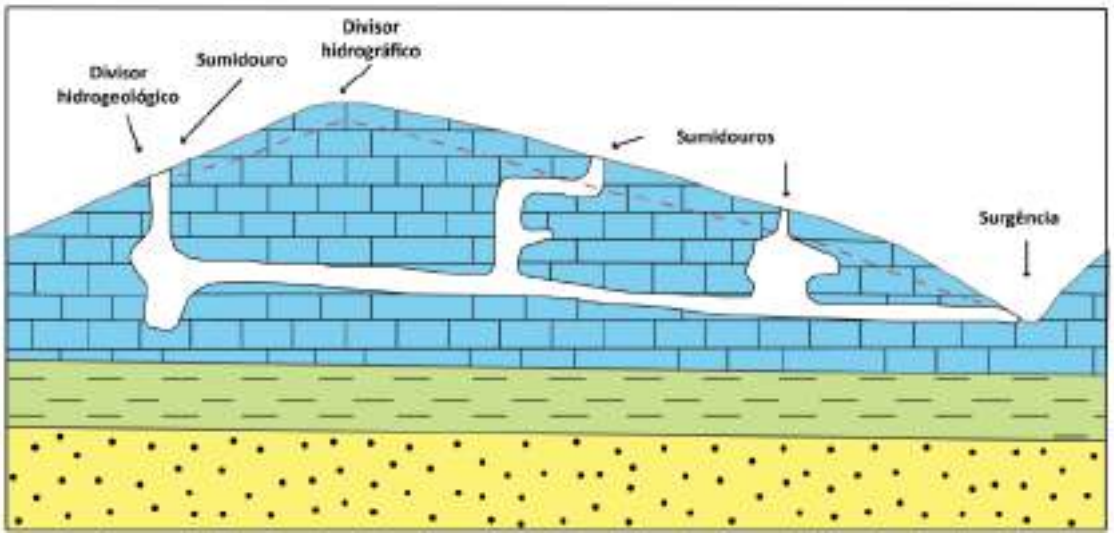
* Valores aproximados, extraídos da base de dados do CECAV, de 01 de junho de 2012

Apesar da diversidade litológica presente no Brasil, Piló e Auler (2011) observam que a maior concentração de rochas propícias à formação de cavernas no país é representada pelo grupo de carbonatos e dolomitos do Grupo Bambuí, abrangendo desde o sul de Minas Gerais até o leste de Goiás e o centro-oeste da Bahia. De acordo com os mesmos autores, aproximadamente 90% das cavernas existentes no Brasil têm origem em rochas carbonáticas. Quando se somam outras litologias suscetíveis à formação de cavernas, o número catalogado totaliza mais de 10.456 cavernas.

2.4 Bacias Hidrográficas Subterrâneas

Uma bacia subterrânea (hidrogológica) compreende os limites e direções que o fluxo subterrâneo percorre no aquífero desde as a´reas de recarga até o exutório (TIEDMAN et al., 1998). Os mecanismos capazes de diferenciar as bacias superficiais das subterrâneas ocorre devido a uma assimetria causada pelo padrão de relevo na superfície, a presença de estruturas geológicas, a anisotropia em sistemas fraturados e cársticos, a heterogeneidade do subsolo e a sobreposição de aquíferos com diferentes tipos de porosidades (ARRAES e CAMPOS, 2007). Na Figura 14, observa-se a assimetria em um sistema cárstico, devido à posição relativa entre os sumidouros e a surgências.

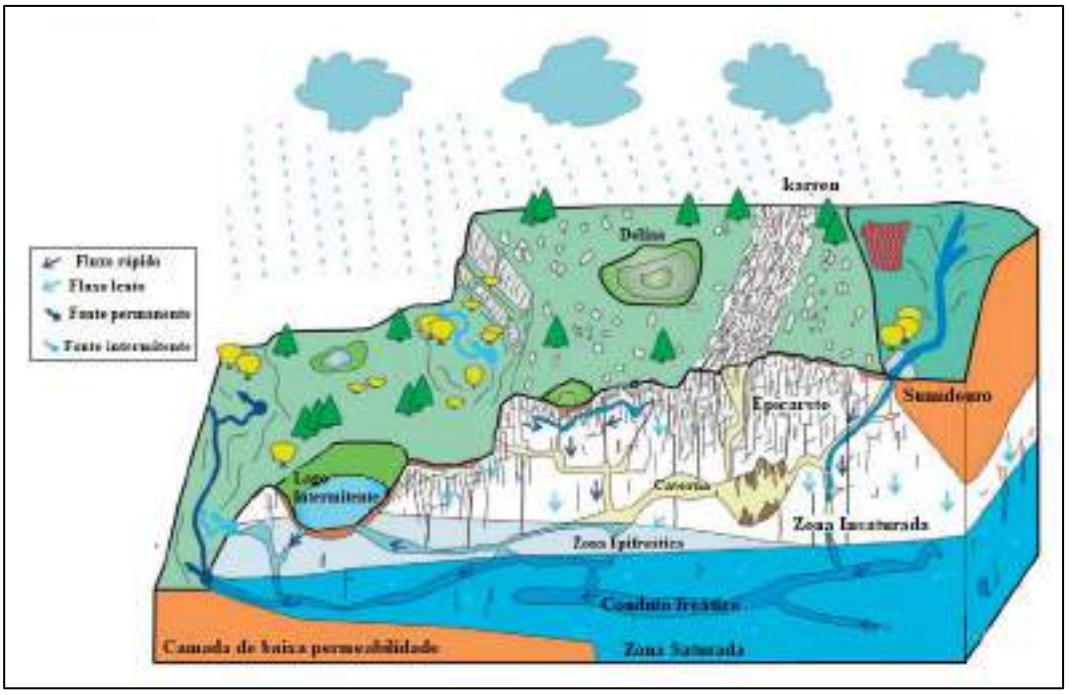
Figura 14 – Assimetria de um sistema cárstico com a presença de sumidouros, representando as zonas de maior condutividade hidráulica.



Fonte: Galvão (2022) adaptado de Arraes e Campos (2007).

Nos sistemas cársticos, que se caracterizam pela presença de bacias subterrâneas, existem várias peculiaridades relacionadas à sua dinâmica hidrológica, como ilustrado na Figura 15. Por exemplo, a presença de cavernas e condutos influencia a direção do fluxo da água subterrânea; há uma redução no escoamento superficial devido à captação da drenagem para o subsolo; as áreas de recarga podem ocorrer tanto de forma rápida e turbulenta, através de uma rede de condutos, quanto de forma lenta e difusa, pela rede de fraturas; a saída de água pode acontecer em uma ou mais surgências, com fluxos divergentes ou convergentes, e esses ambientes podem apresentar variações nos parâmetros hidráulicos, como condutividade hidráulica, porosidade e transmissividade (WHITE, 2002; MILANOVIĆ, 2004; TAYLOR e GREENE, 2005; FORD e WILLIAMS, 2007).Conforme mencionado, os sistemas cársticos exibem propriedades hidráulicas distintas, caracterizadas por uma elevada heterogeneidade e anisotropia espacial, que resultam dos processos de dissolução química e da alta permeabilidade das rochas cársticas. Assim, nesses ambientes, os processos relacionados à dinâmica da circulação de água subterrânea exibem uma dualidade, com a recarga ocorrendo de forma autogênica ou alogênica, difusa/lenta ou concentrada/rápida, a descarga ocorrendo por meio de grandes nascentes ou surgências cársticas, e a porosidade se manifestando através da matriz, fissuras ou condutos (WORTHINGTON, 1991; KIRÁLY et al., 1995; 1998; WHITE, 2002).

Figura 15 – A dinâmica de circulação de água em uma bacia hidrográfica subterrânea cárstica



Fonte: Ravbar (2007) adaptado pelo autor.

2.5 Áreas de recarga e descarga de água subterrânea no sistema cárstico

Segundo Ford e Williams (2007), as formas de recarga nos sistemas cársticos estão associadas a feições geomorfológicas, como dolinas, poljés, vales cegos, sumidouros, campos de lapiás e o epicarste. A recarga autogênica ocorre quando a água pluviométrica provém da própria área cárstica, incidindo diretamente sobre as rochas, dolinas, depressões, coberturas pedológicas, fraturas e epicarste. Esse processo geralmente é mais lento e difuso. Por outro lado, a recarga alogênica acontece quando o escoamento superficial é capturado por meio de sumidouros e fraturas, proveniente de áreas não-cársticas para o interior do sistema cárstico. Esse processo tende a ser mais rápido e apresentar um fluxo mais turbulento (GUNN, 1983; WORTHINGTON, 1991; KIRALY, 2002; WHITE, 2002; GOLDSCHEIDER e DREW, 2007).As áreas de descarga ocorrem por meio de aquíferos e/ou surgências cársticas. Durante períodos de estiagem, quando o fluxo é predominante na matriz, a descarga é contínua e de baixa intensidade. Em épocas de chuva, a descarga se intensifica e se dá através da rede de condutos predominante. As áreas de descarga constituem pontos de saída de água subterrânea de aquíferos cársticos e marcam o final dos sistemas fluviais subterrâneos (FLEURY, 2009). Tais áreas se originam da dissolução química das rochas carbonáticas, o que resulta no

desenvolvimento da rede de condutos responsável por drenar a água subterrânea até a superfície. Geralmente, estão situadas próximas ao nível de base regional e em rochas insolúveis ou obstáculos estruturais (como falhas), que impedem o desenvolvimento de condutos (MÜLL et al., 1988).As fontes cársticas possuem variações tanto em sua forma física e são encontradas ao longo de regiões de base de erosão, como poljés, vales fluviais e a costa marítima (WHITE, 2002). O caráter temporário ou permanente depende diretamente da descarga na precipitação e das características hidrogeológicas do aquífero, incluindo a área de captação, porosidade, capacidade de recarga e composição geológica (MILANOVIĆ, 2004). Elas são responsáveis por manter o fluxo de base, sendo denominadas como perenes quando há um fluxo contínuo e intermitentes quando há apenas fluxo durante eventos pluviométricos. São classificadas com base em vários fatores, incluindo o controle hidrológico, como drenagem livre, represada e confinada, e a origem da água, tais como surgências e ressurgências (WORTHINGTON, 1991).

O fluxo hidrológico em tais locais pode ocorrer de duas maneiras distintas: concentrado, quando o fluxo se direciona para uma única saída através da rede de condutos, ou difuso, quando o padrão de fluxo se espalha por múltiplas saídas (QUINLAN e EWERS, 1989; PALMER, 1991; WHITE, 1999; TAYLOR e GREENE, 2005). Em padrões de drenagem divergentes, uma única fonte de fluxo pode se dirigir para várias surgências, enquanto em padrões de drenagem convergentes, diferentes fontes de fluxo podem convergir para uma única surgência (PALMER, 1991).

2.6 Circulação de água subterrânea no sistema cárstico

A circulação da água subterrânea é influenciada por vários fatores, que englobam parâmetros hidráulicos, condições de contorno, gradientes de condutividade, características geológicas, geomorfológicas e climáticas (KIRÁLY, 2002). Nos sistemas cársticos, essa circulação pode se manifestar por meio de dois tipos de fluxo: laminar e/ou turbulento. O fluxo laminar ocorre de forma dispersa, atravessando pequenas fraturas e fissuras na rocha, no solo e no epicarste. Por outro lado, o fluxo turbulento é mais rápido e vigoroso, manifestando-se através da rede de condutos subterrâneos, sobretudo em áreas com maior dissolução e permeabilidade (LLADÓ, 1970; WHITE, 1988; FREITAS, 2009).Segundo Piló e Auler (2011), o fluxo turbulento corresponde à maior porção da água em circulação em um aquífero cárstico.

Contudo, a velocidade e o volume de água subterrânea podem apresentar variações consideráveis devido à diversidade na condutividade hidráulica e permeabilidade nos sistemas cársticos (WHITE, 1988; GOLDSCHEIDER e DREW, 2007). Petrič (2011) enfatiza que os condutos e fraturas alargadas presentes no aquífero cárstico permitem um fluxo mais acelerado, resultando em tempos de retenção reduzidos para a água subterrânea e, consequentemente, uma capacidade limitada para a depuração de poluentes, o que coloca os aquíferos cársticos como uma grande fonte de preocupação.Outros fatores de grande importância que exercem influência na circulação de água subterrânea são a permeabilidade e a porosidade do substrato geológico (FREITAS, 2009). A permeabilidade, que pode ser classificada como primária e secundária, diz respeito à capacidade da rocha de transmitir um fluido através de seus espaços porosos. Enquanto a permeabilidade primária se relaciona com as propriedades das rochas após os processos de litificação e diagênese, a permeabilidade secundária é resultado de modificações decorrentes de processos tectônicos e da dissolução química da água subterrânea, ampliando as fraturas. A porosidade, através da qual ocorre a rede de condutos, é uma característica típica do carste (WHITE, 2002) e representa a relação entre o volume total de vazios (normalmente ocupados por ar ou água) e o volume total aparente da rocha ou solo (LLADÓ, 1970; WHITE, 1988).A direção do movimento das águas subterrâneas é influenciada pelas fissuras e pelos poros interconectados em âmbito local, bem como pelo gradiente hidráulico a nível da bacia hidrográfica. A densidade, tamanho e distribuição dos vazios no aquífero cárstico têm um impacto significativo no armazenamento e no fluxo da água, o que por sua vez afeta as vias de escoamento. Esses fatores desempenham um papel crucial no controle da circulação da água nos aquíferos cársticos. A maioria das águas subterrâneas em sistemas cársticos provém de origem meteórica, circulando em profundidades relativamente rasas e com tempos de permanência limitados no subsolo (FORD e WILLIAMS, 2007).

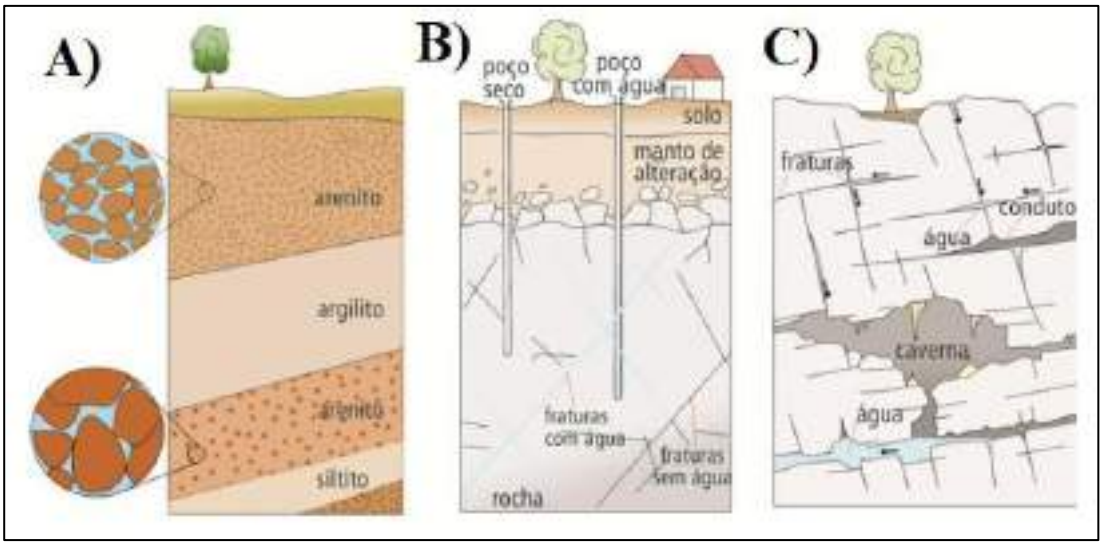
Em aquíferos cársticos, é frequente observar rápidas variações hidrológicas nos fluxos de água subterrânea em resposta a eventos de precipitação ou degelo. Essa condição é grandemente influenciada por fatores hidrometeorológicos, como a quantidade, intensidade e distribuição da precipitação, bem como por fatores hidrogeológicos, tais como a extensão da área de recarga, a geometria do aquífero, a porosidade efetiva, as dimensões e conexões dos condutos cársticos e a umidade prévia do solo. Essas flutuações podem englobar mudanças

substanciais no nível do lençol freático, variações de fluxo e direção, transições de escoamento laminar para turbulento, deslocamentos das divisões das águas subterrâneas, interações entre aquíferos e diversos tipos de interação entre fluxos superficiais e subterrâneos, como a ativação de condutos efêmeros ou intermitentes e surgências (RAVBAR, 2013).

2.7 Aquíferos cársticos

Os aquíferos podem ser categorizados em três tipos distintos: porosos, fissurais e cársticos, conforme ilustrado na Figura 16. Estes sistemas hidrogeológicos consistem em formações rochosas capazes de transmitir, armazenar e produzir água (WHITE, 2005). Eles abrangem materiais com condutividade hidráulica variando de média a alta, tais como sedimentos não consolidados (cascalhos e areias), rochas sedimentares (arenitos, conglomerados e alguns calcários), bem como rochas vulcânicas, plutônicas e metamórficas com extensas fraturas. Esses aquíferos são considerados altamente permeáveis, possuindo uma significativa capacidade de transmitir água (KARMANN, 2001).Os aquíferos cársticos apresentam uma série de características singulares que os distinguem de outros tipos de aquíferos. Tais características incluem a individualidade, onde cada aquífero cárstico possui uma identidade única e a generalização é complexa. Eles também demonstram heterogeneidade, resultando em variações espaciais em suas propriedades hidráulicas e estruturais; por exemplo, uma caverna pode conter volumes significativos de água, enquanto um poço adjacente pode estar completamente seco. São anisotrópicos, o que significa que as propriedades hidráulicas estão vinculadas à orientação dos elementos geológicos. Apresentam condutividade hidráulica alta nas direções de fraturas e condutos amplos e baixa em outras direções. Os processos de recarga, infiltração e porosidade exibem complexidade, e a variabilidade é uma característica proeminente, com o nível do lençol freático oscilando em curtos períodos e as nascentes cársticas exibindo variações rápidas tanto na descarga quanto na qualidade da água (LLADÓ, 1970; BONACCI, 1999; WHITE, 2002; GOLDSCHEIDER e DREW, 2007).

Figura 16 – Tipos de Aquíferos. A) poroso, B) fissural e C) cárstico

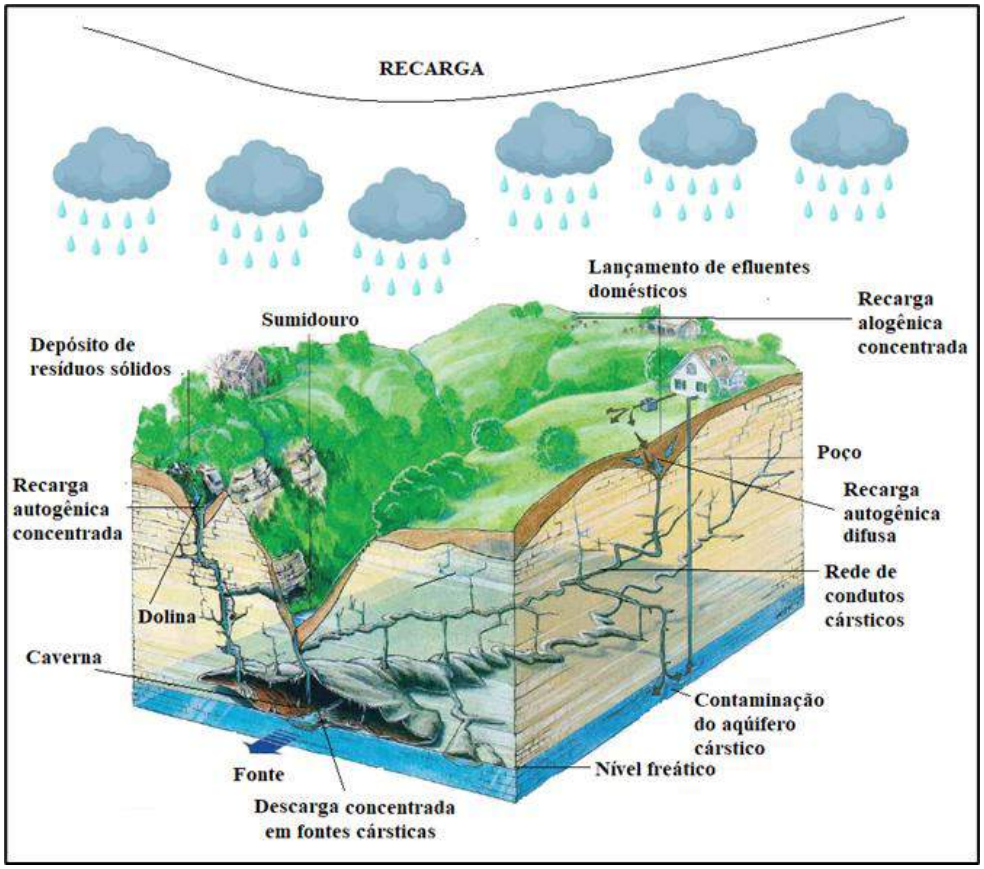


Fonte: Iritani e Ezaki (2010). Adaptado pelo autor.

Os aquíferos cársticos são caracterizados por três zonas distintas e importantes: o epicarste, a zona vadosa e a zona saturada (freática) (conforme ilustrado na Figura 17). O epicarste representa a camada superficial localizada entre o solo e a rocha subjacente, correspondendo a uma área altamente intemperizada, fraturada e permeável. Sua função primordial é o armazenamento e a concentração de água para a zona vadosa. A zona vadosa, também conhecida como zona insaturada, situa-se abaixo do solo e do epicarste, sendo a porção superior do aquífero que se mantém seca. Nessa zona, a água flui verticalmente por meio das fissuras da rocha. Por último, a zona saturada (freática) refere-se à região mais profunda do aquífero, caracterizada pela presença de uma rede de condutos ativos, cavernas e depósitos químicos, orgânicos e clásticos, todos interligados com as áreas de descarga. Compreender essas três zonas é essencial para desvendar o funcionamento dos aquíferos cársticos (PILÓ, 2000; FORD e WILLIAMS, 2007).Devido às suas características de fluxo e aos processos de armazenamento de água subterrânea, os aquíferos cársticos apresentam uma capacidade limitada de purificação de poluentes. Isso implica que diferentes tipos de contaminantes, como compostos industriais, sedimentos, inseticidas e metais pesados, podem ser prontamente transportados para o interior dos aquíferos cársticos através dos condutos subterrâneos (MÜLL et al., 1988). Além disso, em algumas situações, os contaminantes podem ficar retidos no epicarste, nas fraturas e nos sifões dos aquíferos cársticos, sendo liberados somente após períodos de precipitação intensa, em um fenômeno conhecido como efeito pistão (WILLIAMS, 2008).

Dentro desse contexto, os aquíferos cársticos demonstram susceptibilidade à contaminação, o que demanda a formulação de estratégias eficazes não apenas para a preservação desses ambientes, mas também para uma compreensão mais aprofundada da dinâmica de circulação da água subterrânea. Assim, variados métodos de investigação hidrogeológica são empregados para analisar o movimento da água subterrânea em ambientes cársticos, sobressaindo o uso de traçadores corantes fluorescentes (GOLDSCHEIDER e DREW, 2007). Esse método possibilita a compreensão da dinâmica da circulação da água subterrânea na rede de condutos cársticos, bem como a origem de contaminantes, proporcionando informações relevantes, como a direção e velocidade média do fluxo subterrâneo, a identificação de conexões subterrâneas e a delimitação das áreas de recarga e descarga dos sistemas cársticos (MÜLL et al., 1988; FIELD, 2002b).

Figura 17 - Contaminação de um aquífero cárstico em função da entrada de poluentes na rede de condutos subterrâneas



Fonte: Source Rocks (2022). Adaptado pelo autor.

CAPÍTULO 3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Descrição das etapas metodológicas

A primeira etapa metodológica deste estudo envolveu a realização de um levantamento bibliográfico sobre a aplicação de traçadores corantes fluorescentes em sistemas cársticos. Para essa finalidade, foi elaborado um artigo de revisão bibliográfica intitulado: "Utilização de Traçadores Corantes Fluorescentes na Identificação de Rotas de Fluxo Subterrâneo em Sistemas Cársticos: Panorama de Estudos no Brasil", que aborda a progressão das investigações com traçadores corantes fluorescentes em áreas cársticas, destacando as principais contribuições no contexto brasileiro.

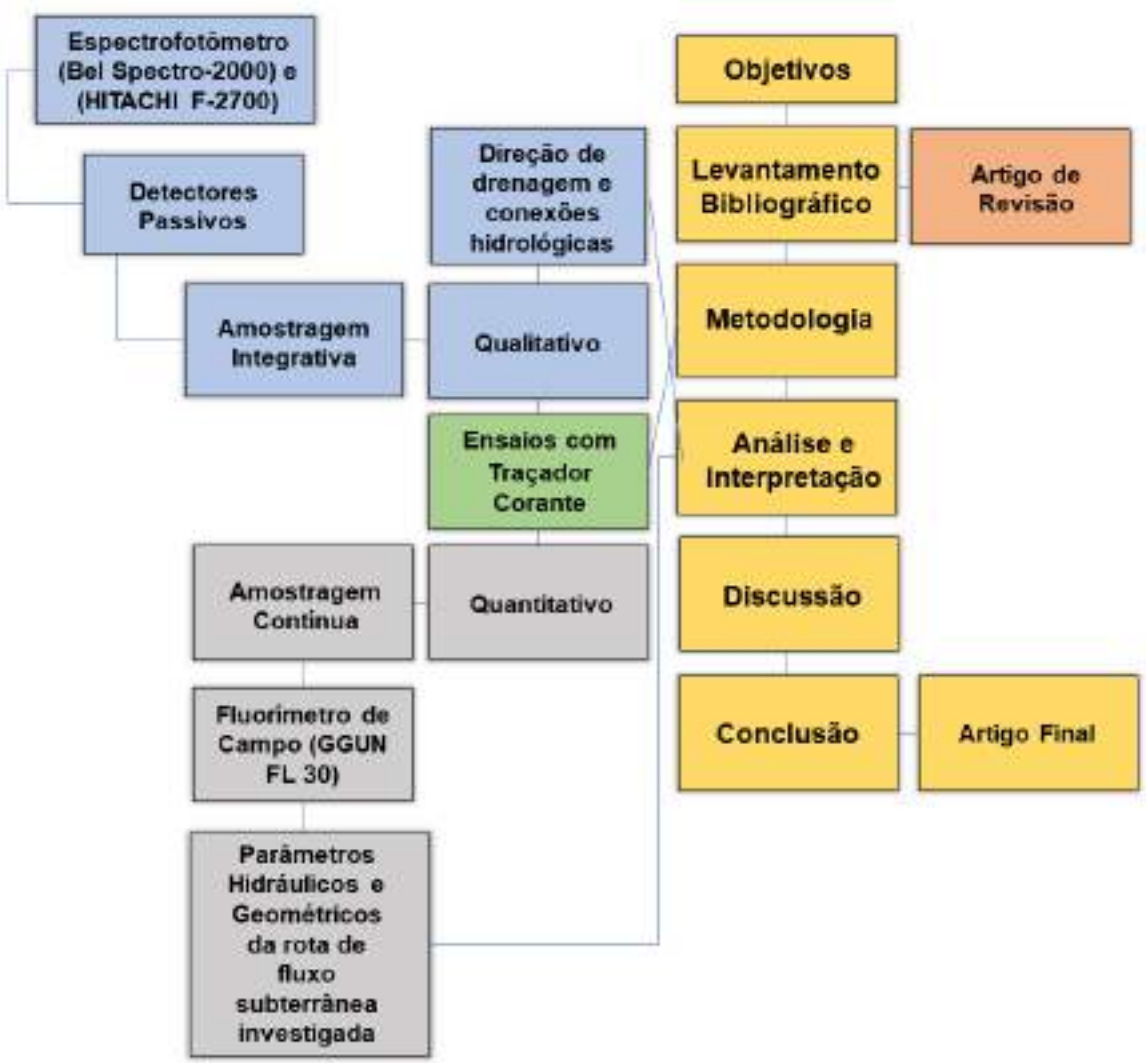
A segunda fase compreendeu as atividades de campo. Nesta etapa, foram executadas diversas ações, incluindo a escolha criteriosa dos locais de injeção e monitoramento (como surgências, sumidouros, cavernas e dolinas), a definição do tipo de traçador a ser empregado (fluoresceína sódica), a determinação dos métodos de amostragem a serem utilizados (qualitativo e quantitativo) e a aquisição dos materiais e instrumentos indispensáveis para o processo de monitoramento, conforme demonstrado na Figura 18.Para a condução dos testes com o traçador corante fluorescente, a opção foi pela fluoresceína sódica devido à facilidade de obtenção no mercado, especialmente considerando o prazo limitado para a conclusão da pesquisa de mestrado. A fluoresceína sódica é amplamente utilizada como traçador corante em ambientes cársticos e exibe uma série de propriedades vantajosas para esses estudos, incluindo baixo limite de detecção e baixa toxicidade (MÜLL et al., 1988; LEIDBUNDGUT et al., 2009).

Foram selecionados os métodos de ensaio qualitativo (amostragem integrada) e quantitativo (amostragem contínua). Os ensaios qualitativos tiveram como objetivo estabelecer as conexões hidrológicas e identificar a direção do fluxo subterrâneo no sistema cárstico. Para isso, o monitoramento foi conduzido por meio de detectores passivos, conforme descrito por

Dunn (1957), com análise subsequente por eluição, seguindo o método de Jones (1984a). Esses materiais foram confeccionados em bolsas de tela de nylon contendo carvão ativado granulado, conforme indicado por Benischke (1999), e foram instalados no fluxo ativo de água nos locais de monitoramento.ChatGPT

O monitoramento quantitativo, por sua vez, foi realizado através da implantação de um fluorímetro de campo (modelo GGUN FL-30), possibilitando a obtenção da curva de concentração ao longo do tempo (Curva de Rompimento - BTC) tanto na estação seca quanto na chuvosa. Com base nesses dados, foi viável estimar os parâmetros hidrodinâmicos das rotas de fluxo subterrâneo investigadas, incluindo a velocidade média de fluxo e as características estruturais dos condutos subterrâneos, utilizando o software Qtracer2 (FIELD, 2002b).

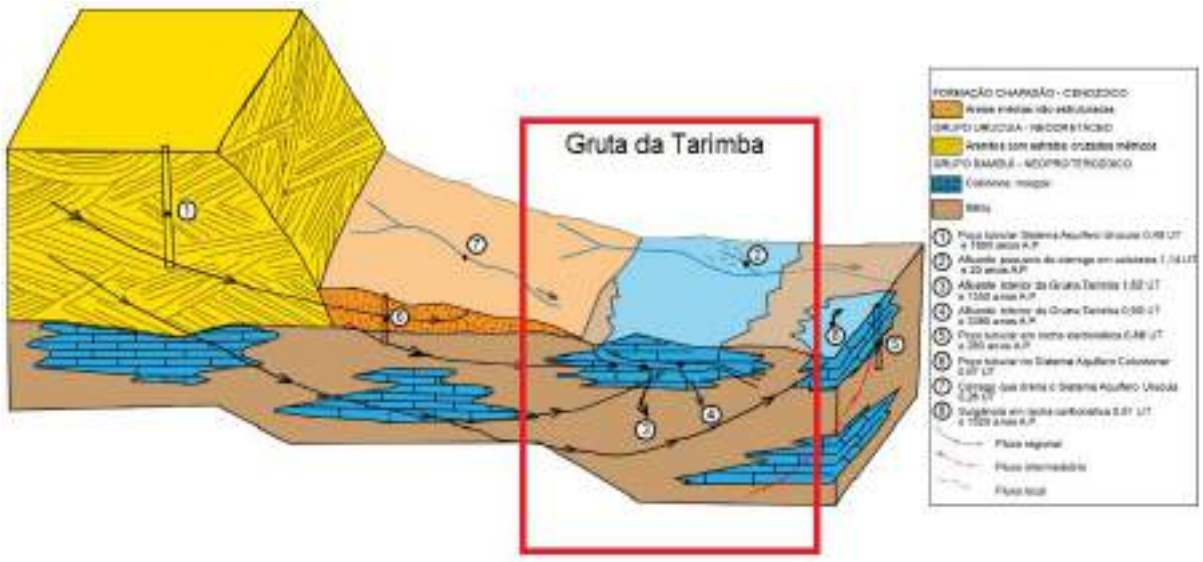
Figura 18 – Organograma metodológico da pesquisa.



O modelo hidrogeológico conceitual adotado para a região de estudo seguiu o descrito por Galvão (2022), conforme apresentado na Figura 19. Esse modelo delineia três sistemas hidrológicos distintos: o Urucuia, que corresponde à unidade hidroestratigráfica de maior espessura, composto principalmente por arenitos; o Bambuí, que abrange duas facies identificadas na região – o aquífero fraturado constituído por siltitos e o aquífero cárstico formado por calcários e margas (sendo este último situado na área de estudo); e o Coluvionar, que se refere a uma litologia inconsolidada, localizada na zona de transição entre os aquíferos Bambuí e Urucuia, caracterizada pela presença de areias médias não consolidadas, responsáveis pelo recarregamento do aquífero cárstico. Abaixo do Coluvionar, ocorre a continuidade do Sistema Aquífero Bambuí.

Figura 19 – Bloco diagrama esquemático demonstrando dos diferentes sistemas de fluxo hidrogeológico na região

O modelo hidrogeológico conceitual adotado para a região de estudo seguiu o descrito por Galvão (2022), conforme apresentado na Figura 19. Esse modelo delineia três sistemas hidrológicos distintos: o Urucuia, que corresponde à unidade hidroestratigráfica de maior espessura, composto principalmente por arenitos; o Bambuí, que abrange duas facies identificadas na região – o aquífero fraturado constituído por siltitos e o aquífero cárstico formado por calcários e margas (sendo este último situado na área de estudo); e o Coluvionar, que se refere a uma litologia inconsolidada, localizada na zona de transição entre os aquíferos Bambuí e Urucuia, caracterizada pela presença de areias médias não consolidadas, responsáveis pelo recarregamento do aquífero cárstico. Abaixo do Coluvionar, ocorre a continuidade do Sistema Aquífero Bambuí.



Fonte: Galvão (2022) (adaptado)

3.2 Descrição dos ensaios

A fase de planejamento e monitoramento de campo ocorreu no período entre os anos de 2021 e 2023. Para a condução do experimento, empregou-se o traçador corante fluorescente denominado fluoresceína sódica, que foi injetado utilizando o método de injeção instantânea, conforme ilustrado na Figura 20. Antes da injeção, o corante foi previamente diluído em um balde graduado de polipropileno com capacidade de 12 litros, contendo água da própria área de estudo. Ao todo, foram realizados oito ensaios, compreendendo quatro ensaios qualitativos e quatro ensaios quantitativos, conforme detalhado na Tabela 2.

Tabela 2 – Descrição dos ensaios realizados

Ensaio	Local de Inserção	Ensaio	Local de Monitoramento	Data
1	Gruta da Tarimba (TF02)	Quantitativo	Caverna Extrema	27/09/2021
2	Gruta da Tarimba (TF02)	Qualitativo	Caverna Pasto de Vacas I e II, Caverna Ponte de Terra, Sumidouro Saruê e Caverna Extrema.	17/11/2021
3	Gruta da Tarimba (TF02)	Quantitativo	Caverna Extrema	17/11/2021
4	Sumidouro Saruê	Qualitativo	Caverna Pasto de Vacas I e II e Caverna Extrema.	30/11/2021
5	Gruta da Tarimba (TF02)	Quantitativo	Caverna Extrema	17/03/2022
6	Caverna Matadeiro	Qualitativo	Caverna Pasto de Cimas, Caverna Ponte de Terra e Gruta da Tarimba	02/09/2022
7	Gruta da Tarimba	Quantitativo	Caverna Extrema	31/08/2022
8	Gruta das Dores II	Qualitativo	Gruta da Tarimba (TF01) e (TF02), Córrego Dores	25/03/2023

Fonte: Elaboração do autor.

O Ensaio 1 teve como objetivo realizar uma avaliação quantitativa dos parâmetros estruturais do conduto e hidrodinâmicos da rota de fluxo na conexão entre a Gruta da Tarimba e a caverna Extrema durante a estação seca. Por sua vez, o Ensaio 2 visou identificar o ponto de descarga do fluxo subterrâneo da Gruta da Tarimba e estabelecer possíveis conexões hidrológicas com outras cavernas, como Pasto de Vacas I e II, Ponte de Terra, sumidouro Saruê

e caverna Extrema, por meio de monitoramento qualitativo. No Ensaio 3, o propósito foi conduzir uma avaliação quantitativa dos parâmetros estruturais do conduto e hidrodinâmicos da rota de fluxo entre a Gruta da Tarimba e a caverna Extrema durante a estação chuvosa. Finalmente, o Ensaio 4 teve como meta identificar a direção do fluxo subterrâneo do sumidouro Saruê e delinear possíveis conexões hidrológicas entre as cavernas Pasto de Vacas I e II, bem como a caverna Extrema, com o objetivo de verificar se o sumidouro Saruê atua como área de recarga para a caverna Extrema.O Ensaio 5 teve como objetivo realizar uma avaliação quantitativa dos parâmetros estruturais do conduto e hidrodinâmicos da rota de fluxo entre a Gruta da Tarimba e a caverna Extrema durante a estação chuvosa. Já o Ensaio 6 buscou identificar a direção do fluxo subterrâneo da caverna Matadeiro e delimitar possíveis conexões hidrológicas com as cavernas Pasto de Cimas, Ponte de Terra, caverna Extrema e Gruta da Tarimba. No Ensaio 7, a intenção foi realizar uma avaliação quantitativa dos parâmetros estruturais do conduto e hidrodinâmicos da rota de fluxo entre a Gruta da Tarimba e a caverna Extrema durante a estação seca. Por fim, o Ensaio 8 teve como objetivo confirmar a conexão entre a Gruta Dores II com a Gruta da Tarimba (TF01 e TF02) ou com o córrego Dores, comprovando ou não se Dores atua como ponto de recarga para a Gruta da Tarimba..

Figura 20 – Injeção da fluoresceína sódica na rede de condutos ativos da área de estudo



Fonte: o autor.

3.2.1 Definição dos pontos de amostragem e monitoramento

No âmbito do estudo hidrológico de terrenos cársticos, os sumidouros e cavernas frequentemente representam locais onde o fluxo é turbulento e constituem a rede ativa de condutos subterrâneos, o que os torna locais excelentes para a introdução de traçadores corantes. Por outro lado, as fontes cársticas ou surgências, em geral, são os locais ideais para o monitoramento, visto que recebem toda a descarga de água subterrânea do sistema e estão localizadas em proximidade com o nível de base local (PALMER, 1991).

Para delimitar os pontos de injeção e monitoramento, foram realizadas as seguintes etapas:

- O levantamento bibliográfico da área de estudo, considerando as principais hipóteses apresentadas em trabalhos anteriores, como Martinelli et al. (2015), Lobo et al. (2015) e Aguiar (2019).

- Coleta de dados geológicos e hidrológicos disponibilizados pelo Sistema Estadual de Geoinformação (SIEG) e pelo Serviço Geológico do Brasil (GeoSGB-CPRM), respectivamente.
- Aquisição de informações sobre as cavernas existentes na APANRV, em formato shapefile, disponibilizadas pelo Cadastro Nacional de Informações Espeleológicas (CANIE), que foram sobrepostas a imagens de satélite CBERS 4a, adquiridas gratuitamente no Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) (http://www2.dgi.inpe.br/catalogo/explore).
-
- Aquisição dos mapas das cavidades subterrâneas presentes na área de estudo, disponibilizados pela União Paulista de Espeleologia (UPE) e pelo Grupo Espeleológico Goiano (GREGO).
- Prospecção de campo para validação os pontos previamente identificados.

A escolha dos locais de injeção foi baseada nas hipóteses da pesquisa, resultando na seleção de quatro pontos de injeção. No caso da Gruta da Tarimba, um critério mais rigoroso foi estabelecido devido à presença do peixe endêmico Ituglanis Boticário. Portanto, considerando o prazo limitado para a realização da pesquisa e as observações feitas em campo, a decisão foi tomar um ponto de injeção específico na Gruta da Tarimba, que foi arbitrariamente denominado como TF02 (conforme Tabela 3).

Tabela 3 – Pontos de inserção do traçador corante

Ponto de Inserção	Coordenadas UTM (E)	Coordenadas UTM (S)	Elevação (m)
Gruta das Dores II	373088.39	8406735.11	743
Caverna Matadeiro	374967.72	8404194.30	736
Gruta da Tarimba (TF02)	373137.93	8404648.90	731
Sumidouro Saruê	372860.56	8403760.45	713

Elaboração do autor. Sistema de Coordenadas Planas (UTM). Datum Sirgas 2000 Zona 23 Sul.

ara a seleção dos locais de monitoramento, foram escolhidos nove pontos de amostragem, abrangendo cavernas, ressurgências e sumidouros (conforme Tabela 4). Na Gruta da Tarimba, foram definidos dois pontos: TF01, na entrada principal da gruta, e TF02, na última entrada da gruta, antes da área de descarga. A localização de todos os pontos de inserção e monitoramento pode ser visualizada na Figura 21.

Tabela 4 – Pontos de monitoramento

Pontos de Monitoramento	Coordenadas UTM (E)	Coordenadas UTM (S)	Elevação (m)
Gruta da Tarimba (TF 01)	373243.02	8406238.00	760
Gruta da Tarimba (TF 02)	373137.93	8404648.90	731
Caverna Pasto de Cimas	374418.27	8404014.01	727
Gruta Vila Nova	372861.71	8403799.30	713
Caverna Ponte de Terra	373837.68	8403592.66	712
Caverna Pasto de Vacas I	372992.04	8403539.30	708
Caverna Pasto de Vacas II	373011.51	8403409.57	703
Córrego Dores	371373.00	8406543.52	695
Caverna Extrema	373219.35	8403343.82	694

Elaboração do autor. Sistema de Coordenadas Planas (UTM) Sirgas 2000 Zona 23 Sul.

3.2.2 Definição do tipo de traçador

De acordo com Genthner (2001), a escolha do traçador a ser utilizado depende dos objetivos da pesquisa e das opções tecnológicas e analíticas disponíveis. Autores como Smart e Laidlaw (1977), Field et al. (1995), Müll et al. (1988) e Käss (1998) afirmam que um traçador ideal é aquele que:

- Acompanhe o fluxo de água com a mesma velocidade.
- Não deve interagir com o meio (adsorção, absorção, troca iônica).
- Deve ser química e biologicamente estável, não devendo sofrer oxidação ou entrar em decomposição durante o período de análise.
- Não deve alterar as características físico-químicas da água.
- Não deve ser sensível a variações de pH e de temperatura do meio.
- Deve ser atóxico e não carcinogênico tanto para o meio ambiente quanto para o homem.
- Deve possuir alta solubilidade na água e boas características de dispersão e difusão no meio.
- Deve ser detectável em pequenas concentrações, de modo que exija a aplicação de pequenas quantidades.
- Deve ser de baixo custo e de fácil manipulação.
- Não deve haver quantidades detectáveis da substância ou concentrações que interfiram na interpretação dos resultados no meio.

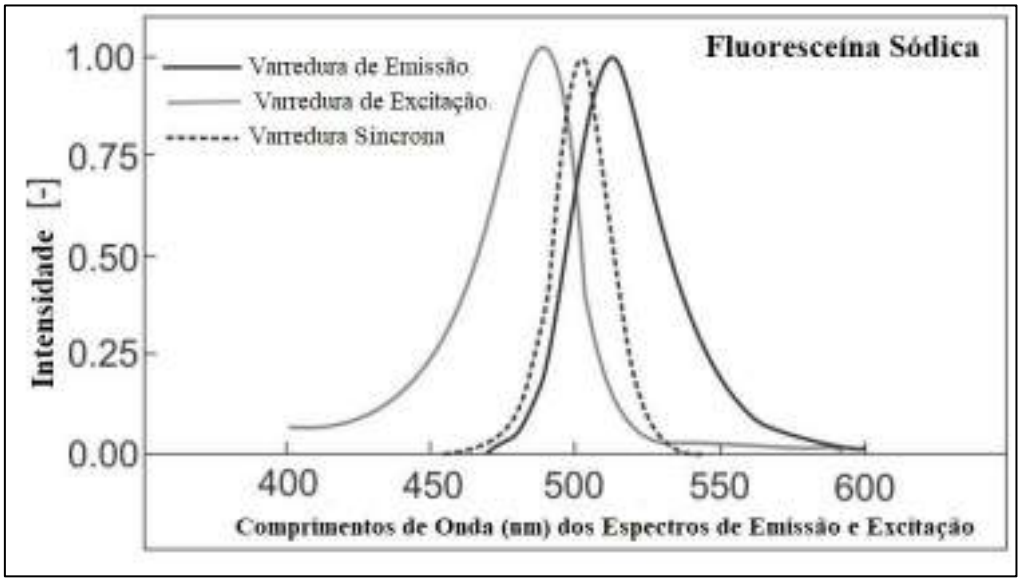
Figura 21 – Mapa de localização dos pontos de injeção e amostragem na Gruta da Tarimba, Mambaí, Goiás



Os corantes fluorescentes são os traçadores artificiais mais frequentemente empregados em testes de investigação hidrogeológica em ambientes cársticos, visto que exibem propriedades relevantes que se aproximam das de um traçador ideal (FIELD et al., 1995). Tais propriedades abrangem alta solubilidade, baixa toxicidade, requerimento de pequenas quantidades de massa corante, alta detecção, facilidade de manuseio e aplicação (MÜLL et al., 1988; BENISCHKE, 1989; LEIBUNDGUT et al., 2009; BENISCHKE, 2020).

De acordo com MÜLL et al. (1988), os corantes fluorescentes exibem espectros de fluorescência específicos, que correspondem aos seus comprimentos de onda de excitação e emissão. Esses comprimentos de onda variam dentro da faixa de visibilidade da luz, abrangendo desde os comprimentos de onda ultravioleta até os mais elevados do infravermelho (B350-750 nm). Portanto, técnicas fluorimétricas, como a varredura do espectro de emissão, excitação ou a combinação de ambos na varredura síncrona, são empregadas para identificar a presença do traçador corante fluorescente (LEIBUNDGUT et al., 2009), conforme ilustrado na Figura 22.

Figura 22 - Espectro de excitação (λ=491 nm no pico), espectro de emissão (λ=512 nm no pico) e espectro de varredura síncrona da fluoresceína sódica.



Fonte: Leibundgut et al. (2009).

Neste estudo, optou-se pela fluoresceína sódica (C20H10O4Na2) (CAS - 518-4B8r3B4p7yhRXuBWLqsQ546WR43cqQwrbXMDFnBi6vSJBeif8tPW85a7r7DM961Jvk4hdryZoByEp8GC8HzsqJpRN4FxGM9), que, em contato com a água, adquire um tom verde fluorescente. A fluoresceína sódica é o traçador corante mais empregado em ambientes cársticos (ALEY e FLETCHER, 1976; KÄSS, 1998) e oferece várias vantagens, tais como alta solubilidade (300 g/L a 20°C) e detecção (0,001 µg/) (GOLDSCHEIDER et al., 2008), além de não ser adsorvida por minerais argilosos, frequentemente encontrados em aquíferos cársticos (BENISCHKE et al., 2007).

Os comprimentos de onda de excitação e emissão que proporcionam maior intensidade de fluorescência e permitem a identificação do traçador são, respectivamente, 491 (nm) e 512 (nm) (FIELD, 2002b).

3.2.3 Avaliação do background

Substâncias naturais presentes nos ambientes aquáticos, como matéria orgânica e sedimentos em suspensão, podem conter componentes fluorescentes semelhantes aos corantes fluorescentes, o que pode levar a interpretações equivocadas dos resultados (MÜLL et al., 1988). Portanto, antes da realização dos ensaios, foi necessário determinar o valor de fundo, que corresponde à fluorescência natural das águas na área de estudo. Para isso, coletores de carvão ativado foram posicionados antes do monitoramento por um período de 7 dias, e os valores foram interpretados no espectrofotômetro de fluorescência (modelo HITACHI-F-2700) após a eluição. Os dados obtidos durante a fase de fundo foram comparados com os resultados das amostras coletadas após o monitoramento. No caso dos ensaios quantitativos, os valores de medição obtidos pelo fluorímetro de campo (modelo GGUN FL 30) antes da injeção do traçador foram considerados como fundo.

3.2.4 Quantidade de massa

Diversos autores desenvolveram várias fórmulas para calcular a quantidade ideal de massa a ser utilizada em cada experimento com traçadores corantes. No entanto, essas fórmulas devem ser consideradas apenas como um ponto de partida inicial (KÄSS, 1998). A experiência do técnico na aplicação de traçadores e o conhecimento da área de estudo têm se mostrado úteis para aprimorar essa estimativa (GENTHNER, 2001). Neste estudo, a escolha recaiu sobre a fórmula de Worthington e Smart (2003), conforme a Equação 1:

Equação (1)

$$M = 1{,}9.10^{-5} (L.Q.C)^{0{,}95}$$

Onde, M = corresponde a quantidade de massa (kg), L = a distância entre o ponto de injeção e amostragem (km), Q = vazão de descarga em (L/s), e C = a concentração máxima esperada no local de amostragem (µg/l). Na Tabela 5, são apresentados os valores de massa calculada e injetada.

As unidades de medida foram ajustadas conforme a necessidade da área de estudo.

Tabela 5 – Quantidade de massa calculada e injetada

Ensaio	Qnt. Calculada (g)	Qnt. Injetada (g)	Hora da Injeção (24 h)	Data
1	50	50	10:00	27/09/2021
2	66	50	11:30	17/11/2021
3	66	50	11:30	17/11/2021
4	160	100	12:30	30/11/2021
5	258	300	17:40	17/03/2022
6	150	100	16:00	02/09/2022
7	50	50	09:40	31/08/2022
8	200	200	09:15	25/03/2023

Fonte: o autor.

3.3 Método de amostragem

3.3.1 Amostragem integrativa e análise qualitativa

A aplicação primária dos traçadores fluorescentes permite a identificação de conexões hidrológicas, a determinação da direção das rotas de fluxos subterrâneos (convergente ou divergente) e o delineamento dos limites do sistema cárstico (MÜLL et al., 1988). Nesse sentido, neste estudo, adotou-se o método de amostragem integrativa proposto por Dunn (1957), utilizando detectores passivos compostos por carvão ativado granular, como ilustrado na Figura 23.

Figura 23 – Detectores passivos fixados no córrego Vila Nova, Mambaí-Goiás

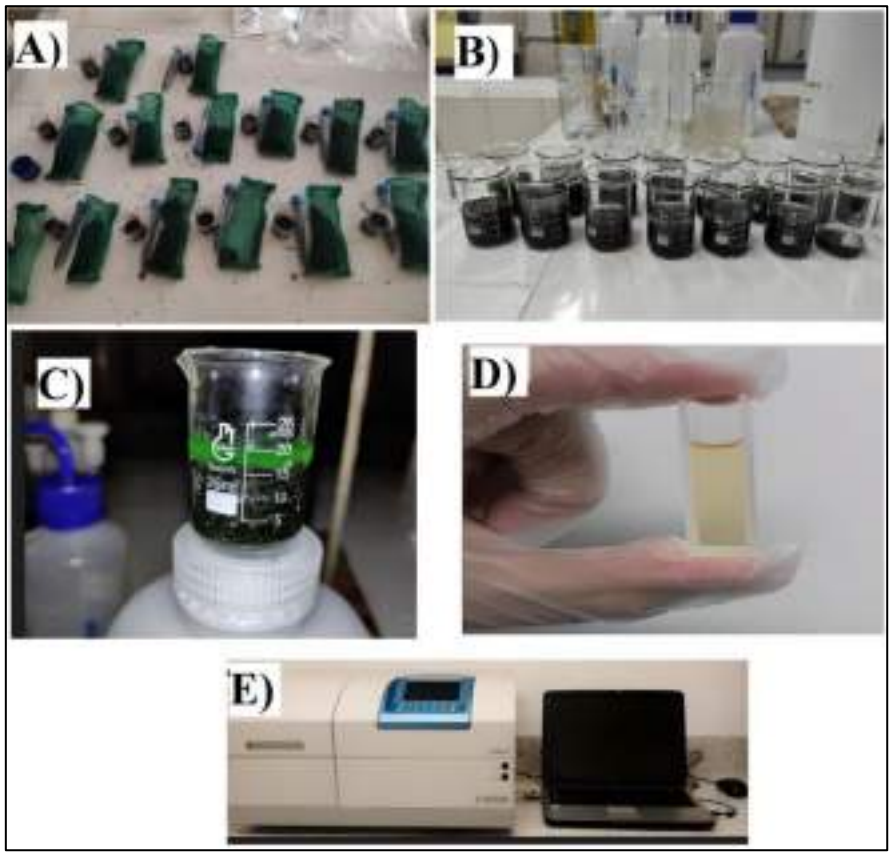


Fonte: o autor.

A função dos detectores passivos é absorver o corante fluorescente durante sua passagem pelo local de monitoramento. A vantagem desse método é a possibilidade de estabelecer uma rede de monitoramento de baixo custo, dispensando a necessidade de equipamentos mais complexos, como os amostradores automáticos (MÜLL et al., 1988). Dessa forma, os

detectores passivos foram confeccionados em sachês de tela de nylon, no formato envelope (14x4 cm), preenchidos com carvão ativado granular de casca de coco vegetal (6-10 mesh) e granulometria de 2,40-2,90 mm, conforme sugerido por Benishcke (1999).Em campo, os detectores passivos foram fixados no fluxo de água antes do início do monitoramento para determinar o valor de background. Posteriormente, novos captadores foram fixados para o monitoramento. Após o período de monitoramento (no mínimo 7 dias), os detectores foram recolhidos, identificados (local, data e hora), armazenados em caixas térmicas e destinados para as análises laboratoriais, conforme ilustrado na Figura 24.

Figura 24 – Procedimentos metodológicos para análise do carvão ativado: A) separação das amostras; B) eluição dos carvões ativados; C) detecção da presença de corante na amostra após a eluição; D) amostragem em cubeta de quartzo; E) medição por espectrofotometria de fluorescência utilizando o modelo HITACHI-F-2700.



Fotos: A), B) C), D) do autor, E) e G) Hidrovia (2022).

Nesta pesquisa, o equipamento laboratorial utilizado para detectar o traçador corante foi o Espectrofotômetro de fluorescência modelo F-2700 da HITACHI. As análises foram conduzidas no laboratório da Hidrovia em Belo Horizonte, Minas Gerais. O Espectrofotômetro de fluorescência opera por meio de uma lâmpada de Xenônio, que fornece a energia necessária para excitar a substância fluorescente. A luz emitida atravessa a amostra contida na cubeta de quartzo e alcança o detector de leitura da fluorescência, possibilitando a aquisição dos espectros de excitação e emissão da fluoresceína sódica. A interpretação qualitativa dos resultados positivos foi realizada identificando

o pico de intensidade fluorescente correspondente ao comprimento de onda de excitação da fluoresceína sódica. Os valores obtidos foram comparados com os resultados obtidos na fase de background.Na última análise, esta foi realizada em parceria com o Laboratório de Estudos Hidrogeológicos – LEHID do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG). Nesse caso, as análises foram conduzidas diretamente nos fluorímetros de bancada modelo 10-AU Turner e no fluorímetro de campo modelo GGUN-FL30 1650 (SCHNEGG, 2002), onde a leitura da concentração foi feita em partes por bilhão (ppb).

3.3.2 Amostragem contínua e análise quantitativa

Ensaios quantitativos com traçadores corantes fluorescentes em ambientes cársticos possibilitam a obtenção de informações acerca da geometria e dinâmica de fluxo na rede de drenagem de água subterrânea. A análise quantitativa envolve a medição da concentração do traçador ao longo do tempo, gerando curvas de concentração (Curvas de Avanço do Traçador - BTC) (MÜLL et al., 1988). Para realizar essas medições, utilizou-se um fluorímetro de campo (modelo GGUN FL-30 ALBILLIA) instalado na ressurgência da caverna da Extrema, configurado para efetuar leituras a cada 30 segundos na estação chuvosa e a cada 60 segundos na estação seca, como ilustrado na Figura 25.

O fluorímetro de campo (modelo GGUN FL-30 ALBILLIA) possibilita a medição simultânea de até três diferentes corantes fluorescentes (em ppb), bem como da turbidez (em NTU) e temperatura (em °C), dentro de um intervalo de tempo previamente definido. A análise da curva de concentração (BTC) foi conduzida utilizando o software Qtracer2 (FIELD, 1999; 2002b), o qual permitiu a dedução dos parâmetros hidrodinâmicos e estruturais da rede de condutos cársticos.A medição da concentração é realizada através da passagem do fluxo de água por uma célula óptica, a qual consiste em um tubo de vidro com seção transversal cilíndrica. Essa célula é composta por quatro lâmpadas e três fotodetectores, dispostos em quatro eixos perpendiculares em dois níveis. Cada eixo é equipado com filtros e lentes para excitação e detecção. Os dados medidos são transmitidos para um registrador de dados portátil (data logger) por meio de um cabo de 15 metros de comprimento. Os limites de detecção variam, sendo 0,02 ppb para concentração e 0,01°C para temperatura (SCHNEGG, 2002).

Figura 25 - Fluorímetro de Campo (modelo GGUN FL-30) instalado na ressurgência da Caverna Extrema, Mambaí, Goiás.



Fotos do autor.

4. Estimativa dos parâmetros hidrodinâmicos e estruturais da rota de fluxo subterrânea

As análises quantitativas das curvas de concentração (Breakthrough Curve - BTC), com o objetivo de obter parâmetros hidrodinâmicos e estruturais, foram realizadas utilizando o método dos momentos (FIELD, 1999) por meio do software Qtracer2 (FIELD, 2002). Essas estimativas são viáveis devido à natureza conservativa dos traçadores corantes, ou seja, eles são solúveis e reativos (CALUX, 2019). Quando são introduzidos no fluxo de água, eles se comportam de maneira semelhante a ela, assim, o movimento do traçador corresponde ao movimento do fluxo de água, incluindo suas características de dispersão (FIELD, 1999).

Os parâmetros hidrológicos e estruturais são cruciais para a obtenção de informações sobre o sistema hidrogeológico e o comportamento do traçador na dinâmica local (FIELD, 2002b). A análise pelo método dos momentos considera o tempo que o traçador leva para passar no ponto de amostragem, incluindo o tempo de chegada (T1), as velocidades máximas (Vmax), o tempo de pico (Tp), a concentração de pico (Cp), o tempo médio de trânsito (Tm), o tempo em que metade da massa recuperada passa pelo ponto de amostragem (Tr/2) e a massa recuperada do traçador (%).

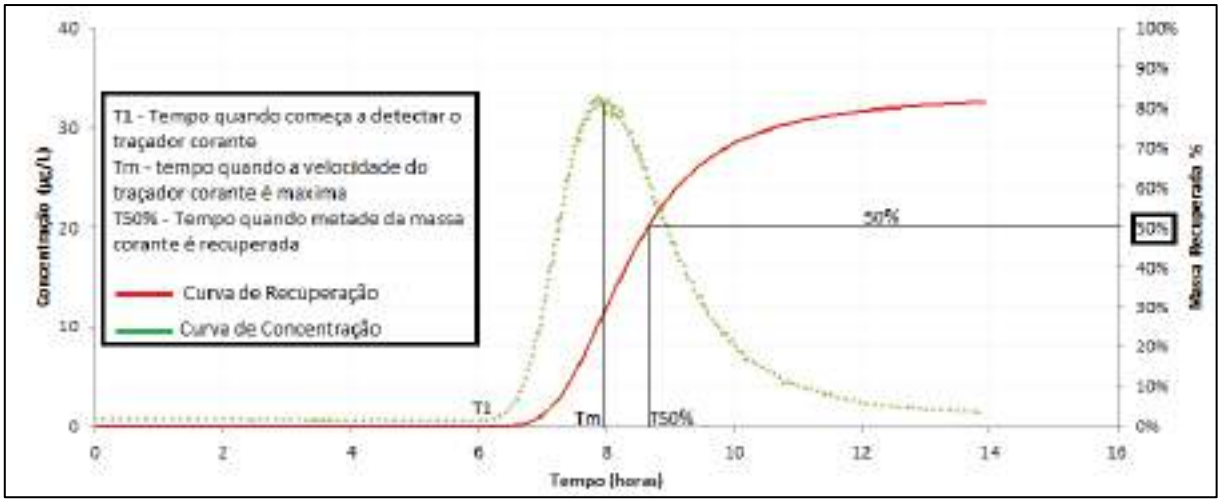
4.1 Massa recuperada

A partir dos valores de concentração, são plotadas as curvas de concentração (BTC) representadas em termos de concentração (C) versus tempo (t), conforme exemplificado na Figura 26. A massa recuperada (Mr) é derivada por meio de amostragem contínua da concentração do traçador corante e da vazão do sistema cárstico. Essa massa recuperada é calculada integrando o produto da vazão de

descarga (Q) e da concentração (C) ao longo do tempo (t), conforme a Equação 2 (GOLDSCHEIDER e DREW, 2007), ou utilizando softwares computacionais como o Qtracer2 (FIELD, 2002). (Equação 2)

$$Mr = \int_{t=0}^{\infty} (\mathrm{C(t)} \cdot \mathrm{Q(t)})\mathrm{dt}$$

Figura 26 - Modelo de curva de concentração e recuperação de traçador fluorescente e tempos de chegada do traçador.



Fonte: o autor

Para interpretar corretamente a curva de concentração, é essencial medir a vazão nos pontos de injeção e monitoramento, como ilustrado na Figura 27. Esses parâmetros são fundamentais para calcular tanto a massa recuperada quanto a curva de concentração (BTC).Os dados de vazão foram coletados utilizando o medidor acústico de vazão Flowtracker, fabricado pela Sontek/YSI, que emprega a tecnologia ADV® (Velocímetro Acústico Doppler) (SONTEK, 2007). Durante a medição, uma fita métrica foi estendida para registrar a localização da estação e a profundidade da água em cada ponto vertical. As medições das velocidades em diferentes profundidades foram conduzidas para determinar a velocidade média, utilizando o método da Meia-Seção (Mid Section) para calcular a vazão.

Figura 27 - Medições discretas de vazão utilizando o dispositivo FlowTracker. Durante a estação chuvosa na caverna Extrema (A), e durante a estação seca na Gruta da Tarimba, em Mambaí, Goiás (B).



Fotos do autor.

4.2 Qualidade da recuperação do traçador (A_i)

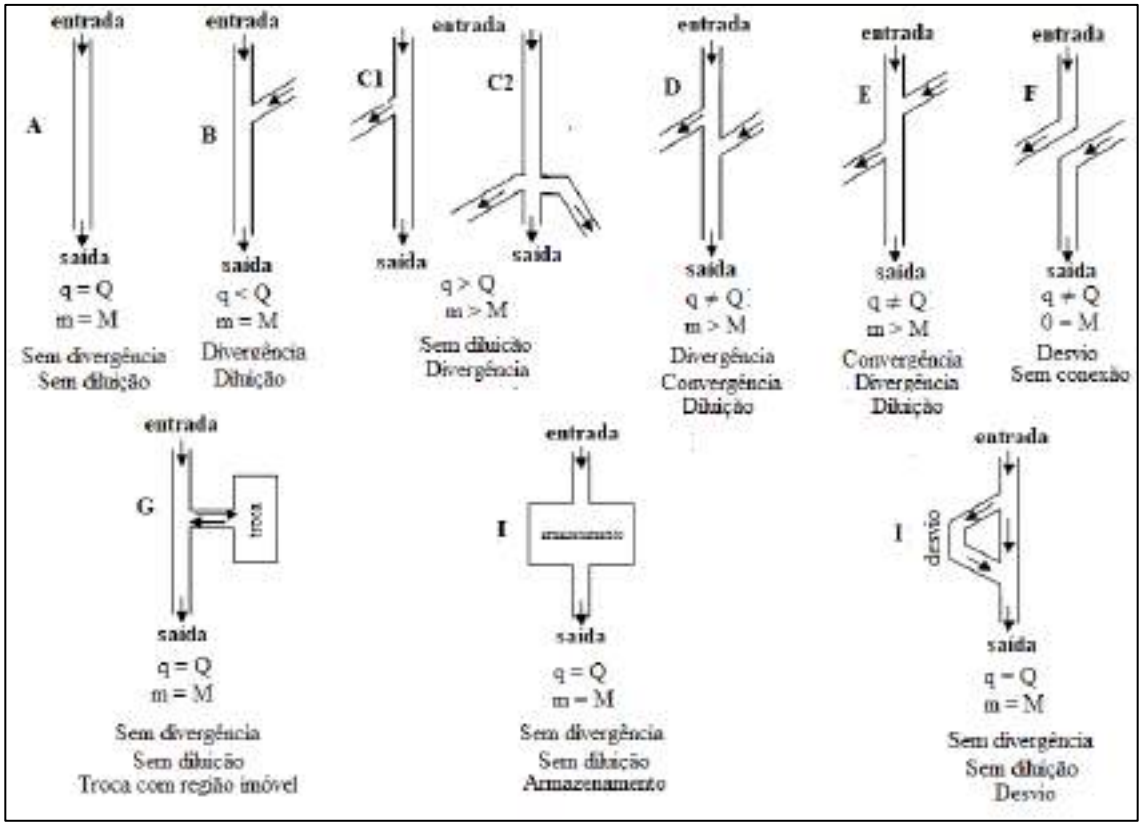
lise das curvas de concentração e recuperação oferece insights valiosos sobre os parâmetros hidráulicos entre os pontos de inserção e monitoramento (FIELD, 2002). É possível alcançar uma resolução mais precisa das redes de condutos cársticos, como ilustrado na Figura 28, ao considerar os dados de vazão e a quantidade de massa injetada no ponto de inserção, comparando-os com a massa recuperada e a descarga nos pontos de monitoramento (BENISCHKE et al., 2007).A qualidade da recuperação do traçador após o teste pode ser avaliada pelo índice Ai, proposto pela equação de Sukhodolov et al. (1997, citado em Field, 1999). Este índice é calculado com base na relação entre a massa do traçador corante injetada (Mi) durante o experimento e a massa total recuperada (Mr), conforme apresentado na Equação 3:

(Equação 3):

$$Ai = \frac{Mi - Mr}{Mi}$$

Quando o valor do índice Ai é igual a zero, significa que toda a massa injetada foi recuperada. Por outro lado, valores positivos indicam que a massa recuperada foi menor do que a injetada, sugerindo perda do traçador para outras rotas ou oscilações nas vazões que não foram consideradas nos cálculos. Por outro lado, valores negativos de Ai indicam que a massa recuperada foi maior do que a injetada, o que pode ser explicado por uma possível contaminação ou problemas na determinação das medidas de vazão.**Figura 28** - Configuração da rede de condutos subterrâneos e o

movimento do traçador corante entre os locais de injeção e monitoramento, onde, ‘Mi’ representa a massa injetada, ‘’Mr’’ representa a massa recuperada, ‘’q’’ é a vazão no ponto de injeção e ‘’Q’’ é a vazão de descarga.



Fonte: Atkinson et al. (1973); Gaspar (1987); Goldscheider e Drew (2007) (adaptado pelo autor)

4.3 Tempo médio de trânsito (T_m)

O tempo médio de trânsito (Tm) representa o tempo médio necessário para que a nuvem de corante percorra a distância entre o ponto de injeção e o ponto de amostragem. Devido à dispersão do corante no aquífero, o tempo necessário para que 50% da massa de corante seja recuperada é utilizado para calcular o Tm (FIELD, 2002). Esse parâmetro é determinado pela média do tempo de pico (Tp) e do tempo necessário para que 50% da massa de corante seja recuperada (T50%).

4.4 Velocidade média aparente

A velocidade média aparente pode ser calculada usando a Equação 4, na qual (d) representa a distância reta entre o ponto de injeção e o ponto de detecção, e o tempo necessário para recuperar metade da massa de corante (T50%). É importante ressaltar que este parâmetro (V) não considera a trajetória real do fluxo, sendo apenas uma velocidade aparente, mas que pode fornecer uma boa aproximação da velocidade média do fluxo (GOLDSCHEIDER et al., 2008). Os valores calculados assumem uma trajetória retilínea do fluxo entre o ponto de injeção e o ponto de monitoramento, e, portanto, a velocidade real deve ser maior do que a velocidade aparente calculada pela equação (PESSOA, 2005).

(Equação 4)

$$V = \frac{d}{\mathrm{T50\%}}$$

4.5 Sinuosidade da rota de fluxo

Worthington (1991) propôs o uso de um fator adimensional de sinuosidade (S) que varia entre 1,3 e 1,5 para auxiliar na estimativa da sinuosidade de condutos cársticos. O fator de sinuosidade é uma variável que possibilita estimar a distância real percorrida pela água nos condutos cársticos. Através da utilização de ferramentas de geoprocessamento, medindo-se a distância real em linha reta do ponto de injeção até o ponto de monitoramento, dividida pela distância real do conduto, foi possível calcular esse fator de forma mais precisa e adequada para a área de estudo. No caso mencionado, o valor adotado de 1,15 (com base na Equação 5) foi utilizado para estimar a distância percorrida pela água (XS), onde (d) corresponde à distância retilínea entre o ponto de injeção e detecção (em metros), e (S) é o fator de sinuosidade adotado (1,15).

(Equação 5)

$$X_S = S.d$$

Com o valor obtido de X_S, foi possível obter uma aproximação da velocidade real do fluxo no sistema, substituindo na Equação 4, o valor de d por X_S.

4.6 Volume do aquífero para a rota investigada

A quantidade de massa recuperada na rota investigada, com base nos dados de descarga no ponto de detecção, pode ser utilizada para obter uma estimativa aproximada do volume de água presente nessa rota (GENTHNER, 2001).

O volume (V) da rota de fluxo pode ser estimado através da Equação 6, adaptada de Atkinson et al. (1973), utilizando os valores de vazão do ponto de inserção (q), a porcentagem de massa recuperada (MR) e o tempo médio de residência do traçador (Tm).

(Equação 6)

$$V = q.\frac{Mr}{Mi}.{}^{\mathrm{T}}{}_{\mathrm{m}}$$

4.7 Área da seção transversal do conduto

Com base no pressuposto de que o conduto em análise seja freático (FIELD, 1999), a Equação 7, proposta por Field (2002b), é utilizada para estimar a área média da seção transversal do conduto.

Essa estimativa leva em consideração o volume da rota investigada (V em L^3) e a distância sinuosa entre o ponto de inserção e o monitoramento (Xs em metros).

(Equação 7)

$$A = \frac{V}{Xs}$$

4.8 Diâmetro do conduto

A partir da área média da seção transversal do conduto A (L^2), é possível estimar o diâmetro do conduto investigado (Dc), considerando que o conduto seja cilíndrico, por meio da Equação 8.

(Equação 8)

$$Dc = 2\sqrt{\frac{A}{\pi}}$$

CAPÍTULO 4.

Revista Brasileira de Geografia Física

ISSN:1984-2295

Homepage:https://periodicos.ufpe.br/revistas/rbgfe

Uso de Traçadores Corantes Fluorescentes na Identificação de Rotas de Fluxo Subterrâneas em Sistemas Cársticos: Panorama de Estudos no Brasil

Matheus Santiago Vieira[1], André Silva Tavares[2], Rogério Elias Soares Uagoda[3]

[1] Mestrando no Programa de Pós-Graduação em Geografia. Instituto de Ciências Humanas. Departamento de Geografia, Universidade de Brasília. Campus Darcy Ribeiro, Asa Norte ,CEP: 70297-400, Brasília (DF), Brasil, Tel (+55 61) 998255156, e-mail: teumice@gmail.com. ORCID 0000-0002-9492-1278
[2] Doutorando no Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas. Instituto de Geociências (IG), Campus Darcy Ribeiro, Asa Norte, CEP: 70.910.970, Brasília (DF), Brasil, Tel (+55 35) 991721675, e-mail: andresttavares@gmail.com. ORCID 0000-0002-7099-8916
[3] Doutor em Ciências. Professor Associado I do Departamento de Geografia. Instituto de Ciências Humanas. Universidade de Brasília. Campus Darcy Ribeiro, Asa Norte ,CEP: 70297-400, Brasília (DF), Brasil, Tel (+55 61) 995898585, e-mail: rogeriouagoda@unb.br. ORCID 0000-0002-9448-1313
*Parte da dissertação de mestrado do primeiro autor.

Artigo submetido em 10/07/2023

R E S U M O
O transporte de poluentes por condutos subterrâneos em aquíferos cársticos é uma preocupação crescente, visto que danos ambientais irreversíveis podem ser ocasionados, como a perda da biodiversidade aquática e a contaminação dos recursos hídricos subterrâneos. Para a identificação e avaliação, por exemplo, da origem e destino dos contaminantes e as interações entre fluxos superficiais e subterrâneos (conexões subterrâneas, direção de fluxo), os traçadores corantes fluorescentes, são amplamente usados. Logo, este trabalho teve como objetivo apresentar uma revisão sobre a evolução metodológica do uso de traçadores corantes nos sistemas cársticos e os principais avanços desses estudos no Brasil. Para atingir esse objetivo, foi realizado uma pesquisa bibliográfica sobre a temática contemplando diversos livros, periódicos, teses e dissertações, nacionais e internacionais. Para os estudos no Brasil, foram selecionados os periódicos publicados nos últimos 10 anos, disponíveis no Portal Periódicos CAPES, base Web of Science e Google Scholar. Como resultado, foi possível identificar os avanços de novos instrumentos de campo e laboratoriais, softwares de modelagem específicos, e novos traçadores corantes. Para os estudos no Brasil, observou-se um crescimento no número de pesquisas na série histórica explorada, aos quais, possibilitaram uma melhor compreensão do comportamento hidrodinâmico dos sistemas cársticos, como a identificação dos limites cársticos e na identificação e quantificação de contaminantes.
Palavras-chave: fluxo subterrâneo, traçadores fluorescentes, contaminação.

Use of Fluorescent Color Tracers in the Identification of Underground Flow Paths in Karstic Systems: Overview of Studies in Brazil

A B S T R A C T
The transport of pollutants through underground conduits in karst aquifers is of growing concern, as irreversible environmental damage can be caused, such as the loss of aquatic biodiversity and the contamination of groundwater resources. For the identification and assessment of, for example, the origin and fate of contaminants and the interactions between surface and subsurface flows (subsurface connections, flow direction), fluorescent dye tracers are widely used. Therefore, this work aimed to present a review on the methodological evolution of the use of dye tracers in karstic systems and the main advances of these studies in Brazil. To reach this objective, bibliographic research on the theme was carried out, including several books, periodicals, theses, dissertations in national and international context. For the studies in Brazil, we selected the journals published in the last 10 years, available at the CAPES Periodicals Portal, Web of Science and Google Scholar databases. As a result, it was possible to identify the advances of new field and laboratory instruments, specific modeling software, and new dye tracers. For the studies in Brazil, an increase in the number of research in the explored historical series was observed, which enabled a better understanding of the hydrodynamic behavior of karst systems, such as the identification of karst limits and the identification and quantification of contaminants.
Keywords: subsurface flow, fluorescent tracers, contamination.

5.1 Introdução

O carste é uma forma de relevo caracterizada pela presença de rochas permeáveis e porosas, como calcários e dolomitos, que sofrem dissolução química, resultando na formação de feições geomorfológicas distintas, com sistemas de drenagem predominantemente subterrâneos (Ford e Williams, 1989). Cerca de 20% da superfície terrestre do planeta é composta por formações cársticas (Ford e Williams, 2007) abrigando aproximadamente 16% da população global, (Goldscheider et al., 2020), onde, cerca de 9% da população depende diretamente dos recursos hídricos subterrâneos para suas atividades (Stevanovič, 2015).

Esses ambientes são altamente anisotrópicos e heterogêneos, criando redes complexas de condutos subterrâneos e cavernas, com capacidade de circulação ou armazenamento de água subterrânea (Gillieson, 1996; Karmann, 2001; Piló, 2000; Piló e Auler, 2011, Assunção et al., 2023). Os condutos são caracterizados por fluxos turbulentos e rápidos, que podem ter sua origem pela captura de drenagens superficiais (sumidouros) para os sistemas de água subterrânea ou pela presença de dolinas e entrada de cavernas

(Gutiérrez et al., 2014; Hartmann et al., 2014). Consequentemente, essa dinâmica facilita o transporte de vários tipos de contaminantes, como compostos orgânicos industriais, herbicidas, sedimentos, inseticidas, vírus, bactérias e metais pesados, para os aquíferos. Infelizmente, devido à natureza complexa e rápida dos fluxos nesses sistemas cársticos, a capacidade de remediação desses contaminantes é bastante limitada (Müll et al., 1988; Drew e Hötzl, 1999, Ren, 2023).

Uma das formas de estudar a distribuição, o comportamento e as características das rotas de fluxo subterrâneas em condutos cársticos, consistem na aplicação de métodos de investigação hidrogeológica, como o uso de traçadores (Smart e Smith, 1976; Müll et al., 1988; Ford e Williams, 2007, Benischke, 2021). Os traçadores podem ser classificados em naturais e artificiais, sendo os corantes fluorescentes destacados devido às suas características consideradas ideais. Esses corantes apresentam baixa toxicidade, propriedades conservadoras (ou seja, não reagem ou se degradam significativamente no meio) e possuem um baixo limite de detecção (Smart e Laidlaw, 1977; Field, 2002b).

Por meio de métodos qualitativos e quantitativos, os traçadores corantes fluorescentes, possibilitam: (1) identificar conexões através da rede de condutos entre fluxos superficiais e subterrâneos, e consequentemente, a origem ou destinação de contaminantes; (2) delimitar os limites da bacia hidrográfica subterrânea e através de métodos quantitativos, (3) auxiliam na estimativa de propriedades estruturais (diâmetro, volume, área da seção transversal) de condutos subterrâneos e de parâmetros hidrodinâmicos (velocidade média da rota de fluxo, tempo médio de trânsito, velocidade máxima) (Atkinson e Smart, 1981; Smart, 1988; Müll et al., 1998; Field, 2002b; Goldscheider e Drew, 2007; Goldscheider, 2009; Benischke, 2021).

Nesse contexto, este estudo teve como objetivo realizar uma revisão bibliográfica sobre o uso metodológico de traçadores corantes fluorescentes em sistemas cársticos e as principais contribuições na última década no Brasil. Este estudo integra parte da dissertação de mestrado do primeiro autor.

5.2 Metodologia

O presente estudo consistiu na compilação dos principais autores que abordaram os estudos com traçadores corantes fluorescentes em sistemas cársticos. O material bibliográfico consultado consistiu em livros, periódicos e demais trabalhos científicos. Para estudos no Brasil, recorreu a periódicos publicados, sendo consultadas as bases disponíveis no Portal Periódicos CAPES e base Web of Science. As palavras-chave utilizadas na busca desses periódicos foram: tracers - traçadores; dye - corantes; fluorescent - fluorescente; hidrology - hidrologia; karst - carste; Brazil - Brasil; South America - América do Sul.

5.3 Resultados e Discussão

5.3.1 Traçadores e suas classificações

O traçador pode ser definido com uma substância capaz de ser transportada pela água no estado sólido ou dissolvido, afim, de obter informações sobre a direção e circulação das águas subterrâneas (Käss, 1998; Benischke, et al., 2008). Klimchouk et al. (2000) ressaltam que os traçadores possuem uma importância histórica significativa, uma vez que esses estudos foram responsáveis pelo desenvolvimento dos primeiros conceitos e considerações sobre as bacias hidrográficas subterrâneas. Essa abordagem permitiu a compreensão de sistemas integrados de fluxo hidrológico superficial e subterrâneo, em vez de considerá-los separadamente.

Nesse sentido, Goldscheider (2005) enfatiza que a combinação de técnicas de traçadores com observações geológicas e hidrológicas se tornou uma ferramenta poderosa para estudar a circulação da água subterrânea, especialmente em ambientes cársticos, onde a rede de condutos desempenha um papel crucial.

De maneira geral, os traçadores podem ser classificados em naturais e artificiais. Os traçadores naturais são compostos que ocorrem naturalmente no sistema em análise, como isótopos ambientais e radioativos, microrganismos e bacteriófagos. Por outro lado, os traçadores artificiais consistem em substâncias introduzidas intencionalmente em experimentos controlados em sistemas hidrológicos, como corantes fluorescentes, sais, microesferas fluorescentes sintéticas e partículas (Leibundgut e Seibert, 2011).

Devido possuírem propriedades desejáveis para investigações hidrológicas, os corantes fluorescentes, são os traçadores artificiais mais utilizados para estudar o movimento de água subterrânea na rede de condutos cársticos (Smart, 1988; Field et al., 1995; Käss, 1998; Benischke, 1989). Em geral, possuem limites de detecção extremamente baixos, exigindo uma pequena quantidade de injeção; são altamente solúveis em água e apresentam baixa toxicidade, além de comportamento essencialmente conservador (Goldscheider, 2015).

Conforme observado na Tabela 1, cada traçador corante fluorescente apresenta espectros

de fluorescência específicos, correspondentes aos seus comprimentos de onda de excitação e emissão, que variam na faixa de visibilidade da luz entre os comprimentos de onda ultravioleta e infravermelho mais altos (350-750 nm) (Müll et al., 1988; Alexander e Quinlan, 1996) e devido à semelhança na nomenclatura, essas substâncias são diferenciadas pelo número CAS (Colour Index).

Tabela 1 – Principais traçadores corantes fluorescentes utilizados em estudos hidrogeológicos

Traçador	Excitação Máxima (nm)	Emissão Máxima (nm)	Número (CAS)	Intensidade Fluorescente (%)	Limite de Detecção (µg/l)	Sorção
Fluoresceína Sódica	492	513	518-47- 8	100	0,002	Muito Baixa
Eosina	512	536	17372-87-1	18	0,001	Baixa
Rodamina B	555	582	81-88-9	60	0,006	Forte
Rodamina-WT	558	583	37299-86-8	25	0,006	Moderado
Sulforodamina G	535	555	5873-16-5	14	0,005	Moderado
Sulforodamina B	560	584	3520-42-1	30	0,007	Moderado
Tinopal CBS-X	355	435	54351-85-8	60	0,01	Moderado
Tinopal 5BM GX	-	-	12224-01-0	-	-	-
Phorwite BBH Puro	349	439	4404-43-7	20	-	-
Flavina Difenil Brilhante 7GFF	415	489	61725-08-4	-	-	-
Lissamina Flavina FF	422	512	2391-30-2	1,6	-	-
Piranina	460/407	512	6358-69-6	18 pH>7/ 6 pH <4,5	-	-
Amino-G	359	459	86-65-7		-	-
Naftionato de Sódio	325	420	-	18	0,007	Baixo

Fonte: Leibundgut e Seibert (2011). Adaptado pelos autores.

5.3.2 Breve histórico sobre o uso de traçadores corantes fluorescentes

A utilização de traçadores em estudos hidrogeológicos possui uma história longa, remontando a mais de 2.000 anos atrás, quando uma experiência foi conduzida para investigar a conexão hidrológica entre nascentes e sumidouros do Rio Jordão, localizado na fronteira entre Jordânia e Israel. Em 1871, ocorreu um marco com a invenção do primeiro corante confiável e solúvel, conhecido como fluoresceína sódica/uranina, que foi amplamente utilizado em estudos de pesquisa hidrogeológica na Europa Oriental e, posteriormente, na América do Norte (Käss, 1988). Por sua vez, os primeiros experimentos utilizando traçadores corantes fluorescentes foram realizados para identificar redes de condutos subterrâneos em cavernas na França, investigar a conexão entre o sumidouro do rio Danúbio e a fonte cárstica de Aach na Alemanha, estudar surgências na Iugoslávia e delimitar bacias hidrogeológicas na região cárstica da Caverna de Mammoth, em Kentucky, Estados Unidos (Quinlan e Evers, 1989).

No entanto, as primeiras aplicações eram limitadas devido ao uso de métodos volumosos que exigiam a injeção de grandes quantidades de corante e dependiam exclusivamente da observação visual para detectar a presença do traçador. Em 1877, na Alemanha, foi realizada a primeira tentativa de teste quantitativo, utilizando traçadores como: óleo de xisto, cloreto de sódio (NaCl) e fluoresceína sódica no sumidouro do rio Danúbio. A detecção quantitativa ocorreu por meio da elaboração de curvas de concentração em função do período monitorado (Käss, 1998). Posteriormente, foram desenvolvidos detectores passivos compostos por pequenas bolsas de malha feitas de carvão ativado granular, que permitiam a adsorção do corante fluorescente (Dunn, 1957) e a posterior eluição do material adsorvido (Jones, 1984a).

A partir da década de 60, o avanço tecnológico e a era da computação trouxeram melhorias significativas para as técnicas de traçadores fluorescentes (Smart e Laidlaw, 1977; Käss, 1998; Smart et al., 1998). Progressos significativos nas técnicas de fluorimetria, com o desenvolvimento de fluorímetros de campo e de laboratório mais precisos (Auler e Stevanovič, 2020), assim como uma maior variedade de instrumentos fluorimétricos disponíveis. Isso inclui espectrofotômetros convencionais capazes de análise espectral nos comprimentos de onda visível (VIS) e ultravioleta (UV) e espectrofluorômetros com capacidade de varredura (Benischke 2020).

Nesse sentido, ressaltasse também o desenvolvimento dos instrumentos fluorimétricos, com capacidade de medição contínua em campo, como os fluorímetros de campo (por exemplo, GGUN-FL30), os submersíveis (modelo GGUN-FL24) (Schnegg, 2002) permitindo a medição das curvas de concentração em função do tempo do traçador (BTC - The breakthrough curve), os fluorímetros portáteis (modelo AquaFluor – TurnerDesigns), de equipamentos laboratoriais com o espectrofotômetro de fluorescência (HITACHI, modelo F-2700), além de um fluorímetro baseado na adaptação de um telefone celular (Hossain et al., 2014). Além disso, novos traçadores fluorescentes com comprimentos de onda no espectro ultravioleta (UV), como o naftionato de sódio, amino-G, tinopal e branqueadores ópticos possibilitaram ensaios que não comprometessem a qualidade estética da água, sendo útil para estudos em locais de abastecimento populacional (Meus et al., 2014).

Recentemente, outra importante inovação, foi o desenvolvimento de softwares de modelagem específicos, criados para auxiliar na interpretação das BTC. Esses softwares incluem: o CXTFIT (Toride et al., 1999), QTRACER2 (Field, 2002b), EHTD (Field, 2003a), CXTFIT com extensão EXCEL (Tang et al., 2010) e TRAC (Gutierrez et al., 2013). Por meio de modelos analíticos, essas ferramentas computacionais possibilitam estimar diversos parâmetros hidrodinâmicos, como a velocidade média de fluxo e a recuperação de massa do traçador, e as características estruturais da rede de condutos subterrâneos, como volume e diâmetro (Field, 1999; 2002b).

5.3.3 Procedimentos metodológicos no uso de traçadores fluorescentes em sistemas cársticos

Ao planejar um ensaio com traçadores fluorescentes é essencial obter informações sobre dados hidrológicos, climáticos, hidroquímicos e geológicos, bem como o contexto legal, regulamentar e administrativo das propriedades privadas envolvidas (Benischke, 2021). Assim, é necessário seguir algumas etapas importantes para melhor execução dos ensaios, como: a) escolha dos locais de injeção e monitoramento; b) escolha do tipo de traçador: c) medição da fluorescência natural (background); d) escolha do tipo de amostragem e análise; e e) instrumentação e modelos analíticos (Figura 1).

Conforme observado na Figura 1, no experimento, é realizado o processo de injeção instantânea do traçador corante fluoresceína sódica em um sumidouro. Acredita-se que um conduto subterrâneo conecte o sumidouro com a ressurgência a jusante. Para detectar a presença do traçador, são utilizados detectores passivos e instrumentos de medição de campo, como os fluorímetros, além de espectrofotômetros laboratoriais.

5.3.4 Definição dos pontos de injeção e amostragem

Os locais de injeção e monitoramento envolvem diversas feições do relevo cárstico, devendo levar em consideração os objetivos do estudo e as características hidrológicas do local. Esses locais geralmente são sumidouros, cavernas, dolinas, poços tubulares, surgências e nascentes cársticas

5.3.5 Definição do tipo de traçador

Para a escolha dos tipos de traçadores corantes, estão disponíveis diversos tipos de substâncias, cada uma com suas características e propriedades específicas. A escolha adequada do traçador depende das características do sistema cárstico, das propriedades desejadas (como tempo de detecção, solubilidade, visibilidade) e dos objetivos do estudo. Desse modo, a metodologia com traçadores fluorescentes envolve a adição controlada de uma quantidade mensurável de corante em um fluxo de água turbulento. A quantidade de massa corante utilizada, pode variar desde gramas até quilogramas, sendo estimada por equações empíricas ou ferramentas computacionais. Desse modo, depende de diversas variáveis que envolvam a diluição do traçador, como: a distância entre o local de injeção e o ponto de monitoramento e dados de vazão e descarga do sistema cárstico (Müll et al., 1988; Käss, 1998; Field, 2002b).

Em relação ao método de injeção, existem

dois tipos que podem ser utilizados: injeção constante e injeção instantânea. No método de injeção constante, é necessário empregar um injetor automático para garantir um fluxo contínuo durante a introdução do traçador corante. Por outro lado, no método de injeção instantânea, o traçador é inserido diretamente no fluxo turbulento da água, sendo considerado o mais adequado para obter parâmetros hidrodinâmicos e estruturais do conduto investigado (Genthner, 2001).

Figura 1 – Ilustração metodológica da aplicação, detecção e análise do uso de traçadores corantes fluorescentes na identificação de condutos subterrâneos ativos em um sistema cárstico.

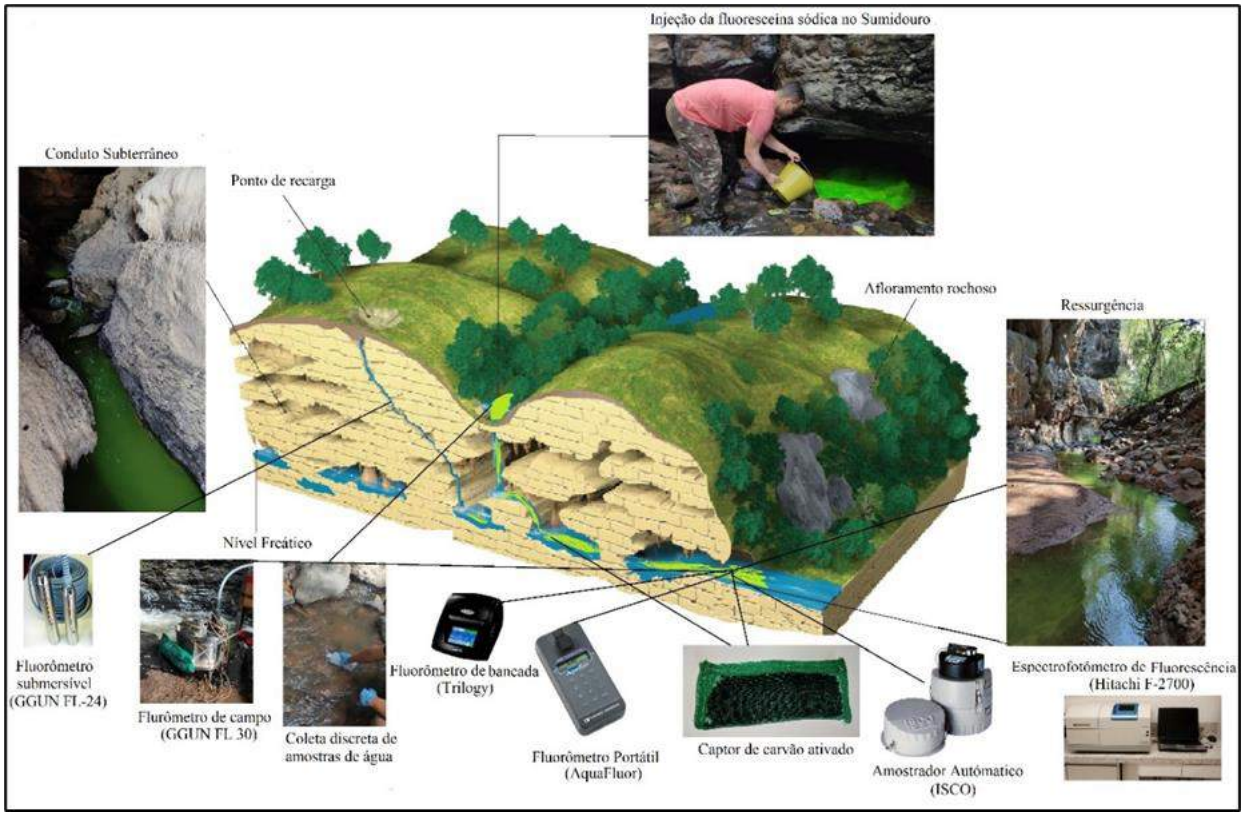


Figura 1 – Ilustração metodológica da aplicação, detecção e análise do uso de traçadores corantes fluorescentes na identificação de condutos subterrâneos ativos em um sistema cárstico.

5.3.6 Background

Uma etapa importante na execução dos testes com traçador corante, é realizar medições da fluorescência natural do fluxo de água do local de monitoramento. Esse procedimento é chamado de background e serve para identificar a fluorescência natural da água, que é causada pela presença de matéria orgânica e sedimentos suspensos. A realização dessa etapa é crucial, uma vez que a fluorescência natural tem o potencial de interferir nos resultados do monitoramento com os traçadores corantes, levando a resultados falso-positivos (Müll et al., 1988).

5.3.7 Definição do tipo de amostragem

Existem três possibilidades de métodos de amostragem com traçadores corantes fluorescentes, sendo eles: a amostragem integrativa, discreta e contínua (Benischke et al., 2007). O método de amostragem integrativa, também conhecido como qualitativo, foi o primeiro a ser utilizado para detecção de traçadores fluorescentes e foi desenvolvido por Dunn (1957). Nesse método, detectores passivos, constituídos de pequenas bolsas de malha (nylon) contendo carvão ativado granular de coco, são inseridos no fluxo de água. As moléculas dos corantes fluorescentes são adsorvidas e retidas pelo carvão ativado e após a amostragem, os detectores são eluidos com uma solução apropriada.

Uma solução comumente utilizada é a proposta por Jones (1984a), que consiste em uma

mistura de hidróxido de potássio (5%) e álcool etílico (95%) para extrair a fluoresceína sódica, por exemplo. Em seguida, as substâncias extraídas são analisadas por instrumentos fluorimétricos, como espectrofotômetros, que medem a intensidade da energia eletromagnética em diferentes comprimentos de onda de luz em uma região específica, incluindo a ultravioleta, visível e infravermelho próximo. Esse método apresenta como vantagem a capacidade de monitorar vários pontos a baixo custo, sendo em alguns casos a única opção em locais de difícil acesso (Goldscheider et al., 2008).

A amostragem discreta consiste na coleta de amostras de água em determinados intervalos de tempo, de forma manual ou através de amostradores automáticos, e posteriormente na interpretação laboratorial, resultando em uma série de dados temporais de concentração. Desse modo, são realizadas análises semi-quantitativas por meio de instrumentos fluorimétricos laboratoriais gerando dados de concentração em função do tempo. A vantagem deste método está na possibilidade de reproduzi-lo em diversos locais. A desvantagem consiste na necessidade de uma equipe suficiente de pessoas quando realizado coletas discretas e na instalação de amostradores automáticos quando medição contínua (Benischke et al., 2007).

A amostragem contínua ou quantitativa consiste em medir a concentração do traçador corante fluorescente utilizando instrumentos fluorimétricos de campo, o que proporciona dados com alta resolução temporal (de segundos a minutos) e em concentrações em partes por milhão, bilhão e trilhão (Smart, 2005; Goldscheider et al., 2008). Esse método é o mais econômico, pois substitui amostradores automáticos e não requer intervenção de um operador por dias ou semanas (Barckzewski et al., 1996).

5.3.8 Estimativa de parâmetros hidráulicos e estruturais

O resultado principal de um ensaio quantitativo é a obtenção da curva de concentração, também conhecida como Breakthrough curve (BTC), que representa o comportamento do traçador ao longo da rota de fluxo investigada. As BTCs podem ser unimodais, apresentando um único pico de concentração, o que indica uma única rota de fluxo subterrâneo, ou também, que sejam multimodais, exibindo dois ou mais picos de concentração, o que indica a presença de múltiplas rotas de fluxo subterrâneo (Atkinson et al. 1973; Gaspar, 1987; Goldscheider e Drew, 2007).

A análise da curva de concentração é realizada pelo método dos momentos (Field, 1999; 2002b), que descreve a passagem do traçador em tempos decorridos após a injeção do corante. A curva de concentração é composta por pontos que representam a concentração do traçador em diferentes momentos de tempo, sendo os principais pontos analisados: T0 (tempo de injeção), T1 (tempo de primeira detecção ou velocidade de fluxo máxima), Tp (tempo de pico de concentração ou velocidade de fluxo dominante), Tc (tempo de centroide de concentração ou velocidade de fluxo efetiva), T50 (tempo médio, tempo de recuperação de 50% ou velocidade média) e Te (tempo de término do período de observação), conforme observado na Figura 2. A curva de recuperação que exprime a quantidade de traçador que passou pelo ponto monitorado é obtida através dos dados da concentração do traçador e dos valores de descarga medidos no local de monitoramento (Goldscheider, 2009; Benischke et al., 2007).

Benischke et al., (2021) destaca que a hora da primeira detecção e a hora do pico de concentração são importantes na avaliação dos riscos de contaminação dos recursos hídricos, tendo em vista que muitos desses locais são utilizados para abastecimento de água. Ainda segundo o autor, dependendo das condições de fluxo, ocorre uma grande variação de tempos de trânsito variando de alguns metros por hora até centenas de metros.

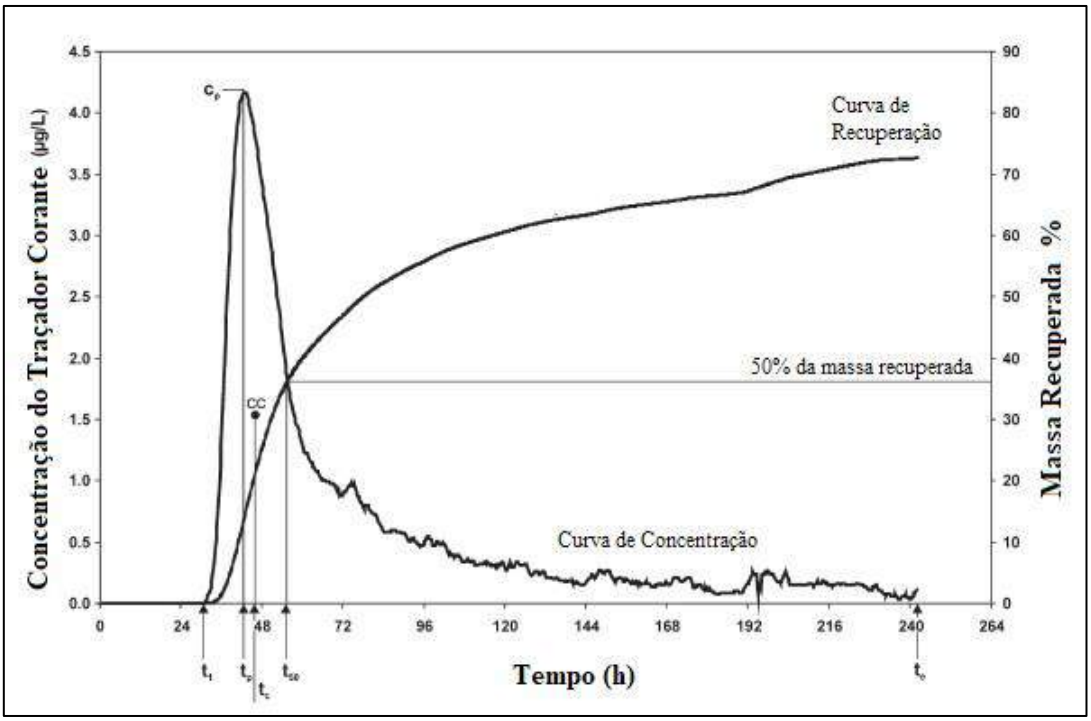
Através da análise da BTC, juntamente com dados de vazão, descarga e da distância linear entre o ponto de injeção e o local de monitoramento, é possível obter informações importantes sobre o sistema em estudo, como a estrutura da rede cárstica, tempos e velocidades de viagem e parâmetros de dispersão. Conforme Field (2002b), os parâmetros estruturais da rede cárstica, incluem, por exemplo, o volume do aquífero, a sinuosidade da rota de fluxo, a área da seção transversal, o diâmetro e a profundidade do conduto. Por outro lado, os parâmetros hidrodinâmicos incluem, a dispersão longitudinal, o tempo médio de residência, a velocidade média do traçador e a diluição do traçador. Além disso, também é possível obter informações sobre as características do transporte de contaminantes, como dispersividade, retardo e degradação (Smart, 1988).

Uma avaliação adequada da BTC pode ser realizada através de modelos matemáticos, formulados com base em um modelo conceitual adequado (Benischke et al., 2021). O modelo Advecção-Dispersão (AD) é o mais simples e assume que a advecção (transporte do soluto com a água subterrânea) e a dispersão (difusão do soluto devido a heterogeneidades do meio) são as

principais forças que governam o transporte do soluto. O modelo 2RNE (Two-region nonequilibrium) leva em conta o fato de que o soluto pode ficar retido em regiões de baixa permeabilidade e não se mover com a água subterrânea, enquanto o modelo MDP-2RNE (Multi-double porosity with two-region nonequilibrium) considera a presença de porosidades duplas no meio poroso.

Esses modelos são calibrados com os dados experimentais obtidos das curvas de concentração e recuperação e, a partir disso, são estimados os parâmetros hidrodinâmicos e estruturais do sistema subterrâneo, como a velocidade média de fluxo, dispersividade, tempo de trânsito, volume e área da seção transversal do conduto subterrâneo, entre outros. Essas estimativas são úteis para o entendimento do comportamento do fluxo de água e solutos subterrâneos, permitindo a avaliação do risco de contaminação do aquífero e o planejamento adequado do gerenciamento dos recursos hídricos subterrâneos (Assunção, 2021).

Figura 2 - Análise de uma curva de concentração (BTC) e recuperação de um traçador corante



Fonte: Benischke et al. (2007): Cp (Concentração do Pico), T0 (tempo de injeção), T1 (tempo de primeira detecção), Tp (tempo de pico de concentração), Tc (tempo de centroide de concentração), T50 (tempo médio, tempo de recuperação de 50%), Te (tempo de término do período de observação). Adaptado pelo autor.

5.4 Estudos com traçadores fluorescentes em sistemas cársticos no Brasil

Os estudos que utilizaram a metodologia com traçadores fluorescentes em sistemas cársticos no Brasil desempenharam um papel crucial na compreensão do funcionamento dos sistemas de circulação de água subterrânea do carste e na remediação de contaminantes nesses ambientes. Essas pesquisas têm fornecido subsídios valiosos para o desenvolvimento de estratégias de conservação desses sistemas, que são altamente sensíveis à contaminação das águas subterrâneas.

Nesse sentido, as primeiras experiências com traçadores fluorescentes no sistema cárstico brasileiro, ocorreram em 1973, por um grupo de espeleólogos do Grupo Opiliões, onde, utilizaram os traçadores corantes, rodamina-WT e a fluoresceína sódica, para comprovar a conexão hidrológica entre duas cavernas no sistema-cárstico Angélica-Bezerra, em São Domingos, Goiás. No mesmo ano, realizaram também experiências com a fluoresceína sódica no sistema Pérolas-Santana, São Paulo, comprovando a ligação entre as duas cavernas. Em 1975, novos experimentos foram empregados na Gruta das Areia e Laboratório, em Goiás, utilizando o traçador corante fluoresceína sódica (Ayub, 1998).

Durante a década de 80 e 90 ocorre a realização de trabalhos científicos marcando o início de uma nova fase na utilização de traçadores corantes para o estudo de sistemas de cavernas ativas e aquíferos cársticos. Estes estudos foram realizados nas regiões cársticas carbonáticas do

Vale do Ribeira em São Paulo, de Lagoa Santa, Montes Claros e do Alto São Francisco, em Minas Geais (Slavec, 1976; Silva, 1984; Auler, 1994; Ayub, 1998; Genthner, 2001; 2003; Pessoa, 2005 e Freitas, 2009). Na Figura 3, é apresentada a localização geográfica de todos os estudos que foram realizados com traçadores corantes fluorescentes em sistemas cársticos no Brasil no período de 1976 a 2023.

De acordo com os objetivos e o recorte temporal definido neste estudo, a pesquisa realizada nas bases Web of Science e Google Scholar resultaram em cinco trabalhos científicos, sendo duas dissertações de mestrado (Teodoro, 2019; Assunção, 2021), uma tese de doutorado (Calux, 2019) e dois artigos publicados em periódicos (Leão e Krebs, 2017; Auler et al., 2019).

Devido à preocupação ambiental relacionada ao risco de contaminações entre águas superficiais e subterrâneas, Leão e Krebs (2017) realizaram testes qualitativos com o objetivo de comprovar a conexão hidrológica entre uma mina de carvão abandonada com a lagoa Língua do Dragão, em Criciúma, Santa Catarina. Os ensaios consistiram no uso do traçador corante rodamina B injetado em um poço tubular da mina subterrânea e na coleta de amostras discretas de água e carvão ativado. Os resultados obtidos comprovaram a conexão entre as águas subterrâneas da mina e as águas superficiais da lagoa Língua do Dragão, indicando que as galerias da mina se comportam como um aquífero cárstico.

Auler et al., (2019) estudaram o comportamento hidrogeológico de aquíferos quartzíticos cársticos na Chapada Diamantina, Bahia, por meio de ensaios com traçadores corantes fluorescentes, amino-G e fluoresceína sódica, em sumidouros e cavernas da região. Para medições de fluorescência natural, foram utilizados captores de carvão ativado, coleta discreta de amostras de água e um fluorímetro portátil (Turner Designs - AquaFluor). Os ensaios qualitativos envolveram o uso de captores de carvão ativado, coleta discreta de amostras de água e medição contínua da concentração dos traçadores por meio de quatro fluorímetros de campo (modelos GGUN-FL30 e GGUN-FL24). Em laboratório, espectrofotômetros de fluorescência (modelos Hitachi F-2500 e Hitachi F-2700) foram usados para identificar a presença do traçador corante nas amostras de água e nos captores de carvão ativado. Os resultados obtidos revelaram a existência de conexões entre sumidouros e cavernas na área de estudo, proporcionando uma compreensão aprimorada dos efeitos do pH ácido do ambiente, que difere do pH básico dos aquíferos carbonáticos e da alta fluorescência natural na região, o que demonstrou a eficácia dos métodos de rastreamento com traçadores fluorescentes em aquíferos quartzíticos.

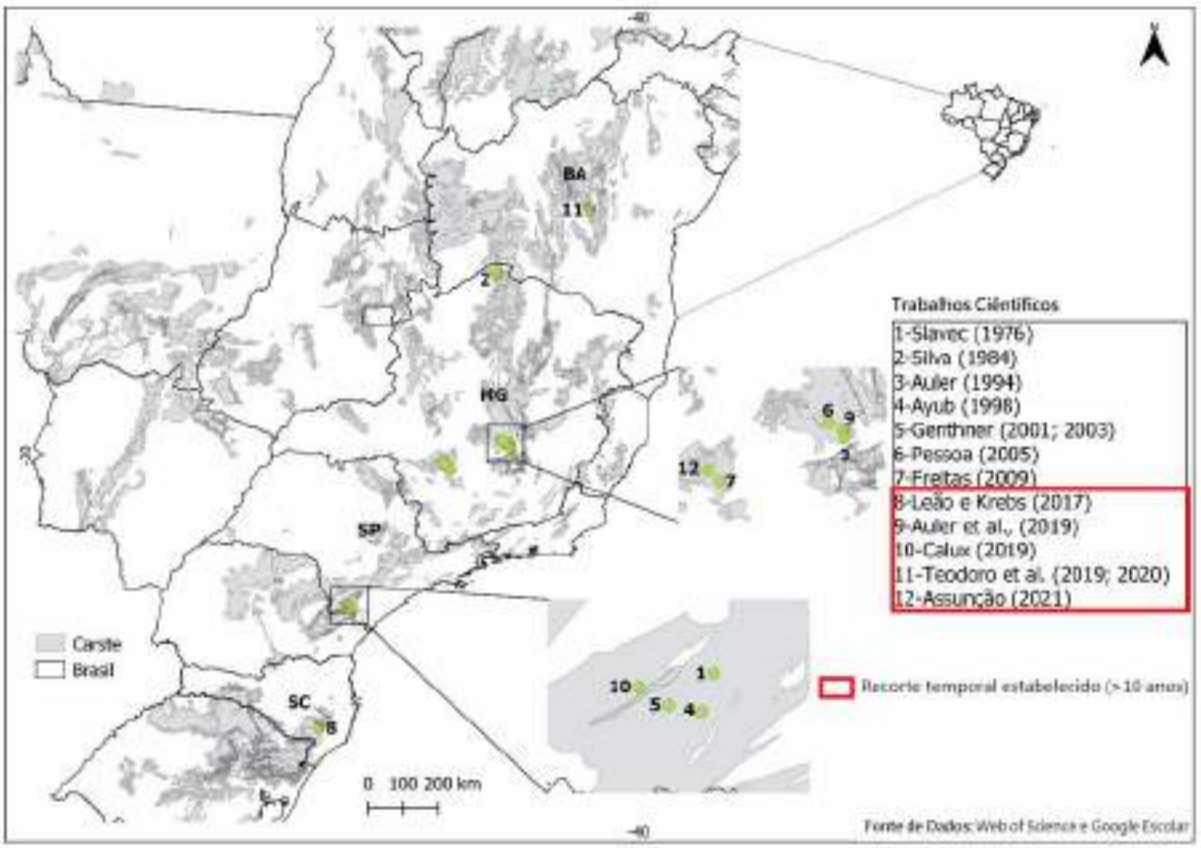
Devido a pressões antrópicas em razão da expansão demográfica e industrial e os riscos associados à contaminação e exploração das águas na Área de Proteção Ambiental (APA) do carste de Lagoa Santa, em Minas Gerais, Teodoro (2019), empregou ensaios qualitativos e quantitativos com os traçadores corantes fluoresceína sódica e rodamina-WT. A amostragem qualitativa consistiu no uso de detectores de carvão ativado e análise em um espectrofotômetro de laboratório (modelo Hitachi F-2700). Já a amostragem quantitativa envolveu a medição contínua dos traçadores utilizando amostradores automáticos e fluorímetros de campo (modelos GGUN FL24 e GGUN FL30). Os resultados obtidos a partir dessas análises permitiram a identificação de conexões hidrológicas e a quantificação das contribuições de áreas de recarga, a compreensão das condições hidrodinâmicas das rotas de fluxo (incluindo direção e velocidade dos fluxos) e informações sobre os parâmetros estruturais dos condutos, como volume e área da seção.

No estudo realizado por Calux (2019) na região de planalto cárstico Alambari-Ouro Grosso, em Iporanga-São Paulo, foram investigadas a estrutura e os parâmetros hidráulicos dos condutos subterrâneos da região. Para isso, foram utilizados testes qualitativos e quantitativos utilizando os traçadores corantes fluoresceína e rodamina-WT. Nos testes qualitativos, foram empregados captadores de carvão ativado juntamente com um fluorímetro portátil (modelo Aquaflor, Turner Designs). Já nos testes quantitativos, foram utilizados fluorímetros de campo (modelo GGUN FL 30 ALBILLIA). Através da análise das conexões hidrológicas e da morfometria das depressões poligonais, a zona de recarga dos sistemas cársticos foi determinada. Além disso, foram obtidos os parâmetros hidráulicos e estruturais dos condutos investigados na área de estudo.

Assunção (2021) teve como objetivo identificar as principais rotas de fluxo subterrâneas, variações espaciais e sazonais dos parâmetros de fluxo e transporte ao longo das rotas, e os mecanismos de recarga e descarga de três sistemas cársticos localizados na bacia hidrográfica do rio São Miguel, em Minas Gerais. Para isso, foram utilizados os traçadores fluorescentes, fluoresceína sódica e rodamina WT, amostragem continua e realizadas modelagem e análises das curvas de restituição dos traçadores usando modelos de equilíbrio e não-equilíbrio para obtenção dos parâmetros de fluxo e transporte. Um método denominado "método da favorabilidade da rota

cárstica" foi proposto neste estudo, baseado em Sistemas de Informação Geográfica (SIG). Esse método integra os testes com traçadores fluorescentes, os resultados da modelagem e variáveis geológicas, geomorfológicas e espeleológicas, permitindo indicar as rotas de fluxo mais prováveis do sistema cárstico, reduzindo incertezas e fornecendo índices de sinuosidade e distâncias sinuosas.

Figura 3 - Mapa de localização dos estudos realizados com traçadores corantes fluorescentes em sistemas cársticos no Brasil, destacando as áreas cársticas



Fonte: os autores.

5.5 Conclusão

Os métodos mais utilizados, econômicos e eficientes para estudar a circulação de água subterrânea em condutos cársticos são as técnicas com traçadores corantes fluorescentes. Ao longo do tempo com o avanço tecnológico, essas técnicas têm resultado em dados cada vez mais precisos, proporcionado um melhor entendimento da circulação de água subterrânea nos sistemas cársticos

No Brasil, estes métodos têm contribuído para avanços no conhecimento dos sistemas cársticos brasileiros e na compreensão da circulação de águas subterrâneas, desempenhando um papel fundamental na proteção desses ambientes. Esses estudos têm sido realizados em áreas importantes, como o carste de Lagoa Santa, em Minas Gerais, e incluem pesquisas inovadoras, como aquelas conduzidas no carste composto por rochas quartzíticas na Chapada Diamantina, na Bahia. No entanto, ainda há uma grande diversidade cárstica a ser explorada no Brasil, como é o caso da região cárstica de Mambaí, em Goiás, que será o foco de estudos futuros neste trabalho.

5.6 Agradecimentos

Os autores agradecem ao Programa de Pós-graduação em Geografia da Universidade de Brasília (UnB) e o apoio financeiro no projeto TCCE 01/2018 Vale/ICMBi ‘‘Suscetibilidade

hidrológica e geomorfológica das cabeceiras do Rio Vermelho'.

5.7 Referências

Atkinson, T.C.; Smith, D.I.; Lavis, J.J.; Whitaker, R.J. 1973. Experiments in tracing underground waters in limestones: Journal of Hydrology, v. 19, p. 323–349.

Atkinson, T. C.; Smart, P.L. Artificial tracers in hydrogeology. 1981. in A Survey of British Hydrogeology, London, Royal Society, p. 173-190.

Ayub, S. 1998. Aplicação do corante traçador fluorescente Rhodamina-wt no estudo hidrológico e hidrogeológico dos sistemas cársticos Pérolas-Santana, Grilo e Zezo, município de Iporanga, estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. 104p.

Auler, A. S.; Stevanović, Z. 2021.Preface: Five decades of advances in karst hydrogeology. Hydrogeology Journal, v. 29, n. 1, p. 1-6. https://doi.org/10.1007/s10040-020-02292-x

Assunção, P. H. S. 2021. Associação de traçadores corantes e método de favorabilidade de rota cárstica para caracterizar direções de condutos e variabilidade sazonal dos parâmetros do fluxo e transporte em sistemas cársticos na bacia do São Miguel, Brasil. Dissertação de Mestrado. Program de Pós-Graduação em Geologia. Universidade Federal de Ouro Preto. 101p.

Assunção, P; Galvão, P; Lucon, T; Doi, B; Fleming, P M; Marques, T; Costa, F. 2023. Hydrodynamic and hydrodispersive behavior of a highly karstified neoproterozoic hydrosystem indicated by tracer tests and modeling approach. Journal of Hydrology, v. 619, ISSN 0022-1694. Disponível em: https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2023.129300

Barczewski, B.; Kass, W.; Schmid, G.; Werner, A. 1996. New possibilities and applications of groundwater marking technology, v. 86, p. 20-24.

Benischke, R. 1989. Fluorescent Tracers in Hydrology: principles instrumentation físico—chemical properties analytics. Austria Institute of Hydrogeology & Geothermics-Joanneum Research, 64p.

Benischke, R.; Goldscheider, N.; Smart, C. 2007. Tracer techniques. In:Goldscheider N, Drew D (eds) Methods in karst hydrogeology. Taylor and Francis, London, 147–170p.

Benischke, R. 2021. Review: Advances in the methodology and application of tracing in karst aquifers. Hydrogeology Journal. V.29. 67-88p. https://doi.org/10.1007/s10040-020-02278-9

Calux, A. S. 2019. A dinâmica da drenagem subterrânea no planalto cárstico Alambari-Ouro Grosso, Iporanga- SP. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo – Instituto de Geociências. 146p.

Dunn, J. R. 1957. Stream tracing. Mid-Appalachian Bull. Natl. Spe-leol. Soc., 2, 7.

Drew, D.; Hötzl, H. 1999. Karst Hydrology and Human Activities. International Contributions to Hydrogeology. A. A. Balkema, International Association of Hydrologists, pp. 322, Rotterdam.

Field, M. S. 1995. Wilhelm, R. G.; Quinlan, J. F.; Aley, T. J. An assessment of the potential adverse properties of fluorescente tracer dyes used for groundwater tracing. Environmental Monitoring and Assessment, 38: 75–96.

Field, M.S. 1999. Quantitative analysis of tracer breakthrough curves from tracing test in karst aquifers. In: Karst Waters Institute, Karst Modeling Symposium, Virginia, Proceedings, 163-171.

Field, M. 2002b. The QTRACER2 Program for Tracer-Breakthrough Curve Analysis for Tracer Tests in Karstic Aquifers and Other Hydrologic Systems, U.S. Environmental Protection Agency. EPA, Washington, D.C.

Field, M. S. 2003a. Tracer-test planning using the efficient hydrologictracer-test design (EHTD) program. EPA/600/R-03/034 US EPA,Washington, DC.

Ford, D. 2007. Williams, P. Karst hydrogeology and geomorphology. Second ed. Chichester: Wiley. 562p.

Gaspar, E. 1987. Flowthrough hydrokarstic structures. Modern Trends in Tracer Hydrology. Boca Raton, CRC Press, 2, 137 p.

Gillieson, D. 1996. Caves. Processes, Development, Management. Oxford, England: Blackwell. 324p.

Genthner, C. 2001. Aplicação do traçador fluorescente rhodamina-WT no estudo geohidrológico da área carbonática Lajeado-Bombas, Vale do Betari, sul do Estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo.

Genthner, C.; Ferrari, J.; Karmann, I. 2003. Identificação das áreas de recarga de fontes cársticas com o uso do traçador rodamina FWT (área carbonática Lajeado - Bombas, Iporanga-SP). Revista do Instituto Geológico. 24. 11-23p.

Goldschneider, N. 2005. Karst groundwater vulnerability mapping: Application of a new method in the Swabian Alb, Germany. Hydrogeology Journal, v. 13, p. 555-564. https://doi.org/10.1007/s10040-003-0291-3

Goldscheider, N.; Drew, D.; Worthington, S. 2007. Introduction. In: Goldscheider, N.; Drew, D. (Ed.). Methods in Karst Hydrogeology. London: Taylor & Francis Group. p.1-8.

Geyer, T.; Birk S.; Liedl R.; Sauter, M. 2008. Quantification of temporal distribution of recharge in karst systems from spring hydrographs. J Hydrol. 348:452–463. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.10.015

Goldscheider, N., Meiman, J., Pronk, M., Smart, C. 2008. Tracer tests in karst hydrogeology and speleology. International Journal of Speleology, Bologna, 37: 27-40.

Gutierrez, A; Klinka, T, Thiéry, D; Buscarlet, E; Binet, S; Jozja, N; Défarge, C; Leclerc, B; Fécamp, C; Ahumada, Y; Elsass, J. 2013. TRAC, a collaborative computer tool for tracer-test interpretation. EPJ WebConf, v. 50, p. 03002.https://doi.org/10.1051/epjconf/20135003002

Gutiérrez, F; Parise, M; De Waele, J; Jourde, H. 2014. A review on natural and human-induced geohazards and impacts in karst, Earth-Science Reviews, 61-88p, ISSN 0012-8252, https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.08.002

Goldscheider, N. 2015. Overview of Methods Applied in Karst Hydrogeology. In: Stevanović, Z. (eds) Karst Aquifers—Characterization and Engineering. Professional Practice in Earth Sciences. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-319-12850-4

Goldscheider, N., Chen, Z., Auler, A.S. 2020. Global distribution of carbonate rocks and karst water resources. Hydrogeol J 28, 1661–1677. https://doi.org/10.1007/s10040-020-02139-5

Hossain, Md; Canning, J; Ast, S; Rutledge, P; Li Yen, T; Jamalipour. 2014. A. Lab-in-a-Phone: Smartphone-Based Portable Fluorometer for pH Measurements of Environmental Water. IEEE Sensors Journal. https://doi.org/10.48550/arXiv.1405.4357

Hartmann, A., N. 2014. Goldscheider, T.; Wagener, J.; Lange, M. Weiler. Karst Water Resources in a Changing World: Review of Hydrological Modeling Approaches. Reviews of Geophysics 52 (3): 218–42, 2014. https://doi.org/10.1002/2013RG000443

Jones, W, K. 1984a. Dye Tracer Tests in Karst Areas. National Speleological Society Bulletin, v. 46, p.3-9.

Käss, W. 1998. Tracing technique in geohydrology. Roterdão, Balkema. 592 p.

Karmann, I. 2001. Carste e cavernas; paisagens subterrâneas. In: Decifrando a Terra. (orgs, Wilson Texeira, et al.). São Paulo: Ed. Ofi cina de textos. P. 129-138.

Klimchouk, A.; Ford, D.; Palmer, A. 2000. Wolfgang, D. Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers.https://doi.org/10.1016/S00221694(00)00341-3

Leibundgut, C; Maloszewski, P; Küll, C. 2009. Tracers in Hydrology. Wiley-Blackwell. Chichester, UK. Lemke D. Liao Z, Wöhling T, Osenbrück, ISBN: 978-0-470-51885-4, 432p.

Leibundgut, C.; Seibert, J.2011. Tracer Hydrology. .https://doi.org/10.1016/B978-044453199-5.00036-1

Müll, D. S.; Liebermann, T. D.; Smoot, J. L.; Woosley, L. H, JR. 1988. Application of dye tracking techniques to determine the solute transport characteristics of groundwater in karst terranes. U.S. Environmental Protection Agency, Region 4, EPA 904/6-88-001, 103 p.

Maloszewski, P.; Stichler, W.; Zuber, A.; Rank, D. 2002. Identifying the flow systems in a karsticfissured-porous aquifer, the Schneealpe, Austria, by modelling of environmental O-18 and H-3 isotopes. J Hydrol 256:48–59. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)005261

Piló, L. B. 2000. Geomorfologia Cárstica - Revisão de Literatura. Revista Brasileira de Geomorfologia, 1, 1, 88-102. https://doi.org/10.20502/rbg.v1i1.73

Pessoa, P. F. P. 2005. Hidrogeologia dos Aquíferos Cársticos Cobertos de Lagoa Santa, MG. SMARH/UFMG, Belo Horizonte. Tese de Doutorado, 375 p.

Piló, L. B. 2011. Auler, A. Cap I. Introdução à Espeleologia. In: CECAV. III Curso de Espeleologia e Licenciamento Ambiental. Brasília: CECAV/Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade. Cap. 1, p. 7-23.

Quinlan, J. F; Ewers, R.O. 1989. Subsurface drainage in the Mammoth Cave área. White, W.B., and White, E.L., eds., Karst hydrology concepts from the Mammoth Cave area: New York, Van Nostrand Reinhold, p. 65–104.

Ren, K; Pan, X; Peng, C; Chen, J; Li, J; Zeng, J. 2023. Tracking contaminants in groundwater flowing across a river bottom within a complex karst system: Clues from hydrochemistry, stable isotopes, and tracer tests, Journal of Environmental Management. https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2023.118099

Slavec, P. 1976. Pesquisas do conjunto hidrológico das Areias, Municípios de Iporanga, estado de São Paulo. Espeleo-tema: Reedição Histórica, São Paulo, v. 8, p.16-22.

Smart, P. L.; Smith, D. I. J. 1976. Water Tracing Techniques in tropical regions, the use of fluorometric techniques in Jamaica. Journal of Hvdrology, 179-195. https://doi.org/10.1016/0022-1694(76)90097-4

Smart, C.C. 1988. Artificial tracer techniques for the determination of the structure of conduit aquifers. Ground Water 26(4):445–453. https://doi.org/10.1111/j.17456584.1988.tb00411.x

Smart, P. L.; Laidlaw, I. M. S. 1977. An evaluation of some fluorescent dyes for water tracing. Water Resour. Res., 13(1), 15–33. https://doi.org/10.1029/WR013i001p00015

Smart, C.C.; Zabo, L.; Alexander, E.C., Jr. 1998. Worthington, S.R.H. Some advances in fluorometric techniques for water tracing: Environmental Monitoring and Assessment, v. 53, p. 305–320.

Schnegg, P. A. 2002. An inexpensive field fluorometer for hydrogeological tracer tests with three tracers and turbidity measurement. In: Bocanegra E, Martinez D, Massone H (eds) XXXII IAH and ALHSUD Congress on Groundwater and Human Development. Mar del Plata, Argentina, October. https://doi.org/10.1007/s00254-001-0517-4

Smart, C.C. 2005. Error and technique in fluorescent dye tracing, in Beck, B.F., ed., Sinkholes and the engineering and environmental impacts of karst: Reston, Va., American Society of Civil Engineers, Geotechnical Special Publication no. 144, p. 500–509. https://doi.org/10.1061/40796(177)53

Stevanovič, Z. 2015. Karst Aquifers – Characterization and Engineering. Series:.

CAPÍTULO 5. RESULTADOS e DISCUSSÃO

6.1 Resultados dos ensaios qualitativos com traçadores corantes

6.1.1 Ensaio 2 – Gruta da Tarimba

No Ensaio 2, conforme ilustrado na Figura 31, foram injetados 50 gramas de fluoresceína sódica na Gruta da Tarimba (TF02) às 11h30 do dia 17/11/2021. Foram selecionados cinco pontos de monitoramento localizados na Bacia do Córrego Extrema, com distâncias lineares variando de 900 a 1320 metros em relação ao ponto de injeção, como apresentado na Tabela 8. O objetivo deste ensaio foi identificar qual ou quais pontos de descarga de água subterrânea da Gruta da Tarimba. As distâncias lineares entre o ponto de injeção e os pontos de monitoramento variaram de 900 a 1320 metros, como indicado na Tabela 6.

Tabela 6 – Distância entre os pontos de injeção e monitoramento no Ensaio 2

Ponto de Injeção	Ponto de Monitoramento	Distância (m)	Resultado
Gruta da Tarimba	Caverna Pasto de Vacas I	1100	(+)
	Caverna Pasto de Vacas I	1250	(+)
	Caverna Ponte de Terra	1270	(-)
	Gruta Vila Nova	900	(-)
	Caverna Extrema	1320	(+)

Legenda: (+) resultado positivo; (-) resultado negativo

Para esse ensaio, foram formuladas várias hipóteses com base em discussões da literatura e observações de campo. Entre elas, destacam-se: 1) a direção do fluxo seria convergente em direção à caverna Extrema; ou 2) seria divergente em direção à caverna Ponte de Terra. Com esse propósito, foram colocados detectores passivos (carvão ativado) nos locais de monitoramento, e os resultados obtidos foram comparados com os valores da fase de background.

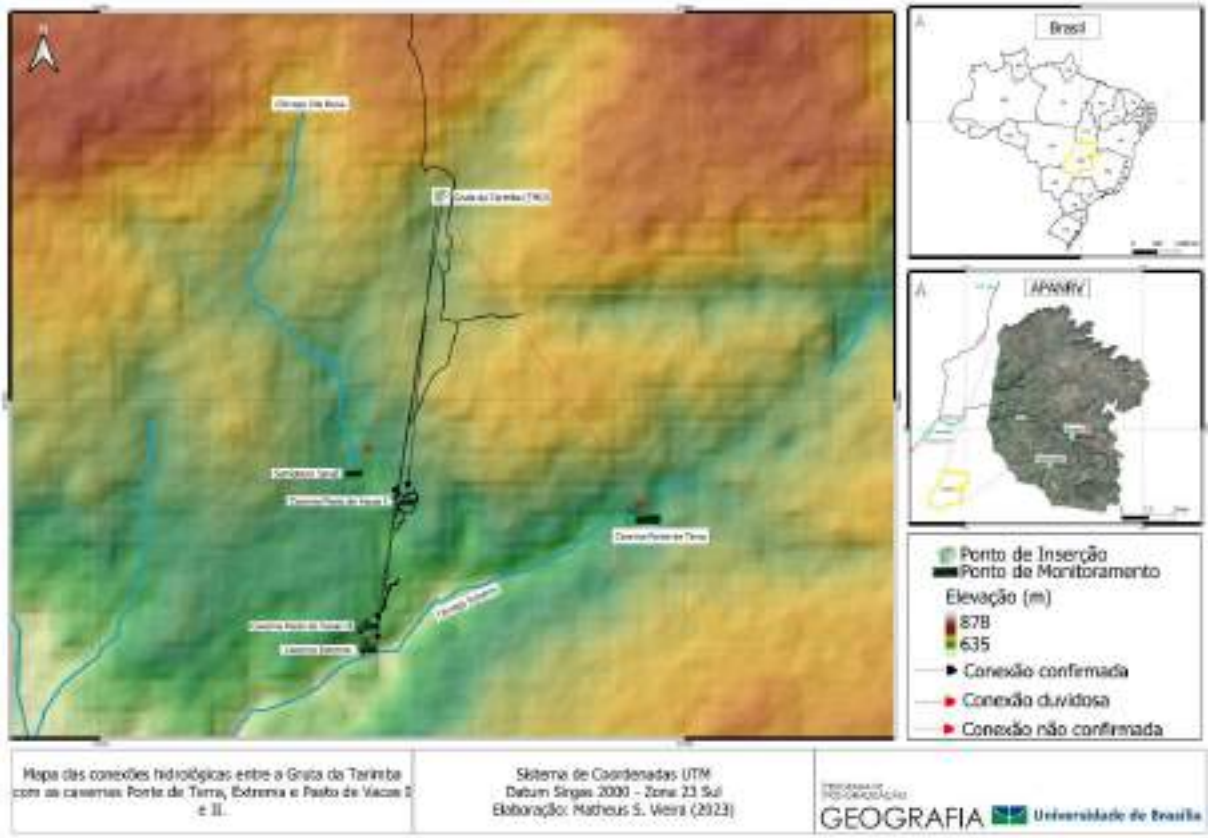
Conforme ilustrado na Figura 29 (Anexo A), os resultados obtidos indicaram que o fluxo subterrâneo na Gruta da Tarimba se direciona de forma convergente para a caverna Extrema. Além disso, foi confirmada a existência de conexões hidrológicas entre a Gruta da Tarimba e as cavernas Pasto de Vacas I e II, bem como a caverna Extrema. Esses achados corroboram a hipótese proposta por Lobo et al. (2015), que sugeriu a possibilidade de um conduto direto ligando a Gruta da Tarimba às cavernas Pasto de Vacas I e II, bem como à caverna Extrema.

Esses resultados também estão em linha com Martinelli et al. (2015), que indicaram a possibilidade de a caverna Pasto de Vacas receber o fluxo de água da Tarimba.

Observou-se que a primeira conexão ocorre com a caverna Pasto de Vacas I, seguida por Pasto de Vacas II e, por fim, Extrema. É importante salientar que o córrego Extrema é capturado pela caverna Extrema, onde há uma ressurgência interna. Essa conexão se estabelece por meio da referida ressurgência, a qual, por sua vez, se conecta com o córrego Extrema (capturado), emergindo ambos na saída da caverna Extrema.

Ademais, os resultados do monitoramento qualitativo revelaram que não há conexão entre a Gruta da Tarimba e as cavernas Saruê e Ponte de Terra. Auler (1994), ao realizar testes qualitativos e quantitativos com traçadores corantes no carste de Matozinhos-Pedro Leopoldo, explicou que a ausência de conexão pode ser atribuída às condições particulares do local de descarga da água subterrânea, que possivelmente emerge em outra ressurgência ao longo do nível de base regional. Além disso, é concebível que exista uma conexão mais profunda em um ponto não identificado, e o tempo de residência do aquífero para as rotas avaliadas pode superar o período monitorado.

Figura 29 - Conexões hidrológicas por meio de condutos cársticos comprovadas no Ensaio 2



Fonte: o autor.

.

No caso do sumidouro Saruê, existe a possibilidade de ele estar conectado a uma rede alternativa de condutos cársticos, com um ponto de descarga em uma outra ressurgência localizada ao longo do nível de base, como demonstrado pelo córrego Extrema. Durante as atividades de campo, foi observado que, na caverna Ponte de Terra, o córrego Extrema segue seu curso em direção à caverna Extrema por meio do sumidouro, sugerindo a possibilidade de uma conexão entre esses pontos.

6.1.2 Ensaio 4 - Sumidouro Saruê

O objetivo do Ensaio 4, representado na Figura 30, foi determinar o ponto de descarga do sumidouro Saruê e as possíveis conexões hidrológicas com as cavernas Pasto de Vacas I, II e Extrema. Para esse fim, foram injetados 100 gramas de fluoresceína sódica em 30/11/2021 às 12h30. Foram selecionados três pontos de monitoramento: as cavernas Pasto de Vacas I, II e Extrema, todos inseridos na Bacia do Córrego Extrema.

As distâncias lineares variaram de 250 a 550 metros entre o ponto de injeção e os pontos de monitoramento, conforme indicado na Tabela 7. Neste ensaio, a hipótese levantada foi de que o fluxo subterrâneo de água no sumidouro Saruê poderia convergir em direção à caverna Extrema, apesar de não existir uma conexão hidrológica com a Gruta da Tarimba (Ensaio 2).

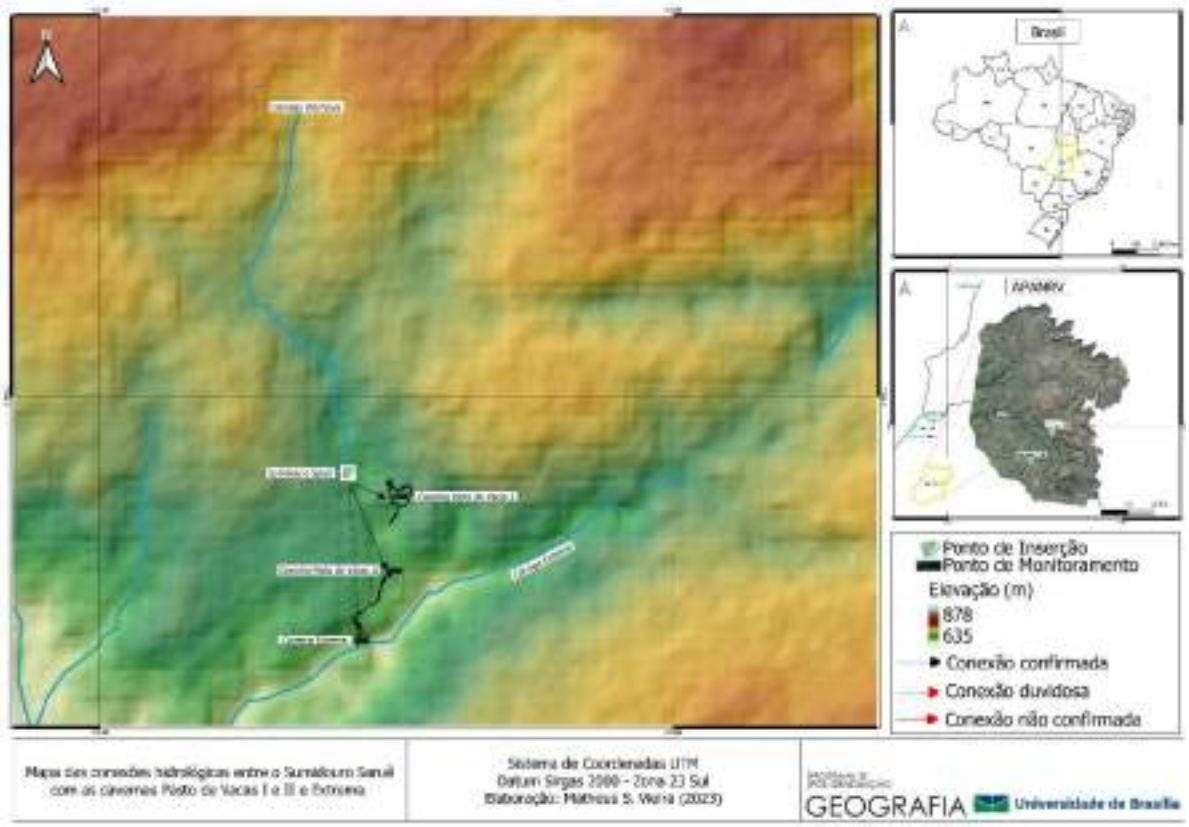
Tabela 7 - Distância entre os pontos de injeção e monitoramento no Ensaio 4

Ponto de Injeção	Ponto de Monitoramento	Distância (m)	Resultado
Sumidouro Saruê	Caverna Pasto de Vacas I	250	(+)
	Caverna Pasto de Vacas II	370	(+)
	Caverna Extrema	550	(+)

Legenda: (+) resultado positivo; (-) resultado negativo.

O monitoramento foi realizado por meio da utilização de detectores passivos de carvão ativado, instalados no fluxo de água, e os resultados foram comparados com os valores da fase background. Foi confirmada a existência de conexões hidrológicas entre o sumidouro Saruê e as cavernas Pasto de Vacas I, II e Extrema (Anexo A). Assim, a direção do fluxo de água subterrânea do sumidouro Saruê é influenciada pelo nível de base local, conforme atestado pelo córrego Extrema. Similarmente à Gruta da Tarimba, a conexão com a caverna Extrema também ocorre por meio da ressurgência interna da caverna Extrema.

Devido à ausência de conexão entre a Gruta da Tarimba e o sumidouro Saruê, é possível que haja uma mistura das águas subterrâneas provenientes da Gruta da Tarimba com o sumidouro Saruê na caverna Pasto de Vacas I, em um local ainda não identificado durante as explorações.**Figura 30** - Conexões hidrológicas comprovadas no Ensaio 4



Fonte: o autor.

6.1.3. Ensaio 5 – Gruta Dores II

O Ensaio 5, ilustrado na Figura 31, envolveu a introdução de 200 gramas do corante traçador fluoresceína sódica na Gruta Dores II em 14/01/2022 às 16:00 horas. De acordo com Martinelli et al. (2015), as Grutas Dores I, II e III não apresentam hidrologia ativa, servindo como captadoras de águas pluviais para a Gruta da Tarimba.

Três pontos foram monitorados, sendo dois deles localizados na Gruta da Tarimba (TF01 e TF02) na Bacia do Córrego Extrema, e um no córrego Dores, pertencente à Bacia do Córrego Dores. A distância linear entre o ponto de injeção e os pontos de monitoramento variou de 510 metros a 2080 metros, conforme indicado na Tabela 8. O monitoramento qualitativo foi

conduzido por meio da instalação de detectores passivos de carvão ativado no fluxo de água de cada ponto de monitoramento, e os resultados obtidos foram comparados com os valores de background.

O Ensaio 5 teve como objetivo identificar a direção do fluxo na Gruta Dores II e verificar a conexão subterrânea com a Gruta da Tarimba ou o córrego Dores. A confirmação dessa conexão poderia sugerir a possibilidade de ocorrência de "pirataria" de rotas de fluxo entre as bacias hidrogeológicas, especialmente considerando que a maior parte da Gruta da Tarimba está situada na Bacia do Córrego Extrema.

Tabela 8 - Distância entre os pontos de injeção e monitoramento no Ensaio 5

Ponto de Injeção	Ponto de Monitoramento	Distância (m)	Resultado
Gruta Dores II	Gruta da Tarimba (TF01)	510	(*)
	Gruta da Tarimba (TF02)	2080	(*)
	Córrego Dores	1720	(*)

Legenda: (+) resultado positivo; (-) resultado negativo. (*) resultado duvidoso.

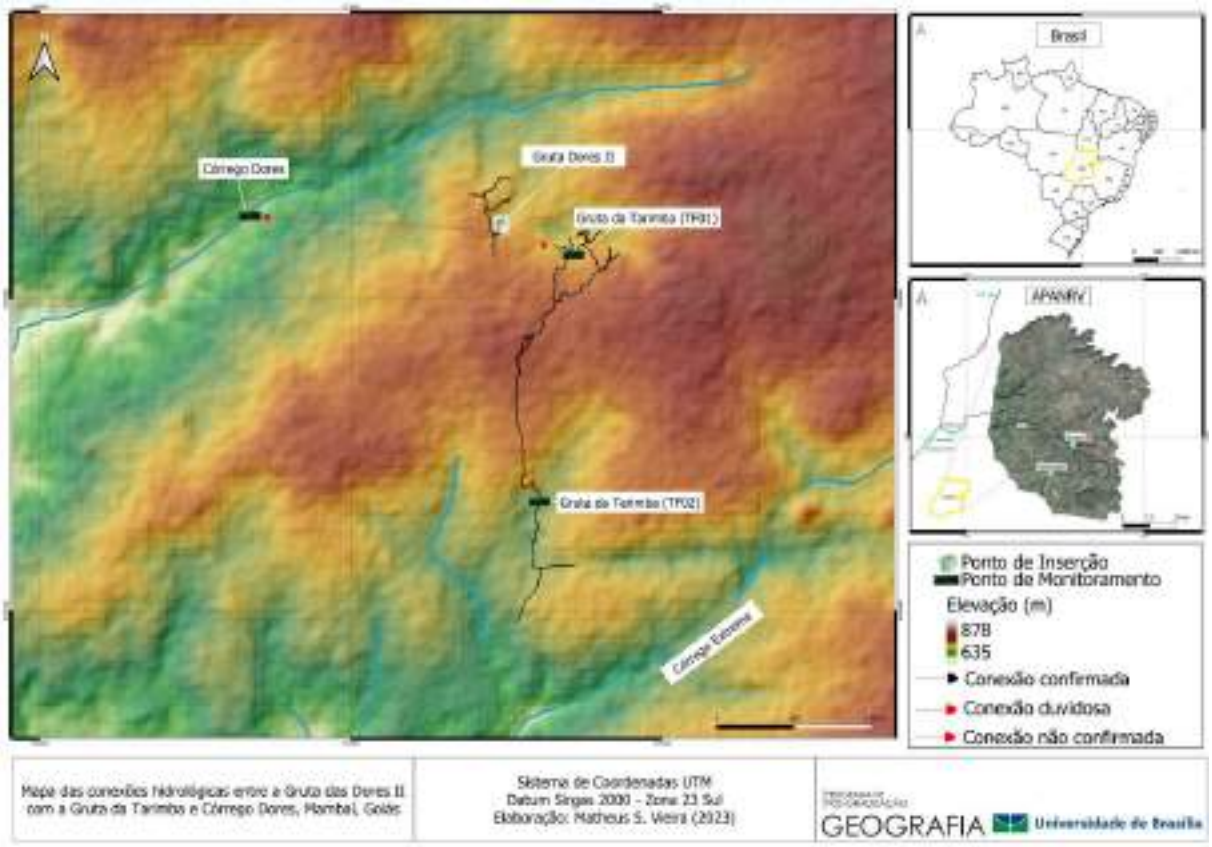
Durante a pesquisa de campo, foi constatado que apenas a Gruta das Dores II apresenta escoamento efêmero de água subterrânea. Devido a essa particularidade, o monitoramento foi restrito aos períodos de pluviosidade na região, compreendendo os meses de novembro a março.

Os resultados obtidos na Gruta das Dores II revelaram a ausência de conexão com os pontos de amostragem. Na primeira tentativa de monitoramento, ocorreu uma contaminação das amostras (Anexo A). Na segunda tentativa, os detectores passivos foram desativados durante os eventos de precipitação, dificultando a detecção de qualquer conexão. Finalmente, na terceira tentativa (Anexo C), também não foi identificada nenhuma ligação entre a Gruta das Dores II e os pontos de amostragem.

Uma possível explicação para a falta de conexão entre as cavernas pode ser atribuída à retenção do traçador nos condutos, devido ao entupimento causado por sedimentos arenosos provenientes do mau uso e ocupação do solo na região da Tarimba. Essa hipótese encontra respaldo em Ferreira (2019) e Fonseca (2023), que mencionam áreas desmatadas na Gruta da Tarimba, incluindo locais de recarga pontual, como as dolinas.

A transformação do ambiente natural em uma paisagem voltada para o manejo de pastagens e exposição do solo pode intensificar os processos erosivos e aumentar o transporte de sedimentos para o sistema subterrâneo. Esses sedimentos podem se depositar no fundo das galerias, obstruindo os condutos que poderiam proporcionar uma conexão entre as cavernas. Dessa forma, o traçador seria liberado no sistema somente após períodos de precipitação intensa, fenômeno conhecido como "efeito pistão" (WILLIAMS, 2008).

Figura 31 - Conexões hidrológicas com a caverna da Tarimba, por meio de condutos cársticos, comprovadas no Ensaio 5



Fonte: o autor.

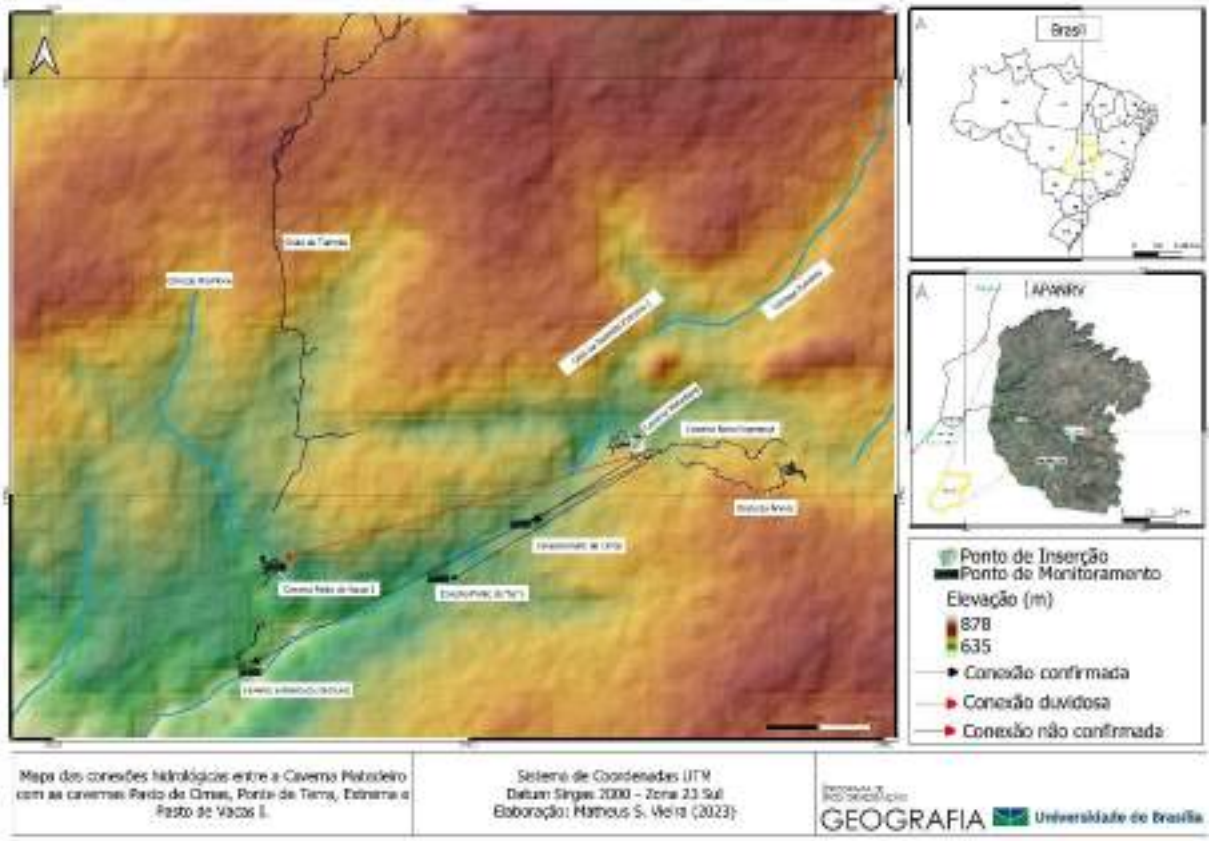
6.1.4 Ensaio 7 – Caverna Matadeiro

O Ensaio 7, ilustrado na Figura 32, envolveu a introdução de 100 gramas do traçador corante fluoresceína sódica na caverna Matadeiro em 02/09/2022 às 16:00 horas. Foram selecionados quatro pontos de monitoramento na Bacia do córrego Extrema, com distâncias lineares variando de 530 a 2080 metros em relação ao ponto de injeção, conforme apresentado na Tabela 9. O monitoramento consistiu na instalação de detectores passivos (carvão ativado) no fluxo de água, e os resultados obtidos foram comparados com os valores da fase background (Anexo B).

O objetivo desse ensaio foi delimitar a conexão subterrânea entre a caverna Matadeiro e as cavernas Tarimba, Pasto de Cimas, Ponte de Terra e Extrema. Observações de campo indicaram que o escoamento subterrâneo das Grutas da Árvore e Nova Esperança converge para a caverna Matadeiro. A partir da caverna Matadeiro, surgiu a hipótese de que o fluxo subterrâneo poderia convergir para a caverna Pasto de Cimas e, posteriormente, dessa caverna, ser divergente em direção à Gruta da Tarimba ou convergente para as cavernas Ponte de Terra e Extrema.

Os resultados desse ensaio confirmaram as conexões subterrâneas entre as cavernas Pasto de Cimas, Ponte de Terra e Extrema. A conexão com a caverna Extrema, ao contrário das conexões observadas entre Tarimba-Extrema e Saruê-Extrema, ocorreu por meio de um sumidouro e não pela ressurgência interna da caverna. Essa diferença na forma de conexão entre as cavernas é relevante para a compreensão do sistema cárstico na região. A conexão com a caverna Extrema através do sumidouro revela uma interação entre as águas superficiais (córrego Extrema) e as águas subterrâneas (Tarimba) nesse local.

Figura 32 - Conexões hidrológicas com a caverna da tarimba, por meio de condutos cársticos, comprovadas no Ensaio 7



Fonte: o autor

Tabela 9 - Distância entre os pontos de injeção e monitoramento no Ensaio 7

Ponto de Injeção	Ponto de Monitoramento	Distância (m)	Resultado
Caverna Matadeiro	Caverna Pasto de Cimas	530	(+)
	Caverna Ponte de Terra	1280	(+)
	Caverna Extrema	1800	(+)
	Gruta da Tarimba	2050	(-)

Legenda: (+) resultado positivo; (-) resultado negativo.

Outra questão a ser considerada é a hipótese de uma possível conexão entre a caverna Pasto de Cimas e a Tarimba. Embora não tenha sido identificada uma ligação direta entre a caverna Matadeiro e a Tarimba, observou-se uma conexão com a caverna Pasto de Cimas. Essa suposição é fundamentada no fato de que a caverna Pasto de Cimas ainda não foi completamente mapeada, o que abre a possibilidade de que o córrego Extrema, ao ser capturado pela Pasto de Cimas, possa misturar o escoamento subterrâneo proveniente da caverna Matadeiro, como comprovado neste ensaio. Essa interação sugere que esses fluxos subterrâneos/superficiais possam convergir em direção à caverna Tarimba. Essa trajetória potencial pode estar relacionada ao conduto conhecido como 'caranguejo', conforme indicado no Mapa da Gruta da Tarimba. Além disso, parte desse fluxo poderia seguir em direção à caverna Ponte de Terra.

É crucial ressaltar que o sistema cárstico em análise apresenta complexidades, e outras conexões subterrâneas podem existir por meio de recém-descobertas cavernas, como é o caso da Lapa do Boné.

6.2 Conexões hidrológicas

Durante os ensaios com traçadores corantes, foram identificados quatro sistemas cársticos ativos na bacia do córrego Extrema, onde está localizada a Gruta da Tarimba (Figura 33). As hipóteses inicialmente formuladas sugeriam que o primeiro sistema, relacionado à Gruta da Tarimba, fosse composto pelas seguintes cavernas: Pasto de Vacas I, Pasto de Vacas II, Extrema, Sarue e Ponte de Terra. Entretanto, os resultados dos ensaios indicaram que apenas as cavernas Pasto de Vacas I, Pasto de Vacas II e Extrema fazem parte desse sistema.

No segundo sistema, o córrego Vila Nova (afluente do Extrema) foi identificado como apresentando uma drenagem de fluxo perene que escoa em direção à Caverna Vila Nova e, após

a sua ressurgência, flui de volta para o sumidouro Saruê. A hipótese inicial era de que esse escoamento subterrâneo (Saruê) estivesse conectado com as cavernas Pasto de Vacas I, Pasto de Vacas II e Extrema, e essa conexão foi confirmada após os ensaios.

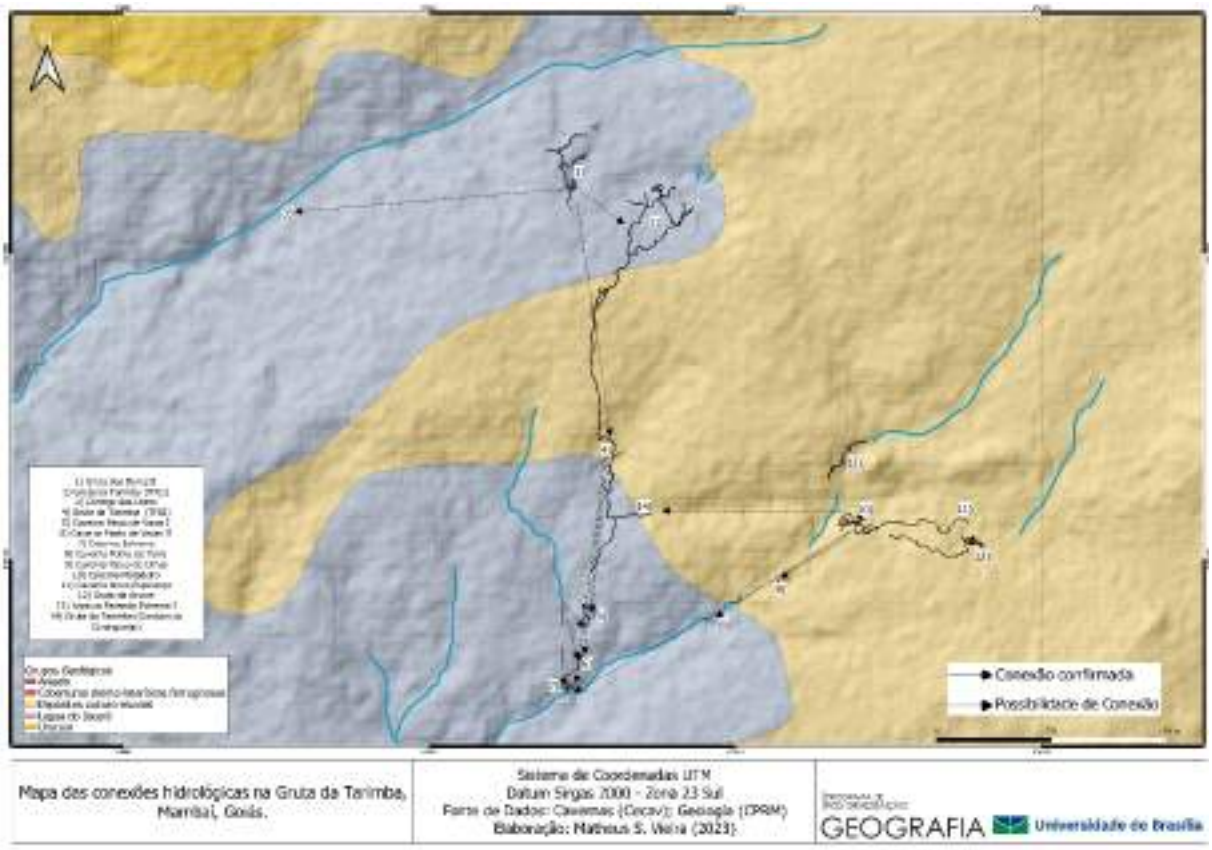
No terceiro sistema, composto pela caverna Matadeiro, a conexão foi estabelecida com as cavernas Pasto de Cimas, Ponte de Terra, Tarimba e Extrema (sumidouro). Nesse caso, a conexão com a caverna Extrema ocorreu através do sumidouro, e não pela ressurgência dentro da caverna, como nos sistemas oriundos da Tarimba e Saruê. A única exceção é que não foi encontrada conexão com a Gruta da Tarimba.

Durante as observações realizadas na área, foi constatada a confluência dos fluxos de algumas cavernas em direção à caverna Matadeiro, sendo elas a Gruta da Árvore e Nova Esperança. Além disso, também foi observada a confluência de fluxos em direção à caverna Pasto de Cimas, provenientes da Lapa da Fazenda Extrema I. Essa interligação entre as cavernas foi verificada de forma evidente, não sendo necessária a realização de ensaios adicionais para confirmá-la.

Portanto, foram comprovadas nove conexões hidrológicas, todas elas com fluxo convergente em direção à caverna Extrema. Quanto à bacia do córrego Dores, representada principalmente pelas Grutas Dores I, II e III, não foi possível confirmar essas conexões com a Gruta da Tarimba, mas não se pode descartar a possibilidade de tal conexão existir. Essa constatação indica a complexidade do sistema cárstico na região, evidenciando múltiplas interações entre os sistemas cársticos da região.

Assim como a caverna Pasto de Cimas e a Gruta das Dores II, a falta de confirmação direta não exclui a hipótese de conexões ou de contribuições significativas para o sistema hidrológico da Gruta da Tarimba, e pode ser um ponto de interesse para futuras pesquisas e investigações mais detalhadas.

Figura 33 – Mapa das conexões hidrológicas com a Gruta da Tarimba



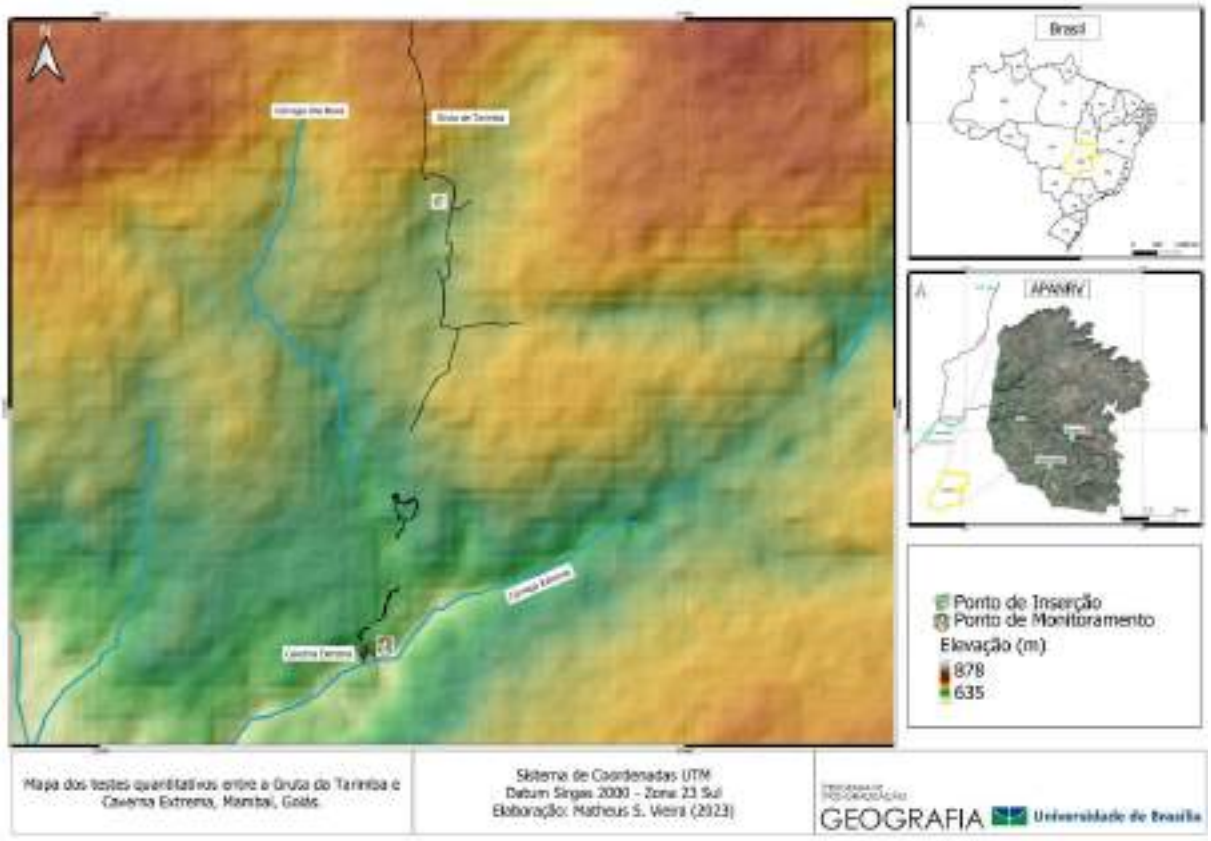
Fonte: o autor.

PRÓXIMAS DISCUSSÕES

6.3 Ensaios Quantitativos

Os ensaios quantitativos, conforme ilustrado na Figura 34, foram conduzidos após a confirmação da conexão hidrológica entre a Gruta da Tarimba e a caverna Extrema. Foram realizados quatro ensaios, sendo dois na estação seca (Ensaios 1 e 8) e dois na estação chuvosa (Ensaios 3 e 6). O propósito desses ensaios consistia em determinar os parâmetros hidrodinâmicos e estruturais dos condutos investigados, incluindo o tempo médio de trânsito no aquífero, a velocidade média aparente, a sinuosidade da rota de fluxo, o volume do aquífero para a rota investigada, a área da seção transversal e o diâmetro do conduto.

Figura 34 – Ensaios quantitativos realizados na conexão hidrogeológica entre a Gruta da Tarimba e a caverna Extrema, em Mambaí, Goiás



Fonte: o autor

A análise e determinação desses parâmetros são de extrema importância, não apenas para compreender a estrutura dos condutos subterrâneos, mas também como uma ferramenta eficaz para prever o transporte e a dispersão de poluentes ao longo do sistema cárstico. Isso possibilita uma gestão mais eficiente e um planejamento mais cuidadoso na preservação das águas subterrâneas e dos ambientes cársticos. A concentração do traçador corante foi monitorada utilizando um fluorímetro de campo (modelo GGUNFL-30 ALBILLIA), e as estimativas dos parâmetros foram calculadas por meio do software Qtracer2 (FIELD, 2002).

6.3.1 Ensaio 1.

O Ensaio 1 consistiu na injeção de 50 gramas do traçador corante fluoresceína sódica na Gruta da Tarimba no dia 27/09/2021 às 10:00 horas.

6.3.2 Ensaio 3

O Ensaio 3 consistiu na injeção de 50 gramas do traçador corante fluoresceína sódica na Gruta da Tarimba no dia 17/11/2021 às 18:37 horas.

6.3.3 Ensaio 6

O Ensaio 6 consistiu na injeção de 300 gramas do traçador corante fluoresceína sódica na Gruta da Tarimba no dia 17/03/2022 às 17:40 horas.

6.3.4 Ensaio 8

O Ensaio 8 consistiu na injeção de 50 gramas do traçador corante fluoresceína sódica na Gruta da Tarimba no dia 31/08/2022 às 09:37 horas.

7. CRONOGRAMA DE ATIVIDADES

DISCUSSÃO DOS DADOS QUANTITATIVOS (ANÁLISE DAS BTC'S)
ELABORAÇÃO DE UM MODELO ILUSTRATIVO PARA O SISTEMA CARSTICO GRUTA DA TARIMBA (CONEXÕES, PIRATARIA DE ROTAS DE FLUXOS E HIPÓTESES DE CONEXÃO)
CONCLUSÃO FINAL

REFERÊNCIAS

ATKINSON, T.C.; SMITH, D.I.; LAVIS, J.J.; WHITAKER, R.J. **Experiments in tracing underground waters in limestones**: Journal of Hydrology, v. 19, p. 323–349, 1973. https://doi.org/10.1016/0022-1694(76)90097-4.

ALEY, T.; e FLETCHER, M.W. **The water tracers cookbook**: Missouri Speleology, v. 16, no. 3, p. 1-32, 1976.

ATKINSON, T.C.; SMART, P.L. **Artificial tracers in hydrogeology.** in A Survey of British Hydrogeology, London, Royal Society, p. 173-190, 1981.

AYUB, S. **Aplicação do corante traçador fluorescente Rhodamina-wt no estudo hidrológico e hidrogeológico dos sistemas cársticos Pérolas-Santana, Grilo e Zezo, município de Iporanga, estado de São Paulo**. Dissertação de mestrado. Universidade de São Paulo, 1998.

AULER, A.; RUBBIOLI, E. L.; BRANDI, R. **As Grandes Cavernas do Brasil**. Belo Horizonte: Rona Editora, v. 1, 230 p., 2001.

AULER, A. **Karst areas in Brazil and the potential for major caves - an overview**. Boletin de la Sociedad Venezolana de Espeleología. 36. 29-35, 2002. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/304920028_Karst_areas_in_Brazil_and_the_potential_for_major_caves_-_an_overview. Acesso em 05 e ferv. de 2022.

ARRAES, T.M.; CAMPOS, J.E.G. **Proposição de critérios para a valiação e delimitação de bacias hidrogeológicas**. Revista Brasileira de Geociências, 37(1):81-89, 2007. Disponível em: https://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/download/9289/8769. Acesso em 20 de fev. de 2022.

ANDREYCHOUK, V.; DUBLYANSKY, Y; EZHOV, Y; LYSENIN, G. **Karst in the Earth's Crust: its distribution and principal types**. Poland: University of Silesia/Ukrainian Academy of Sciences/Tavrichesky National University-Ukrainian Institute of Speleology and Karstology, 2009. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/318214505_Karst_in_the_Earth's_Crust_its_distribution_and_principal_types. Acesso em: 13 de jan de 2022.

AGUIAR, A.C. N. **Análise da eficiência dos arranjos Dipolo-Dipolo e Polo-Dipolo na detecção de cavernas na região de Mambaí, Goiás**. Monografia (Curso de Graduação em Geofísica), Instituto de Geociências, UnB, Brasília/ DF, 85p, 2019.

ASSUNÇÃO, P. H. S. **Associação de traçadores corantes e método de favorabilidade de rota cárstica para caracterizar direções de condutos e variabilidade sazonal dos parâmetros do fluxo e transporte em sistemas cársticos na bacia do São Miguel, Brasil**. Dissertação de Mestrado. 101f. Universidade Federal de Ouro Preto/MG. Departamento de Geologia. Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais Campus Morro do Cruzeiro, 2021.

BROWN, M.C.; FORD, D.C. **Quantitative tracer methods for investigation of karst hydrologic systems:** Transactions of the Cave Research Group of Great Britain, v. 13, no. 1, p. 37–51,1971.

BÖGLI, A. **Karst hydrology and physical speleology**. In Karst hydrology and physical speleology, 1980.

BENISCHKE, R. **Fluorescent Tracers in Hydrology: principles, instrumentation, phisico-chemical, properties, analytic**s. Austria, Institute of Hydrogeology & Geothermics-Joanneum Research, 64p, 1989.

BONACCI, O. **Water circulation in karst and determination of catchment areas: example of the River Zrmanja**. Journal Hydrology.44(3):373–386, 1999. https://doi.org/10.1080/02626669909492233

BAKALOWICZ, M. **Knowledge and management of groundwater resources in karst regions**. Technical guide n°3, Rhone-Mediterranean-Corsica Water Agency, Lyon, 1999.

BERBERT-BORN, M. L. C.; TRINDADE, J.S. **Introdução à geomorfologia, geologia e espeleologia da região de Mambaí (GO)**, 2003.

BAKALOWICZ, M. **Karst groundwater: a challenge for new resources**. Hydrogeol J 13, 148–160, 2005. https://doi.org/10.1007/s10040-004-0402-9

BENISCHKE, R.; GOLDSCHEIDER, N.; SMART, C**. Tracer techniques.** In:Goldscheider N, Drew D (eds) Methods in karst hydrogeology. Taylor and Francis, London, 147–170, 2007.

BONACCI, O.; PIPAN, T.; CULVER, D.C. **A framework for karst ecohydrology**. Environ. Geol., 56, 891–900, 2009. https://doi.org/10.1007/s00254-008-1189-0

BENISCHKE, R. **Review: Advances in the methodology and application of tracing in karst aquifers.** Hydrogeol J, 2020. https://doi.org/10.1007/s10040-020-02278-9.

CPRM, Serviço Geológico do Brasil. **Mapa Geológico do Estado de Goiás: corte cartográfico 1:250.000**. Folha SD23YB-Posse, 2008.

CECAV - CENTRO NACIONAL DE PESQUISA E CONSERVAÇÃO DE CAVERNAS. **Regiões Cársticas do Brasil**. 2009. Disponível em: <http://www.icmbio.gov.br/cecav /downloads/mapas/provincias-espeleologicas.html>. Acesso em: 13 abr. 2022.

CECAV - CENTRO NACIONAL DE PESQUISA E CONSERVAÇÃO DE CAVERNAS. **Base de Dados.** 2012. Disponível em <http://www.icmbio.gov.br/cecav/downloads/mapas. html>. Acesso em: 13 abr. 2022.

CHEREM, L. F. S.; VARAJÃO, C. A. C. **O papel da lito-estrutura do carste na morfodinâmica cenozóica da Serra Geral de Goiás (GO/TO/BA): aproximações iniciais.** Revista Geonorte, V. 10, P. 180-184, 2014. Disponível em: http://repositorio.bc.ufg.br/handle/ri/21152. Acesso em: 27 de ago de 2022.

CALUX, A. S. **A dinâmica da drenagem subterrânea no planalto cárstico Alambari-Ouro Grosso, Iporanga- SP**. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo – Instituto de Geociências. 146p, 2019.

DUNN, J. R. **Stream tracing**. Mid-Appalachian Bull. Natl. Speleol. Soc., 2, 7, 1957.

DULEY, J. **Water tracing using a scanning spectrofluorometer for detection of fluorescent dyes**. in Proceedings of the Environmental Problems in Karst Terranes and Their Solutions Conference, Bowling Green, Kentucky, 1986.

FORD, D. C. **Threshold and Limit Effects in Karst Geomorphology**. – In: Coates, D. R. & Vitek, J. D. (eds.): Thresholds in Geomorphology. Unwin Hyman, London, 345–362, 18p. 1980.

FORD, D.; WILLIAMNS, P. **Karst geomorphology and hydrology**. London: Unwin Hyman, 1989.

FIELD, M. S.; WILHELM, R. G.; QUINLAN, J. F.; ALEY, T. J. **An assessment of the potential adverse properties of fluorescente tracer dyes used for groundwater tracing.** Environmental Monitoring and Assessment, 38: 75–96, 1995. https://doi.org/10.1007/BF00547128

FIELD, M.S. **Quantitative analysis of tracer breakthrough curves from tracing tests in karst aquifers**, in Palmer, A.N., Palmer, M.V., and Sasowsky, I.D., eds., Karst modeling: Leesburg, Va., Karst Waters Institute Special Publication 5, p. 163–171, 1999.

FIELD, M. **Efficient hydrologic tracer-test design for tracer-mass estimation and sample-collection frequency**. 2. Experimental results. Environmental Geology. 42:839–850. 2002. https://doi.org/10.1007/s00254-002-0592-1

FIELD, M. **The QTRACER2 Program for Tracer-Breakthrough Curve Analysis for Tracer Tests in Karstic Aquifers and Other Hydrologic Systems**, U.S. Environmental Protection Agency. EPA, Washington, D.C, 2002b. Disponível em: https://cfpub.epa.gov/ncea/risk/recordisplay.cfm?deid=54930. Acesso em: 10 de jan. de 2021.

FORD, D.; WILLIAMS, P. **Karst hydrogeology and geomorphology.** Second ed. Chichester: Wiley. 562p, 2007.

FLEURY, S. **Land use policy and practice on karts terraines: Living on limestone**. Springer. 187p, 2009.

FERREIRA, O. M. (Coord.). **Diagnóstico do monitoramento dos sistemas de disposição do lixo urbano dos municípios goianos**. Secretaria do Meio Ambiente e dos Recursos Hídricos - SEMARH, 47p, 2009.

FERREIRA, C .F. **Fragilidades e impactos ambientais no carste e nas cavernas**. Cap. 6. In: Espeleologia E Licenciamento Ambiental. Jocy Brandão Cruz e Luís B. Piló. Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade Espeleologia e Licenciamento Ambiental / Jocy Brandão Cruz e Luís Beethoven Piló. [org] – Brasília: ICMBio, 2019. 262 p.; Il. Color. ISBN 978-65-5024-005-9

FERREIRA, C. F.; UAGODA, R. E. S. **Tipologias do carste e classificações de dolinas: uma revisão.** Caminhos de Geografia. Revista online. ISSN: 1678-6343, 2019. https://doi.org/10.14393/RCG207044169

FERREIRA, C. F. **Detecção de Dolinas com Apoio de Modelos Digitais de Elevação e Imagens de Alta Resolução: Estudo de Caso na Apa Nascentes do Rio Vermelho-Go**. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geografia. Universidade de Brasília. 148 p, 2020.

FONSECA, M. R. S. **Impactos Hidrológicos da Restauração Ambiental de uma área de Carste nos Cerrados**. Tese de Doutorado. Universidade de Brasília. Instituto de Ciências Humanas Departamento de Geografia. Pós-Graduação em Geografia.114p, 2023.

GARRELS, R.M.; CHRIST, C.L. **Solutions, minerals, and equilibria**. San Francisco: xiii, 450 p, 1965.

GUNN, J. **Point-recharge of limestone aquifers—A model from New Zealand karst**: Journal of Hydrology, v. 61, p. 19–29, 1983. https://doi.org/10.1016/0022-1694(83)90232-9

GASPAR, E. **Flowthrough hydrokarstic structures**. Modern Trends in Tracer Hydrology. Boca Raton, CRC Press, 2, 137 p, 1987.

GILLIESON, D. **Caves. Processes, Development, Management**. Oxford, England: Blackwell. 324p, 1996.

GENTHNER, C. **Aplicação do traçador fluorescente rhodamina-WT no estudo geohidrológico da área carbonática Lajeado-Bombas, Vale do Betari, sul do Estado de São Paulo**. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo, 2001. 10.11606/D.44.2001.tde-18092015-171000

GENTHNER, C.; FERRRARI, J.; KARMANN, I. **Identificação das áreas de recarga de fontes cársticas com o uso do traçador rodamina FWT (área carbonática Lajeado - Bombas, Iporanga-SP).** Revista do Instituto Geológico. 24. 11-23, 2003. http://dx.doi.org/10.5935/0100-929X.20030002

GASPAR, M. T. P.; CAMPOS, J. E. G. **O sistema aqüífero Urucuia.** Revista Brasileira de Geociências, v. 37(4), p. 1068–1078, 2007. Disponível em: https://ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/9236. Acesso em: 23 de jan de 2021.

GOLDSCHEIDER, N.; DREW, D.; WORTHINGTON, S. Introduction. In: GOLDSCHEIDER, N.; DREW, D. (Ed.). **Methods in Karst Hydrogeology**. London: Taylor & Francis Group. p.1-8, 2007.

GEYER T.; BIRK S.; LIEDL R.; SAUTER M. **Quantification of temporal distribution of recharge in karst systems from spring hydrographs**. J Hydrol. 348:452–463, 2008. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.10.015

GÖPPERT N.; GOLDSCHEIDER N. **Solute and colloid transport in karst conduits under low- and high-flow conditions.** Ground Water 46:61–68, 2008. https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2007.00373.x

GOLDSCHEIDER, N., MEIMAN, J., PRONK, M., SMART, C. **Tracer tests in karst hydrogeology and speleology.** International Journal of Speleology, Bologna, 37: 27-40, 2008. http://dx.doi.org/10.5038/1827-806X.37.1.3

GUARESCHI, V. D.; NUMMER, A. V. **Relevos cársticos em rochas não calcárias: uma revisão de conceitos.** In: Lauro Cesar Figueiredo; Adriano Severo Figueiró. (Org.). Geografia do Rio Grande do Sul: Temas em debate., v., p. 183-194, 2010.

GOLDSCHEIDER, N. **Overview of Methods Applied in Karst Hydrogeology**. In: Stevanović, Z. (eds) Karst Aquifers—Characterization and Engineering. Professional Practice in Earth Sciences. Springer, Cham, 2015. https://doi.org/10.1007/978-3-319-12850-4_4

GALVÃO, P. H. F. **Modelo hidrogeológico conceitual de Sete Lagoas (MG) e implicações associadas ao desenvolvimento urbano em regiões cársticas.** Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de Doutorado (Recursos Minerais e Hidrogeologia), 124 p, 2015.

GOLDSCHEIDER, N., CHEN, Z., AULER, A.S. et al. **Global distribution of carbonate rocks and karst water resources**. Hydrogeol J 28, 1661–1677, 2020. https://doi.org/10.1007/s10040-020-02139-5

GALVÃO, M. F. **Interação entre os Sistemas Aquíferos Urucuia e Bambuí na região de Mambaí, Go: Integração de dados geológicos, potenciométricos, hidroquímicos e isotópicos**. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica. Universidade de Brasília. 84p, 2022.

GALVÃO, M. F.; CAMPOS, J. E. G. **Capítulo 3 - Bacias Hidrogeológicas: Conceitos e Aplicações**. In. A Interação entre os Sistemas Aquíferos Urucuia e Bambuí na região de Mambai, Go: Integração de dados geológicos, potenciométricos, hidroquímicos e isotópicos. Dissertação de

Mestrado. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica. Universidade de Brasília. 84p. 2022.

GEOMORFOLOGIA E GÊNESE DO AMBIENTE CÁRSTICO. Acesso em 20 de abril de 2021. Disponível em: >http://geomorfologiacarstica.comunidades.net/geomorfologia-e-genese-do-ambiente-carstico <

HERMUCHE, P. M. FERREIRA, N. C.; SANO, E. E. **Proposta metodológica para elaboração de mapa de tendência de uso da terra no Vão do Paranã Goiás, baseada em condicionantes ambientais e socioeconômicos**. Anais XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, Brasil, INPE, p. 5873-5880, 2009. Disponível em: http://marte.sid.inpe.br/3ERPFQRTBW/3484K6S?languagebutton=pt-BR. Acesso em: 14 de out de 2022.

HARTMANN, A., N.; GOLDSCHEIDER, T.; WAGENER, J.; LANGE, M. WEILER. **Karst Water Resources in a Changing World: Review of Hydrological Modeling Approaches**. Reviews of Geophysics 52 (3): 218–42, 2014. https://doi.org/10.1002/2013RG000443

HOSSAIN, MD; CANNING, J; AST, S; RUTLEDGE, P; LI YEN, T; JAMALIPOUR, A. **Lab-in-a-Phone: Smartphone-Based Portable Fluorometer for pH Measurements of Environmental Water**. IEEE Sensors Journal. 2014.
https://doi.org/10.1109/JSEN.2014.2361651

HUSSAIN, Y., UAGODA, R., BORGES, W., NUNES, J., HAMZA, O., CONDORI, C.; ASLAM, A.; DOU, J.; CÁRDENAS-SOTO, M. **The potential use of geophysical methods to identify cavities, sinkholes and pathways for water infiltration.** Water (Switzerland), 12(8), 2020. https://doi.org/10.3390/w12082289.

HIDROVIA, Hidrogeologia e Meio Ambiente. Estudo de Conexões Hidrológicas no Sistema Cárstico Gruta da Tarimba, Mambaí, Goiás**. Análise laboratorial de amostras de carvão**. Relatório Analítico 1. Belo Horizonte-MG, 11p, 2022.

HIDROVIA, Hidrogeologia e Meio Ambiente. Estudo de Conexões Hidrológicas no Sistema Cárstico Gruta da Tarimba, Mambaí, Goiás**. Análise laboratorial de amostras de carvão**. Relatório Analítico 2. Belo Horizonte-MG, 10p, 2022.

IRITANI, M.A.; EZAKI, S. **Roteiro Orientativo para Delimitação de Perímetro de Proteção de Poço**. 1ª ed. São Paulo, SMA, IMESP. 60p, 2010.

ICMBIO/CECAV. **Relatório de vistoria técnica em cavernas e suas áreas de influência na área de proteção ambiental das nascentes do rio vermelho**. BrasíliaICMBio/CECAV, 2017. Disponível em: https://www.gov.br/icmbio/pt-br/assuntos/centros-de-pesquisa/cecav/publicacoes/espeleologia_e_licenciamento_ambiental.pdf. Acesso em 13 de out de 2022.

JONES, W, K. **Dye Tracer Tests in Karst Areas**. National Speleological Society Bulletin, v. 46, p.3-9, 1984a.

JENNINGS, J.N. **Karst Geomorphology**. Oxford: Basil Blackwell, 293p, 1985.

JUKIČ, D.; DENIC-JUKIČ V. **Groundwater balance estimation in karst by using a conceptual rainfall-runoff model**. J. Hydrol., 373(3–4), 302–315, 2009. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.04.035

JONES, W. K.; WHITE, W. B. **Karst.** In: WHITE, W. B.; CULVER, D.C. (Eds.), Encyclopedia of Caves. Second Ed. New York: Elsevier, 2012. pp.430-438, 2012. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-383832-2.00061.

JANSEN, D. C.; CAVALCANTI, L.F.; LAMBLÉM, H. S. **Mapa de potencialidade de ocorrência de cavernas no Brasil, na escala 1:2.500.000.** Revista Brasileira de Espeleologia, Vol. 2, n1, 2012. Disponível em: https://revistaeletronica.icmbio.gov.br/RBEsp/article/view/255. Acesso em: 12 de out. de 2021.

KÖPPEN, W.; GEIGER, R. **Versuch einer Klassifikation der Klimate, vorzugweise nach ihren Beziehungen zur Pflanzenwelt.** – Meteorol. Z. 18, 106–120, 1901.

KARMANN, I.; SÁNCHEZ, L. E. **Distribuição das Rochas Carbonáticas e Províncias Espeleológicas do Brasil**. Espeleotema, Monte Sião, 1979, v. 13, p. 105-167, 1979.

KARMANN, I.; SÁNCHEZ, L. E. **Speleological Provinces in Brazil.** International Congress of Speleology. Anais... Barcelona: UIS. v.1, p. 151-153, 1986. Disponível em: https://repositorio.usp.br/directbitstream/02ebc07d-5c2f-420a 8d0e39041194223b/0754149.pdf. Acesso em: 27 jul. 2022.

KIRÁLY, L.; PERROCHET, P; Y. ROSSIER, Y. **Effect of the epikarst on the hydrograph of karst springs: a numerical approach**- Bulletin d'Hydrogeologie, 14, 199–220, 1995. Disponível em: https://libra.unine.ch/handle/123456789/6223. Acesso em 12 de jan. de 2022.

KIRÁLY, L. **Modelling karst aquifers by the combined discrete channel and continuum approach.** Bull. d'Hydrogéologie, 16, 77–98, 1998. 10.4236/jwarp.2011.35036

KÄSS, W. **Tracing technique in geohydrology**. Roterdão, Balkema. 592 p. 1998.

KARMANN, I. **Carste e cavernas; paisagens subterrâneas**. In: Decifrando a Terra. (orgs, Wilson Texeira, et al.). São Paulo: Ed. Ofi cina de textos. P. 129-138, 2001.

KIRÁLY, L. **Karstification and groundwaterflow**. In: GABROVSEK, F. (Ed.). Evolution of karst: from prekarst to cessation. Postojna/Ljubljana: Zalozna ZRC, 2002. p. 155-190, 2002. Disponível em: https://speleogenesis.com/resources/journal/issues-2003-2012/issue-3-2003/579-karstification-and-groundwater-flow.html. Acesso em 12 de out. 2021.

KRESIČ, N.; STEVANOVIČ, Z. **Groundwater hydrology of springs: engineering, theory, management, and sustainability** Butterworth-Heinemann, pp. 573, Burlington, 2010. https://doi.org/10.3986/ac.v39i2.238

KNIGHT, J.; GRAB, S, W. **Basalt pseudokarst development in the Lesotho Highlands,** southern Africa. Quaternary International, 2020. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.04.003.

LLADÓ, N. L. **Fundamentos de Hidrologia Cárstica (Introducion a Geoespeleologia).** Editora Blume. Rosário, Madri, 548 p, 1970.

LEIBUNDGUT, C; MALOSZEWSKI, P; KÜLL, C. **Tracers in Hydrology**. Wiley-Blackwell. Chichester, UK. Lemke D. Liao Z, Wöhling T, Osenbrück, 2009. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53199-5.00036-1

LOBO, H.A.S.; BICHUETTE, M. E.; HARDT, R.; MARTINELLI, R. S. BRUNO FILHO, F. G.; GALLÃO, J.E.; FERNANDES, C. S.; RIZZATO, P. P.; SCHMONSKY, D.; CALVO, E. M. **Caracterização ambiental preliminar e proposta de conservação do sistema cárstico da Gruna**

da Tarimba – Mambaí, GO. In: Rasteiro, m.a.; Sallun Filho, w. (orgs.) Congresso Brasileiro de Espeleologia, 33, 2015. Eldorado, SP. Anais. Campinas: SBE, 2015. p.281-290, 2015.

MÜLL, D. S.; LIEBERMANN, T. D.; SMOOT, J. L.; WOOSLEY, L. H, JR. **Application of dye tracking techniques to determine the solute transport characteristics of groundwater in karst terranes**. U.S. Environmental Protection Agency, Region 4, EPA 904/6-88-001, 103 p, 1988.

MALOSZEWSKI, P.; STICHLER, W.; ZUBER, A.; RANK, D. **Identifying the flow systems in a karsticfissured-porous aquifer**, the Schneealpe, Austria, by modelling of environmental O-18 and H-3 isotopes. J Hydrol 256:48–59, 2002. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00526-1

MYLÈNE BERBERT-BORN, TRINDADE, J.S. da. **Introdução à geomorfologia e espelologia da região de Mambaí, Goiás,** in: Motta, J.A.O. (Ed.), Projeto Cavernas Mambaí: Caracterização Do Ecossistema Cárstico Localizado No Município de Mambaí e Entorno. Ministério Do Meio Ambiente - MMA, Goias, pp. 41–76, 2003.

MILANOVIĆ, P. **Water resources engineering in karst**. CRC press, 2004.

MMA - Ministério do Meio Ambiente. Gabinete do Ministro. Instrução Normativa nº 2, de 20 de agosto de 2009. **Dispõe sobre a metodologia para classificação do grau de relevância das cavidades naturais subterrâneas.** Diário Oficial da União, Brasília, 21 de agosto de 2009, Seção 1, n. 160, p. 68-71., 2009a.

MARTINELLI, R.S.; CALVO, E.; LOBO, H.A.S.; GERIBELLO, F.K.; DOURADO, R.S. 2015. **Exploração e Mapeamento do sistema Dores - Tarimba – Pasto de Vacas (Mambaí, Goiás, Brasil)**. In: RASTEIRO, M.A.; SALLUN FILHO, W. (orgs.) CONGRESSO BRASILEIRO DE ESPELEOLOGIA, 33, 2015. Eldorado. Anais... Campinas: SBE, p.349-354. 2015. Disponível em: <http://www.cavernas.org.br/anais33cbe/33cbe_349-354.pdf>. Acesso em: 06 de junho de 2021.

MIRANDA, S. A. M. **Uso e ocupação do solo na APA das nascentes do Rio Vermelho: Conflito Socioambiental em Mambaí – GO**. Orientação: Ruth Elias de Paula Laranja, Brasília. Monografia (Bacharelado em Geografia), Universidade de Brasília, Instituto de Ciências Humanas, Departamento de Geografia, 2016.

NUNES, J. G. da S. **Mapeamento de solos através de técnicas diretas e indiretas na Apa Nascentes Do Rio Vermelho, Mambaí - Goiás. – Estudo de caso.** Brasília/DF. Dissertação de Mestrado – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade de Brasília, 2020.

NCKRI. (NATIONAL CAVE & KARST RESEARCH INSTITUTE). **Caves**. Caves Type. Disponível em: https://www.nckri.org/caves/types/. Acesso em: 15 de nov. de 2021.

NOGUEIRA, A. M. **Dinâmica Paleoambiental em Vales Secos da Área de Proteção Ambiental Nascentes Do Rio Vermelho-Apanrv, Mambaí-Go**. Tese de Doutorado. Universidade de Brasília. Departamento de Geografia. Programa de Pós-Graduação em Geografia. Brasília-DF. 180p. 2022.

PALMER, A. N. **Origin and Morphology of limestones caves**. Bulletin of Geological Society of America, 103(1): 1-21, 1991. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1991)103<0001:OAMOLC>2.3.CO;2

PALMER, A. N. **Patterns of dissolution porosity in carbonate rocks**. in Palmer, A.N., Palmer, M.V., and Sasowsky, I.D., eds., Karst modeling: Leesburg, Va., Karst Waters Institute Special Publication 5, p. 71–78, 1999.

PILÓ, L. B. **Geomorfologia Cárstica - Revisão de Literatura**. Revista Brasileira de Geomorfologia, 1, 1, 88-102, 2000. https://doi.org/10.20502/rbg.v1i1.73

PESSOA, P. F. P. **Hidrogeologia dos Aquíferos Cársticos Cobertos de Lagoa Santa, MG.** SMARH/UFMG, Belo Horizonte. Tese de Doutorado, 375 p, 2005.

PALMER, A.N. **Cave Geology**. Dayton: Cave Books. 454 p, 2007.

PETRIČ. M. **The importance and protection of karst Waters.** In: Pressures and Protection of the Underground Karst−Cases from Slovenia and Croatia. inštitut za raziskovanje krasa ZRC SAZU, Postojna /Karst Research Institute ZRC SAZU, Postojna 18-23. SBN: 978-961-254-285-6, 2011.

PILÓ, L. B.; AULER, A. **Cap I. Introdução à Espeleologia**. In: CECAV. III Curso de Espeleologia e Licenciamento Ambiental. Brasília: CECAV/Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade, Cap. 1, p. 7-23, 2011.

PIMENTEL, L. M.; SOUZA, T. C. L.; TÁVORA, G. S. G.; TURETTA, A. P. D. **Mudanças de uso da terra e expansão da agricultura no oeste da Bahia.** Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento / Embrapa Solos. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 27 p., 2011.

PATIÑO-ROJAS, S.M.; JARAMILLO, M., ESPINOSA-ESPINOSA, C.; ARIAS-LOPEZ, M. **Preferential groundwater flow directions in a pseudokarst system in Colombia, South America**. Journal of South American Earth Sciences, Volume 112, Part 1, 2021, ISSN 0895-9811. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103572.

QUINLAN, J. F; EWERS, R.O. **Subsurface drainage in the Mammoth Cave** área. White, W.B., and White, E.L., eds., Karst hydrology concepts from the Mammoth Cave area: New York, Van Nostrand Reinhold, p. 65–104, 1989.

RAVBAR, N. **The protection of karst waters**. Postojna-Ljubljana: Zalozba ZRC, 2007. https://doi.org/10.3986/ac.v36i3.532

RAVBAR, N. **Variability of groundwater flow and transport processes in karst under different hydrologic.** September 2013Acta Carsologica / Karsoslovni Zbornik 42(2-3), 2013. https://doi.org/10.3986/ac.v42i2.644.

RIZZATO, P. P.; BICHUETTE, M. E. **Ituglanis boticario, a new troglomorphic catfish (Teleostei: Siluriformes: Trichomycteridae) from Mambaí karst area, central Brazil.** Pedro Pereira Rizzato & Maria Elina Bichuette. Zoologia (Curitiba Impresso). 31. 577-598, 2014. https://doi.org/10.1590/S1984-46702014000600006.

RIBEIRO, A. A. et al. **RELATÓRIO DE VISTORIA TÉCNICA EM CAVERNAS E SUAS ÁREAS DE INFLUÊNCIA NA ÁREA DE PROTEÇÃO AMBIENTAL DAS NASCENTES DO RIO VERMELHO.** Brasília-DF, 2018.

SUKHODOLOV, A.N.; NIKORA, V.I.; ROWINSKI, P.M.; CZERNUSZENKO, W. **A case study of longitudinal dispersion in small lowland rivers:** Water Environmental Resources, v. 97, p. 1246–1253, 1997. https://doi.org/10.2175/106143097X126000

SMART, C.C.; ZABO, L.; ALEXANDER, E.C., JR.; WORTHINGTON, S.R.H. **Some advances in fluorometric techniques for water tracing.** ISBN: 9781003078128. Environmental Monitoring and Assessment, v. 53, p. 305–320, 1998.

SMART, C. C. **Quantitative tracing of the Maligne Karst Aquifer**. Alberta, Canada. Journal of Hydrology, 98, 185-204, 1998b. https://doi.org/10.1016/0022-1694(88)90014-5

SERVIÇO GEOLÓGICO BRASILEIRO - CPRM. **Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e do Distrito Federal**. PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL. [S.l.]. 2000.

SCHNEGG, P. A. **An inexpensive field fluorometer for hydrogeological tracer tests with three tracers and turbidity measurement**. In: Bocanegra E, Martinez D, Massone H (eds) XXXII IAH and ALHSUD Congress on Groundwater and Human Development. Mar del Plata, Argentina, Octobe, 2002. https://doi.org/10.1007/s00254-001-0517-4

SONTEK. **Manual do Usuário do ADV® de Mão do FlowTracker®**. San Diego: Sontek, 33p, 2007.

SILVA, F. M., ASSAD, E. D., STEINKE, E. T., MÜLLER, A. G. **Climate of the Cerrado Biome**, in: Albuquerque, A. Silva, A. (Eds.), Tropical Agriculture: Four decades of technological, institutional and policy innovations. Embrapa. Informações Tecnológicas, Brasília, pp. 93-148, 2008.

SALLUM FILHO, W.; KARMANN, I. **Províncias cársticas e cavernas no Brasil**. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M. de; BARTORELLI, A. Geologia do Brasil. São Paulo: BECA, p. 629-641, 2012. Disponível em: https://repositorio.usp.br/directbitstream/ecb18265-651a-47f7-9170-844f9724f976/2346473.pdf. Acesso em: 27 jul. 2022.

SBE et al. SOCIEDADE BRASILEIRA DE ESPELEOLOGIA. **Caracterização Ambiental e Conservação do Sistema Cárstico da Gruna da Tarimba – Mambaí, GO – Proposta Técnica**. In: Lobo, H. A. S.; Bichuette, M. E.; Hardt, R. Geribello, F.K..; Fernandes, C.S.; Monteiro-Neto, D.; Calvo, Emm.; Filho, Bf.G.; Gallão, J, E.; Simões, L.B.; Frate, M.S.; Pereira, P.; Rizzato, P. P.; Martinelli, R. S.; Borghezan, R.; Zago, S. Sociedade Brasileira de Espeleologia. União Paulista de Espeleologia. Grupo Espeleológico Goiano. Universidade Federal De São Carlos. Proposta Técnica. Campinas, 2014.

STEVANOVIČ, Z. **Karst Aquifers – Characterization and Engineering**. Series: Professional Practice in Earth Science, Springer Intern. Publ., 692p, 2015.

SOUZA, T.; AULER, A. **O Carste de Vazante-Paracatu-Unaí: Revelando Importâncias, Recomendando Refúgios**. 1 ª Edição. Carste Ciência e Meio Ambiente. Belo Horizante. 14p, 2018.

TIEDMAN, R. C.; GOODE D. J.; HSIEH P. A. **Characterizing a ground water basin in New England Mountain and valley terrain**. Ground Water, 36(4):611-621, 1998. 10.1111/j.1745-6584.1998.tb02835.x

TAYLOR, C. J.; GREENE, E. **Hydrogeologic Characterization and Methods Used in the Investigation of Karst Hydrology**. Field Techniques for Estimating Water Fluxes Between Surface Water and Ground Water, 75–114, 2005.

TIMO, M. B. **Mapeamento geomorfológico da região cárstica do córrego do Cavalo, Pains, MG**. 114f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia. Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais. 2014.

TEODORO, M. I; VELÁSQUEZ, L. N. M.; Peter Marshall FLEMING2; PAULA, R. S.; SOUZA, R.T.; DOI, B.M. **Hidrodinâmica do Sistema Aquífero Cárstico Bambuí, com uso de traçadores corantes, na região de Lagoa Santa, Minas Gerais**. Revista Águas Subterrâneas, v. 33, n. 4, p. 392-406, 2019. https://doi.org/10.14295/ras.v33i4.29532

TEODORO, M. I. P. **Hidrodinâmica das zonas cárstica e cárstica-fissural do sistema de aquífero da Formação Sete Lagoas por meio de traçadores corantes e da análise das estruturas rúpteis na Região de Lagoa Santa, Minas Gerais**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Minas Gerais. Instituto de Geociências. Pós-Graduação em Geologia. 196p. 2020.

TRAVASSOS, L. E. P. **Princípios de Carstologia e Geomorfologia Cárstica**. 242 p.; Il. ISBN 978-65-5024-003-5. Ministério do Meio Ambiente. Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade. Diretoria de Pesquisa, Avaliação e Monitoramento da Biodiversidade Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas, 2019.

TAVARES, A. S.; UAGODA, R. E. S.; SPALEVIC, V.; MINCATO, R.L. (2021): **Analysis of the erosion potential and sediment yield using the IntErO model in an experimental watershed dominated by karst in Brazil.** Agriculture and Forestry, 67 (2): 153-162, 2021.

TAVARES, A. S.; UAGODA, R. E S. **Avaliação de parâmetros de qualidade de água superficial e subterrânea em aquífero cárstico no cerrado brasileiro**. 13° SINAGEO. Geomorfologia: Complexidade e interescalaridade das Paisagens. Juiz de Fora - MG. 2021(a).

TAVARES, A. S.; UAGODA, R. E. S. **Monitoramento Hidrossedimentológico em Ambiente Cárstico no Cerrado: Estudo de Caso na Caverna Extrema, em Mambaí, Goiás**. XXIV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos – Belo Horizonte – MG. Associação Brasileira de Recursos Hídricos. 2021 (b).

UAGODA, R., HUSSAIN, Y., FERREIRA, C.F., FONSECA, M.R., NOGUEIRA, A., CALDEIRA, D., TAVARES, A., NUNES, J.G., COSTA, B., 2019. In: Regional Conference of Geomorphology. **Geomorphic Units Mapping of Fluviokarst Landscapes in Central Brazilian Higland**, Athens, 2019. Disponível em: < https://rcg2019.com/wp-content/uploads/2020/01/RCG2019_Abstract-book_20200108.pdf>. Acesso em: 28/01/2021.

UAGODA, R.; HUSSAIN, Y.; CALDEIRA, D.; NOGUEIRA, A.; FONSECA, M.R., TAVARES, A. **Hydrosedimentological study of a covered fluviokarst in the Brazilian Cerrado.** ICG2022-423 10th International Conference on Geomorphology, 2022.

WHITE, W. B. **Geomorphology and hydrology of karst terrains**. New York: Oxford University Press, 1988. https://doi.org/10.1002/jqs.3390040211

WORTHINGTON, S.R.H. **Karst hydrogeology of the Canadian Rocky Mountains**. Ph.D. thesis, McMaster University, Hamilton, Ontario. 227p, 1991.

WORTHINGTON, S.R.H.; FORD, D.C. **High sulfate concentrations in limestone springs: An important factor in conduit initiation?** Environmental Geology, v. 25, 1991. https://doi.org/10.1007/BF01061825

WHITE, W.B. **Analysis of karst aquifers**, in Alley, W.M., ed., Regional ground-water quality: New York, Van Nostrand Reinhold, p. 471–489, 1993.

WHITE, W.B. **Conceptual models for karstic aquifers.** in Palmer, A.N., Palmer, M.V., and Sasowsky, I.D., eds., Karst modeling: Leesburg, Va., Karst Waters Institute Special Publication 5, p. 11–16, 1999.

WHITE, W.B. **Karst hydrology: recent developments and open questions.** Engineering Geology 65, 85-105, 2002. https://doi.org/10.1016/S0013-7952(01)00116-8

WHITE, W. B. **Conceptual models for karstic aquifers. Speleogenesis,** 1(1), 1–6, 2003.

WORTHINGTON, S. R. H.; SMART, C. C. **Empirical determination of tracer mass for sink to spring tests in karst**. Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst, 2003. https://doi.org/10.1061/40698(2003)26

WHITE, W.B. **Hydrology of karst aquifers**. In: CULVER, D. C.; WHITE, W. B. (Ed.). Encyclopedia of Caves. London: Elsevier Academic Press. First Edition. ISBN: 0121986519. p. 293-300, 2005.

WILLIAMS, P. W. **The role of the epikarst in karst and cave hydrogeology: a review**. International Journal of Speleology, v. 37, n. 1, p. 1-10, 2008. http://dx.doi.org/10.5038/1827-806X.37.1.1

WHITE, W. B. **Hidrogeology of karst aquifers**. In: CULVER, D. C., WHITE, W. B. (Ed.). Encyclopedia of Caves. Second Ed. New York: Elsevier. ISBN: 9780123838339. p. 383-391, 2012.

WHITE, W.B.; WHITE, E.L. **Karst landforms: scope and processes in the early twenty-first century**. In: SHRODER, J.; FRUMKIN, A. (Ed.). Treatise on geomorphology. San Diego (CA): Academic Press. p. 14-22 (Volume 6, Karst Geomorphology), 2013. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00142-1

WRAY, R.; SAURO, F. **An updated global review of solutional weathering processes and forms in quartz sandstones and quartzites**. Earth-Science Reviews, 2017. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.06.008

ANEXO A

ESTUDO DE CONEXÕES HIDROLÓGICAS NO SISTEMA CÁRSTICO GRUTA DA TARIMBA, MAMBAÍ, GOIÁS

Análise laboratorial de amostras de carvão

Elaborado por:
HIDROVIA Hidrogeologia e Meio Ambiente Ltda.

Abril de 2022

SUMÁRIO

1 - APRESENTAÇÃO 2

2 - RECEBIMENTO DAS AMOSTRAS 2

3 - PROCEDIMENTOS 3

4 - SAÍDAS E APONTAMENTO DOS RESULTADOS 5

4.1 - TESTE DE CONEXÃO 1 5
4.2 - TESTE DE CONEXÃO 2 7
4.3 - TESTE DE CONEXÃO 3 8

1 - APRESENTAÇÃO

A pedido do aluno de mestrado Matheus Santiago Vieira, a empresa Hidrovia está cedendo as análises fluorimétricas realizadas no Espectrofotômetro de fluorescência F2700 Hitachi, tendo sido coletadas e enviadas 19 amostras de carvão ativado em pontos distintos do Sistema Cárstico da Caverna da Tarimba, em Mambaí, Goiás.

O referido aluno encontra-se matriculado no Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade de Brasília, cujo trabalho intitula-se ''Estudo das comunicações hidrológicas entre fluxos superficiais e subterrâneos na Caverna da Tarimba, Mambaí, Goiás'', sendo esta considerada a segunda maior caverna de Goiás (Martinelli, 2015). É orientado pelo Professor Rogério Uagoda, cujo grupo de pesquisa atua há mais de 05 anos na região com diversos trabalhos publicados ao nível de Tccs,dissertações, teses. A pesquisa está vinculada ao Termo TCCE 01-2018 - Vale ICMBio.

A Caverna da Tarimba apresenta grande importância faunística por hospedar a espécie endêmica de peixe troglóbio Ituglanis Boticario (Bichuette e Rizzato, 2014) e a área onde está inserida apresenta diversos problemas como solo exposto, assoreamento de cavernas, abastecimento irregular de água, e extensas atividades agropecuárias no entorno. A pesquisa acadêmica objetiva compreender a hidrogeologia local, como direções das rotas de fluxos subterrâneos e definição de áreas de recarga, através de testes com traçadores corantes.

2 - RECEBIMENTO DAS AMOSTRAS

As amostras de carvão foram enviadas por correio e recebidas no dia 29/03/2022 conforme condições das fotos abaixo, juntamente com uma cadeia de custódia com a identificação de cada amostra. Foram recebidas 19 amostras, conforme especificado no referido documento.



Figura 1.1 - Amostras embaladas e protegidas por papel alumínio



Figura 1.2 - Amostras de carvão acondicionadas em frascos

3 - PROCEDIMENTOS

A seguir, é descrito o procedimento adotado na preparação e análise das amostras de carvão.

Uma alíquota de carvão de cada amostra foi separada e colocada em recipiente de alumínio, os quais foram postos em forno com temperatura de 100 °C por cerca de 10 minutos para promover a secagem das amostras de carvão. Parte do carvão foi mantido no frasco original, caso seja necessário fazer conferências futuras.



Figura 2.1 - Processo de secagem do carvão

Após a secagem, as alíquotas de carvão foram colocadas em pequenos copos descartáveis onde foi adicionado o eluente necessário para desprender as substâncias adsorvidas no carvão. O eluente utilizado foi a solução de hidróxido de potássio, KOH, diluído em etanol na concentração de 5%.



Figura 2.2 - Eluente puro e adicionado em amostra de carvão

Após 5 minutos de imersão, o eluente foi retirado do copo plástico e colocado em uma cubeta de quartzo, a qual é inserida no espectrofotômetro de fluorescência HITACHI F-2700 acoplado ao computador, onde é feita a análise de fluorescência.



Figura 2.3 - Cubeta de quartzo eluente e espectrofotômetro de fluorescência HITACHI F-2700 acoplado ao computador

O espectrofotômetro foi calibrado e configurado para análises do tipo *wave length scan* (*WL Scan*), sendo obtida a curva de intensidade de fluorescência emitida pela amostra para a faixa de comprimento de onda entre 450 nm e 600 nm. Tais curvas podem ser visualizadas no software *FL Solutions* e foram exportadas para arquivos de extensão *.xls* para serem mais facilmente manipuladas em outros *softwares*.

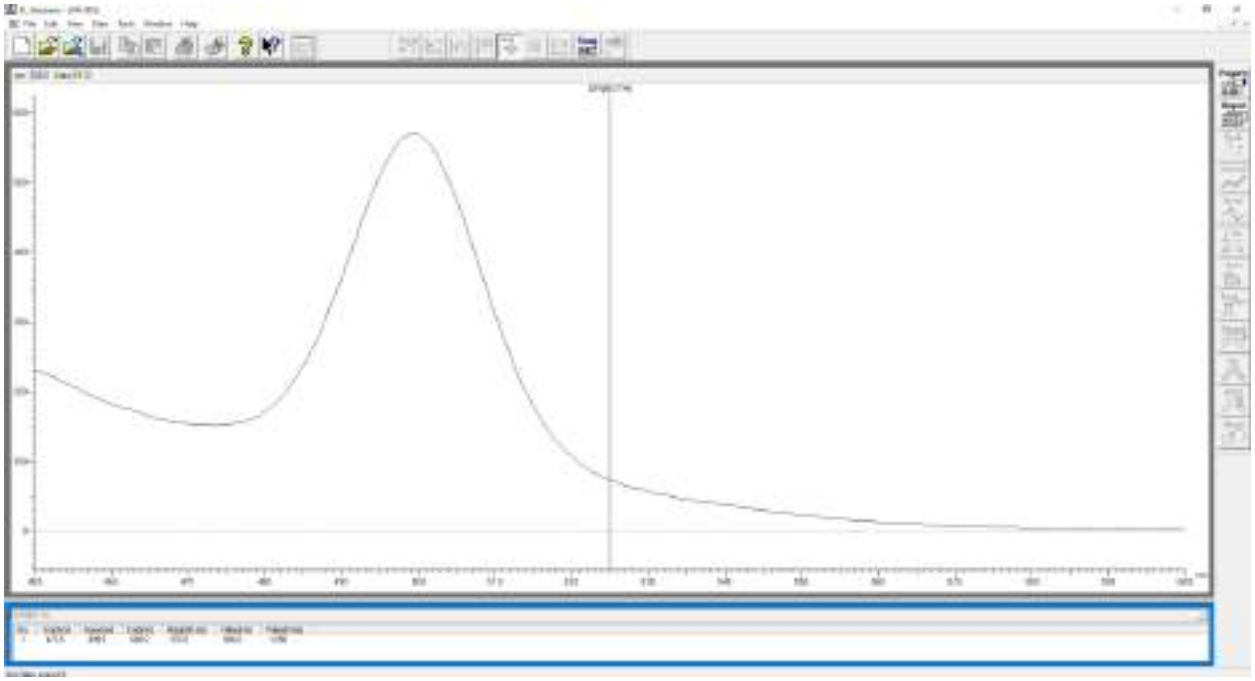
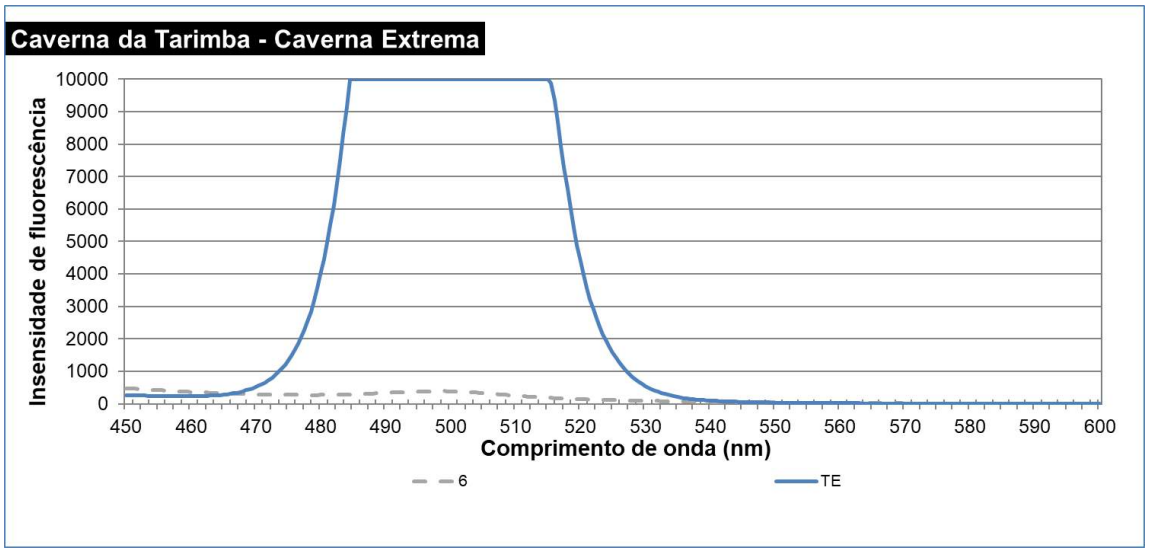


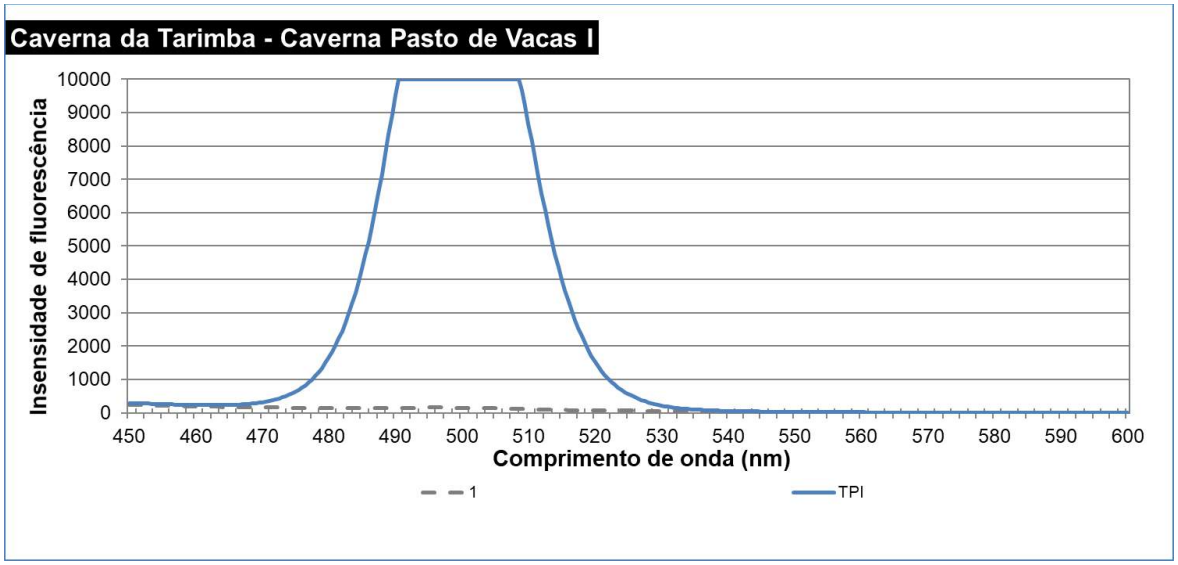
Figura 2.4 - Interface de exportação do *FL Solution*

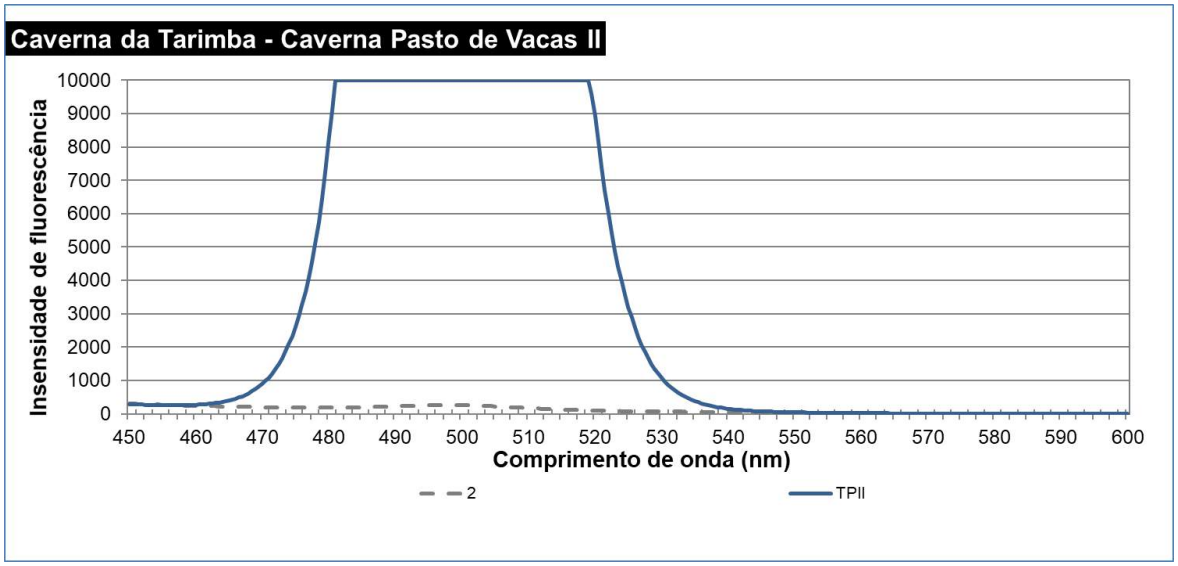
4 - SAÍDAS E APONTAMENTO DOS RESULTADOS

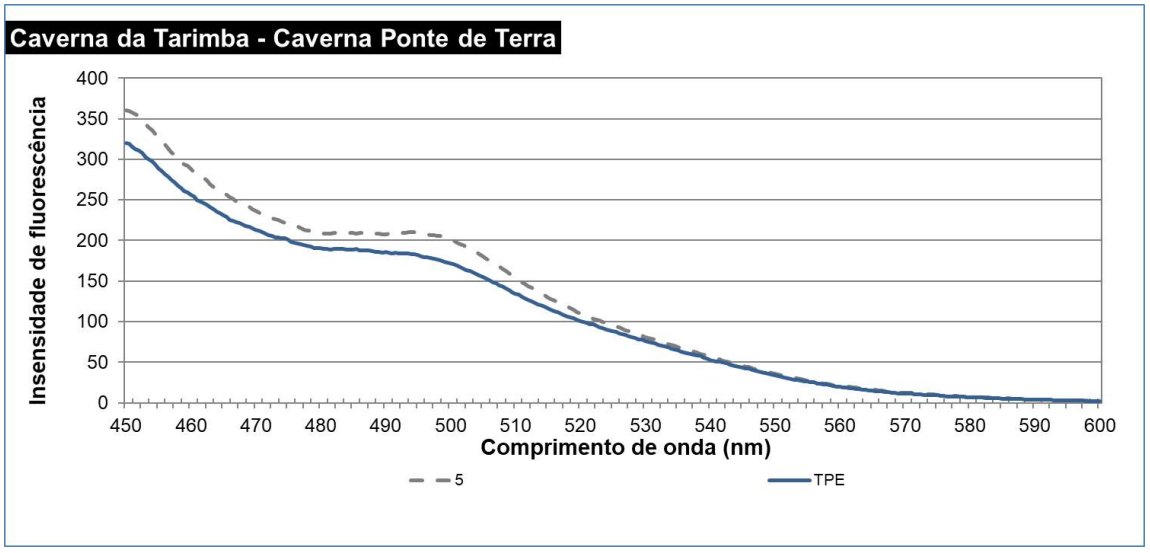
A seguir são apresentados gráficos com as combinações de amostras presentes na ficha de orientação. De posse dos dados brutos, é possível fazer outros gráficos e combinações.

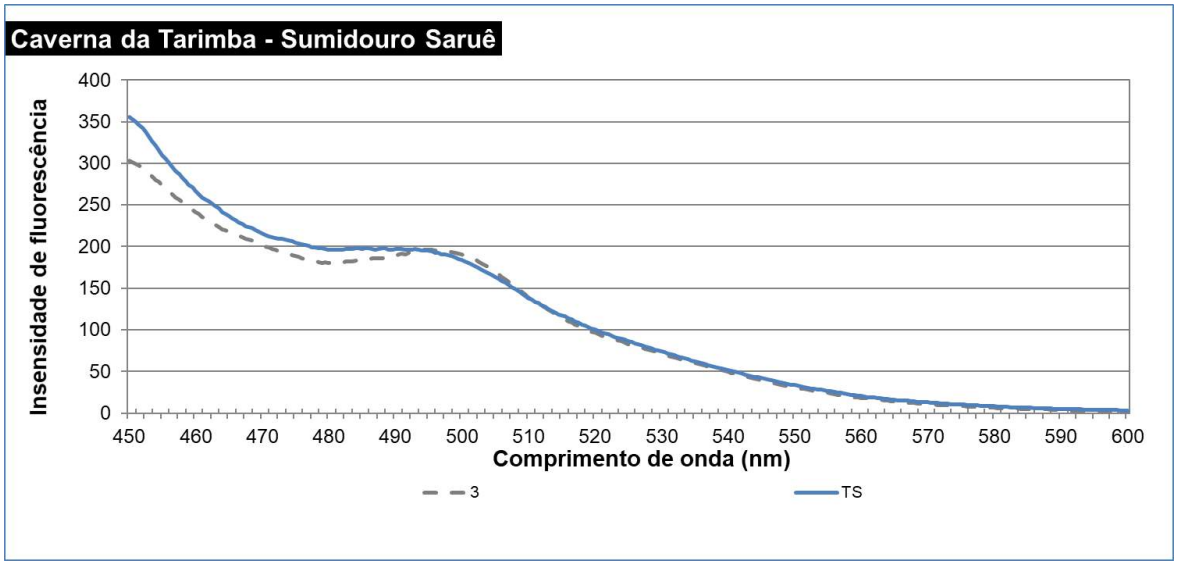
4.1 - Teste de Conexão 1



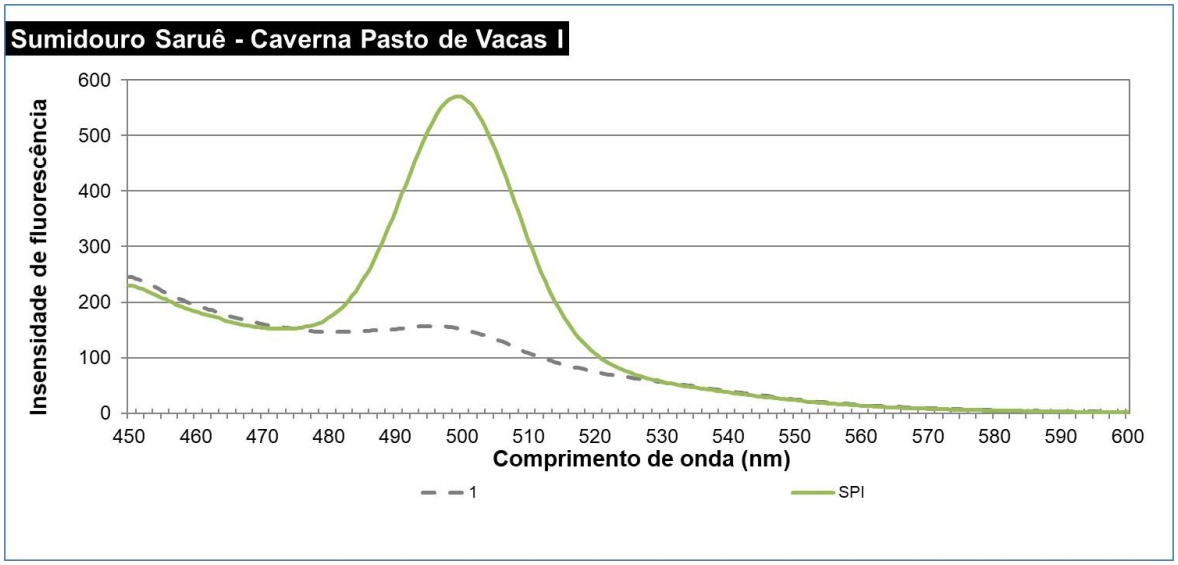

Caverna da Tarimba - Caverna Pasto de Vacas I
Insensidade de fluorescência
10000
9000
8000
7000
6000
5000
4000
3000
2000
1000
0
450 460 470 480 490 500 510 520 530 540 550 560 570 580 590 600
Comprimento de onda (nm)
1
TPI

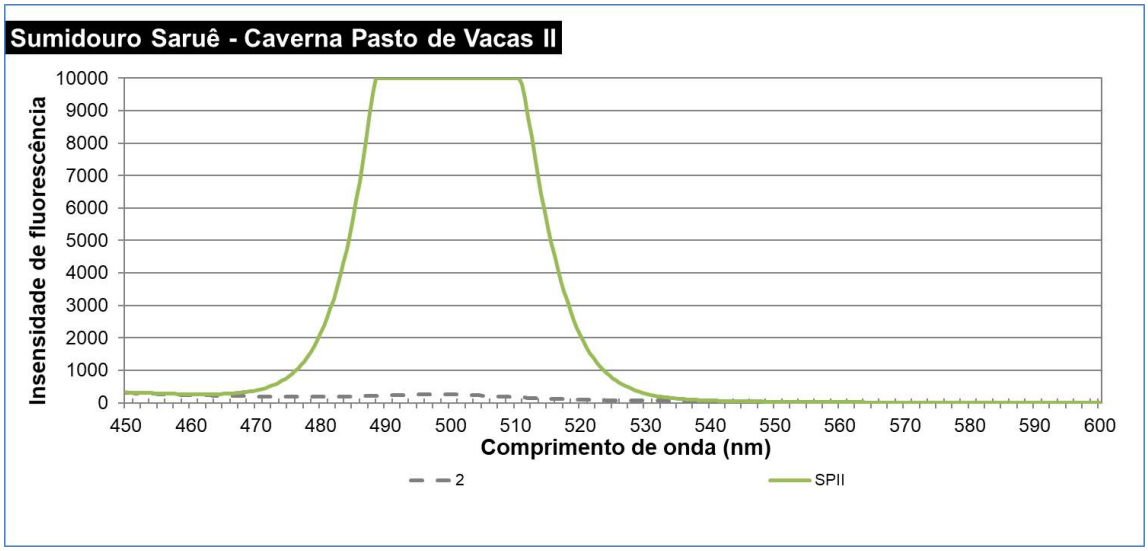

Caverna da Tarimba - Caverna Pasto de Vacas II
Insensidade de fluorescência
10000
9000
8000
7000
6000
5000
4000
3000
2000
1000
0
450 460 470 480 490 500 510 520 530 540 550 560 570 580 590 600
Comprimento de onda (nm)
2
TPII

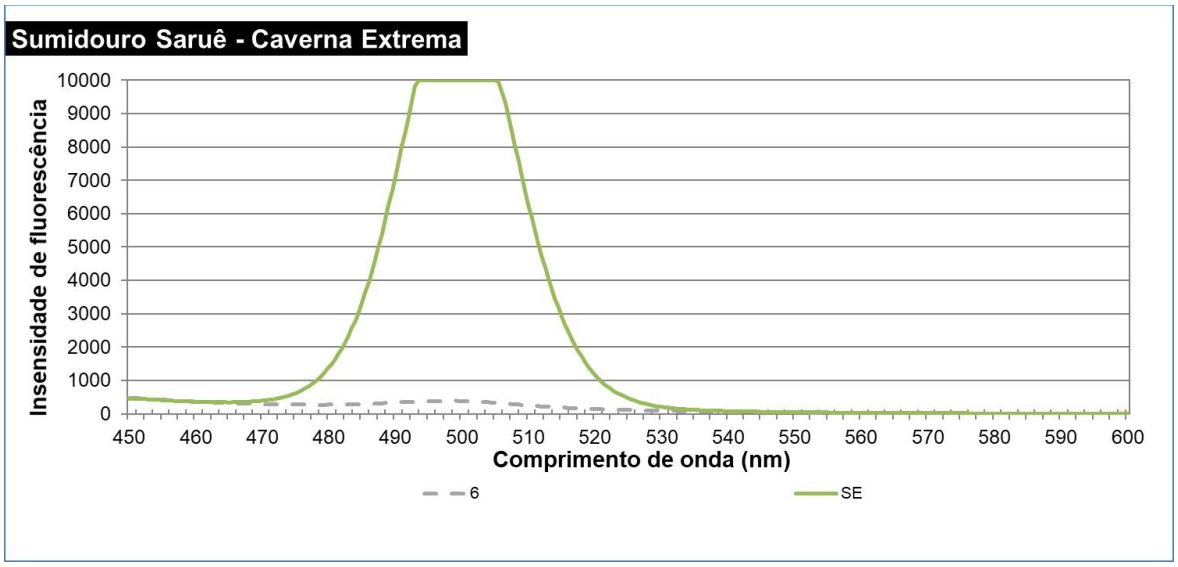

Caverna da Tarimba - Caverna Ponte de Terra
Insensidade de fluorescência
400
350
300
250
200
150
100
50
0
450 460 470 480 490 500 510 520 530 540 550 560 570 580 590 600
Comprimento de onda (nm)
5
TPE



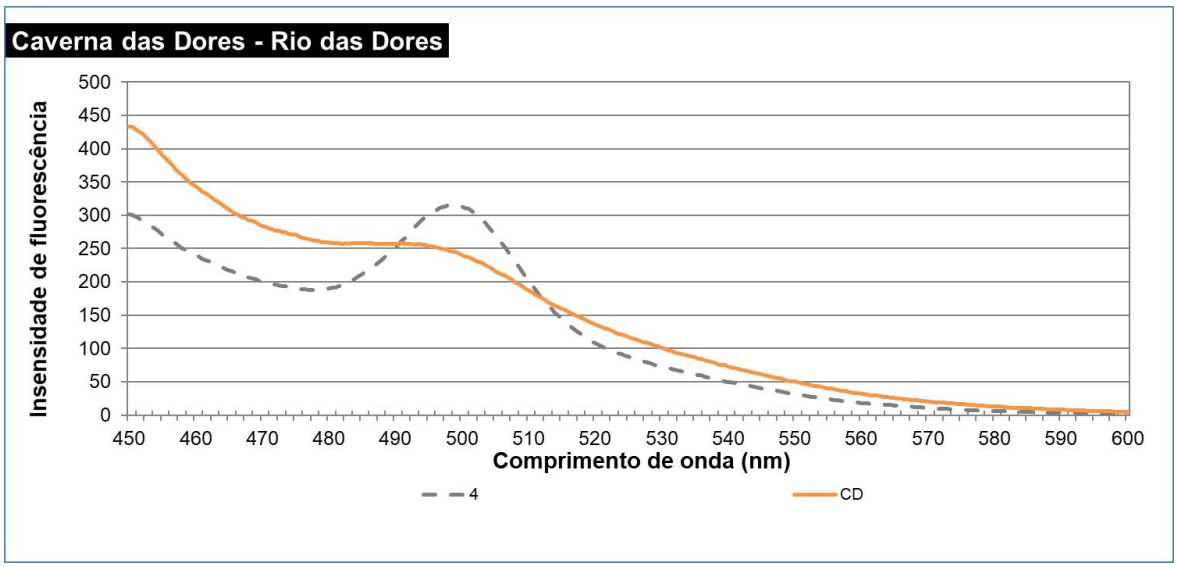
4.2 - Teste de Conexão 2

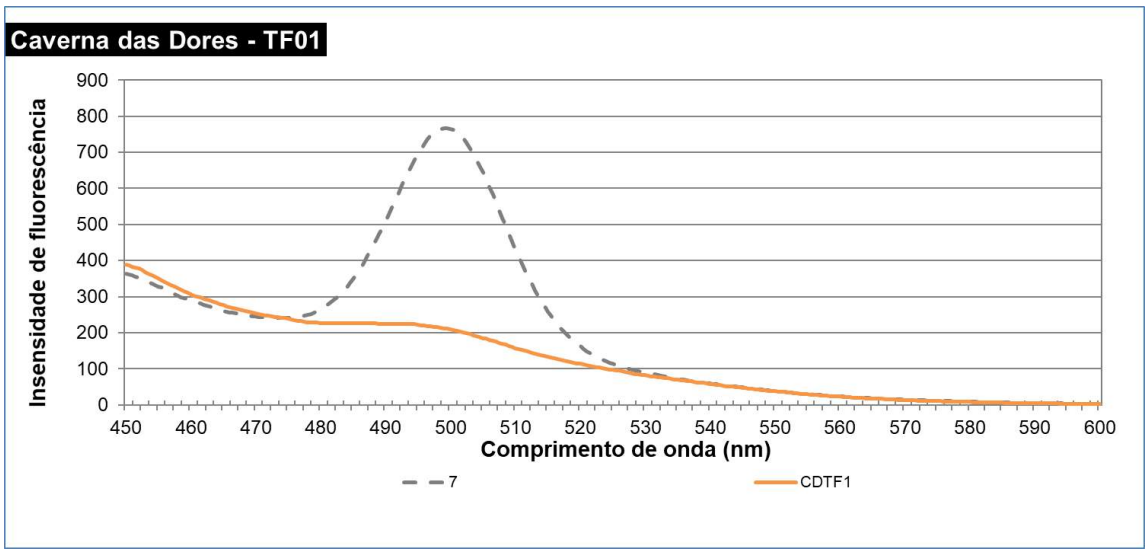


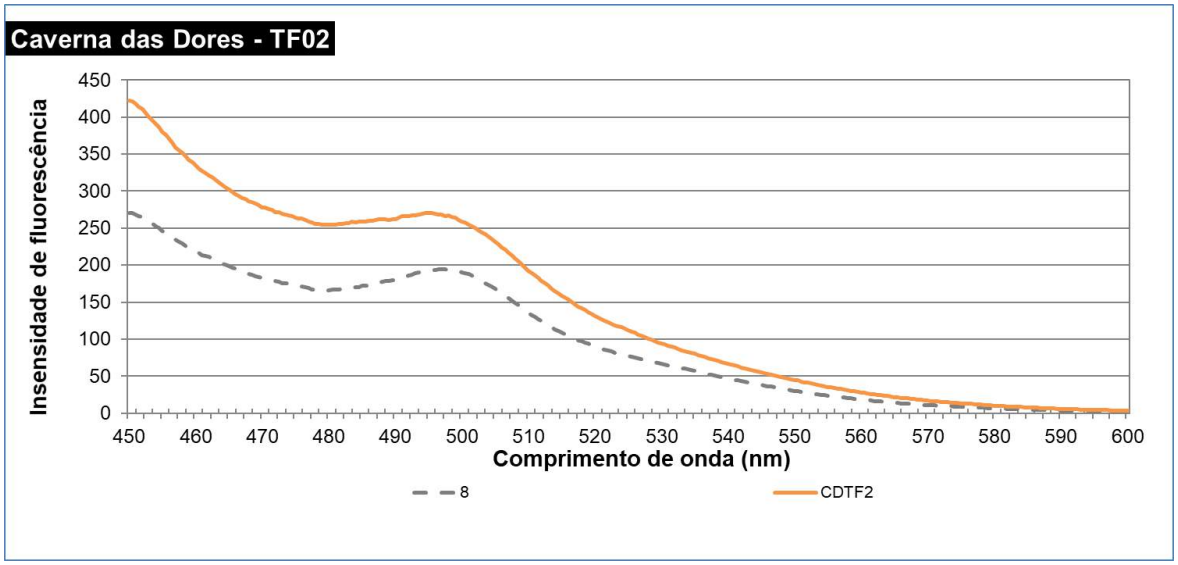




4.3 - Teste de Conexão 3







Apontamento dos resultados

Amostra	Ponto	Teste	Resultados
1	Caverna Pasto de Vacas I	Background	**NEGATIVO**
2	Caverna Pasto de Vacas II	Background	**NEGATIVO**
3	Sumidouro Saruê	Background	**NEGATIVO**
4	Rio Dores	Background	**NEGATIVO**
5	Caverna Ponte de Terra	Background	**NEGATIVO**
6	Caverna Extrema	Background	**NEGATIVO**
7	TF01	Background	**NEGATIVO***
8	TF02	Background	**NEGATIVO**
TE	Caverna Extrema	Teste de Conexão 1	**FORTEMENTE POSITIVO**
TPI	Caverna Pasto de Vacas I	Teste de Conexão 1	**FORTEMENTE POSITIVO**
TPII	Caverna Pasto de Vacas II	Teste de Conexão 1	**FORTEMENTE POSITIVO**
TPE	Caverna Ponte de Terra	Teste de Conexão 1	**NEGATIVO**
TS	Sumidouro Saruê	Teste de Conexão 1	**NEGATIVO**
SPI	Caverna Pasto de Vacas I	Teste de Conexão 2	**POSITIVO**
SPII	Caverna Pasto de Vacas II	Teste de Conexão 2	**FORTEMENTE POSITIVO**
SE	Caverna Extrema	Teste de Conexão 2	**FORTEMENTE POSITIVO**
CD	Rio das Dores	Teste de Conexão 3	**NEGATIVO***
CDTF1	TF01	Teste de Conexão 3	**NEGATIVO***
CDTF2	TF02	Teste de Conexão 3	**NEGATIVO**

*obs.: avaliar possibilidade de contaminação na fase de background, rio Dores

ANEXO B

HIDROVIA
Hidrogeologia para sustentabilidade

ESTUDO DE CONEXÕES HIDROLÓGICAS NO SISTEMA CÁRSTICO GRUTA DA TARIMBA, MAMBAÍ, GOIÁS

Análise laboratorial de amostras de carvão

Elaborado por:
HIDROVIA Hidrogeologia e Meio Ambiente Ltda.

Outubro de 2022

SUMÁRIO

1 - APRESENTAÇÃO 2

2 - RECEBIMENTO DAS AMOSTRAS 2

3 - PROCEDIMENTOS 3

4 - SAÍDAS E APONTAMENTO DOS RESULTADOS 5

4.1 - TESTE DE CONEXÃO 1 6
4.2 - TESTE DE CONEXÃO 2 6
4.3 - TESTE DE CONEXÃO 3 ..... **ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.**

1 - APRESENTAÇÃO

A pedido do aluno de mestrado Matheus Santiago Vieira, a empresa Hidrovia está cedendo as análises fluorimétricas realizadas no Espectrofotômetro de fluorescência F2700 Hitachi, tendo sido coletadas e enviadas 8 amostras de carvão ativado em pontos distintos do Sistema Cárstico da Caverna da Tarimba, em Mambaí, Goiás.

O referido aluno encontra-se matriculado no Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade de Brasília, cujo trabalho intitula-se ''Estudo das comunicações hidrológicas entre fluxos superficiais e subterrâneos na Caverna da Tarimba, Mambaí, Goiás'', sendo esta considerada a segunda maior caverna de Goiás (Martinelli, 2015). É orientado pelo Professor Rogério Uagoda, cujo grupo de pesquisa atua há mais de 05 anos na região com diversos trabalhos publicados ao nível de Tccs,dissertações, teses. A pesquisa está vinculada ao Termo TCCE 01-2018 - Vale ICMBio.

A Caverna da Tarimba apresenta grande importância faunística por hospedar a espécie endêmica de peixe troglóbio Ituglanis Boticario (Bichuette e Rizzato, 2014) e a área onde está inserida apresenta diversos problemas como solo exposto, assoreamento de cavernas, abastecimento irregular de água e extensas atividades agropecuárias no entorno. A pesquisa acadêmica objetiva compreender a hidrogeologia local, como direções das rotas de fluxos subterrâneos e definição de áreas de recarga, através de testes com traçadores corantes.

O objetivo do ensaio feito é a identificação das possíveis conexões hidrológicas entre a Caverna Matadeiro com as cavernas Ponte de Terra, Pasto de Cimas, Tarimba e Extrema. Em cada uma das cavernas, foram coletadas uma amostra pré-injeção e uma pós-injeção.

2 - RECEBIMENTO DAS AMOSTRAS

As amostras de carvão foram enviadas por correio e recebidas no dia 27/09/2022 conforme condições das fotos abaixo, juntamente com uma cadeia de custódia com a identificação de cada amostra. Foram recebidas 8 amostras, conforme especificado no referido documento.



Figura 1.1 - Amostras de carvão acondicionadas em frascos

3 - PROCEDIMENTOS

A seguir, é descrito o procedimento adotado na preparação e análise das amostras de carvão.

Uma alíquota de carvão de cada amostra foi separada e colocada em recipiente de alumínio, os quais foram postos em forno com temperatura de 100 °C por cerca de 10 minutos para promover a secagem das amostras de carvão. Parte do carvão foi mantido no frasco original, caso seja necessário fazer conferências futuras.

Após a secagem, as alíquotas de carvão foram colocadas em pequenos copos descartáveis onde foi adicionado o eluente necessário para desprender as substâncias adsorvidas no carvão. O eluente utilizado foi a solução de hidróxido de potássio, KOH, diluído em etanol na concentração de 5%.



Figura 2.1 - Eluente puro e adicionado em amostra de carvão

Após 5 minutos de imersão, o eluente foi retirado do copo plástico e colocado em uma cubeta de quartzo, a qual é inserida no espectrofotômetro de fluorescência HITACHI F-2700 acoplado ao computador, onde é feita a análise de fluorescência.



Figura 2.2 - Cubeta de quartzo eluente e espectrofotômetro de fluorescência HITACHI F-2700 acoplado ao computador

O espectrofotômetro foi calibrado e configurado para análises do tipo *wave length scan* (*WL Scan*), sendo obtida a curva de intensidade de fluorescência emitida pela amostra para a faixa de comprimento de onda entre 450 nm e 600 nm. Tais curvas podem ser visualizadas no software *FL Solutions* e foram exportadas para arquivos de extensão *.xls* para serem mais facilmente manipuladas em outros *softwares*.

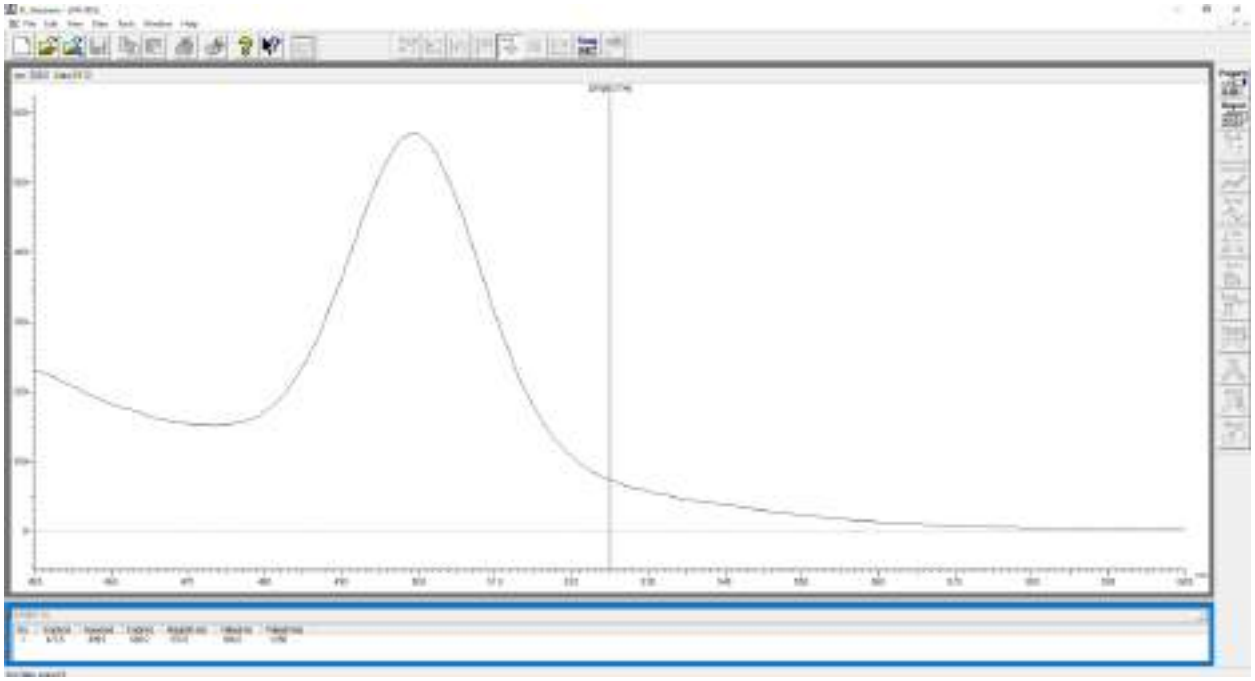


Figura 2.3 - Interface de exportação do *FL Solution*

A seguir é apresentada a curva de fluorescência da solução eluente utilizada.

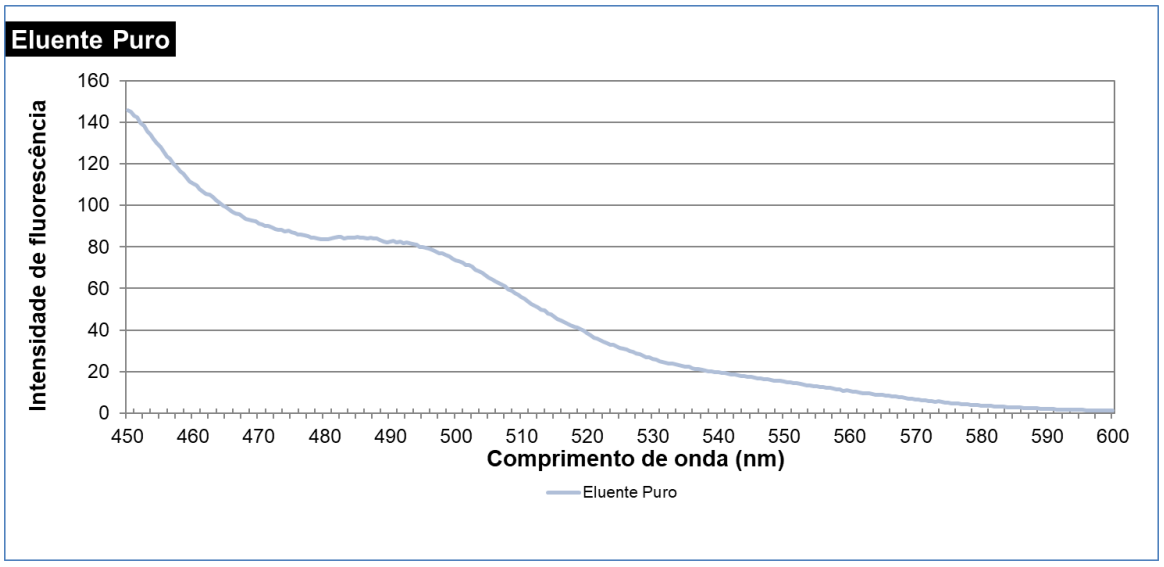
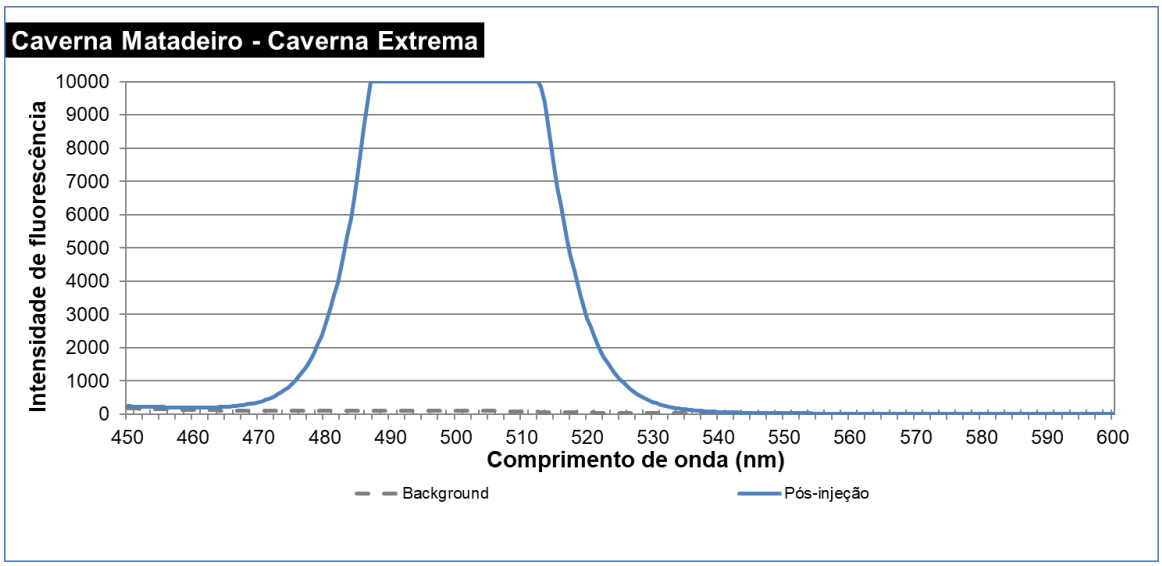


Figura 2.4 - Curva de fluorescência do eluente puro

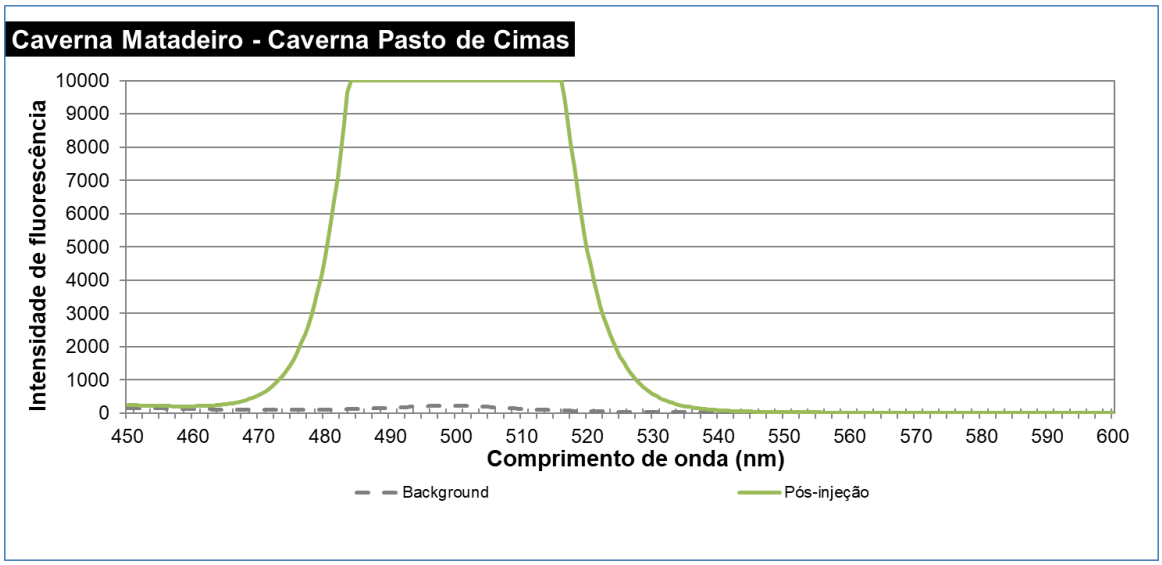
4 - SAÍDAS E APONTAMENTO DOS RESULTADOS

A seguir são apresentados gráficos com as combinações de amostras presentes na ficha de orientação. De posse dos dados brutos, é possível fazer outros gráficos e combinações.

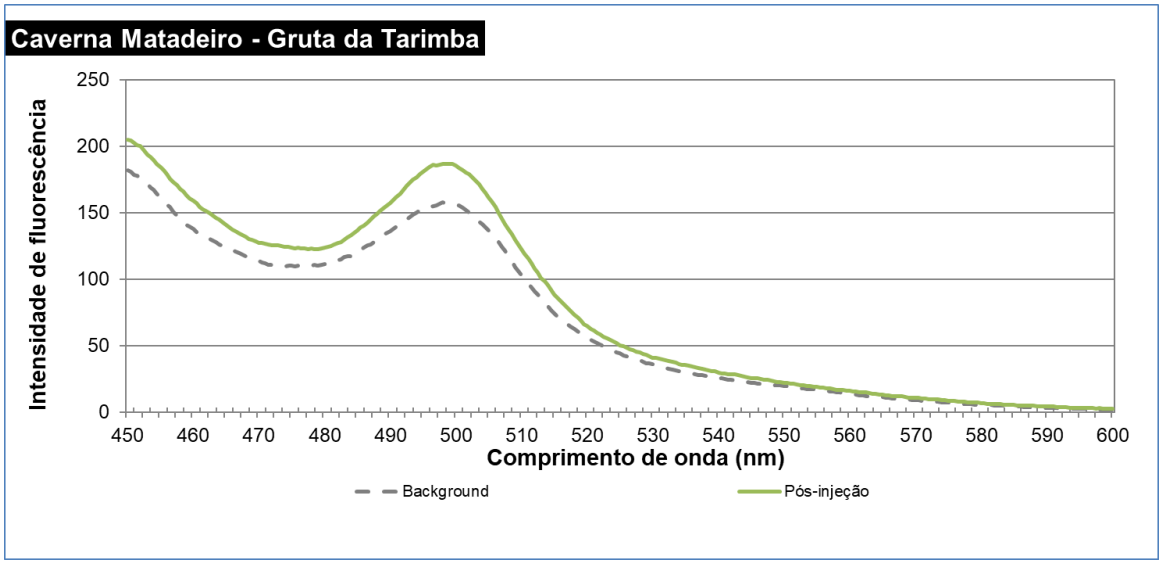
4.1 - Caverna Matadeiro - Caverna Extrema



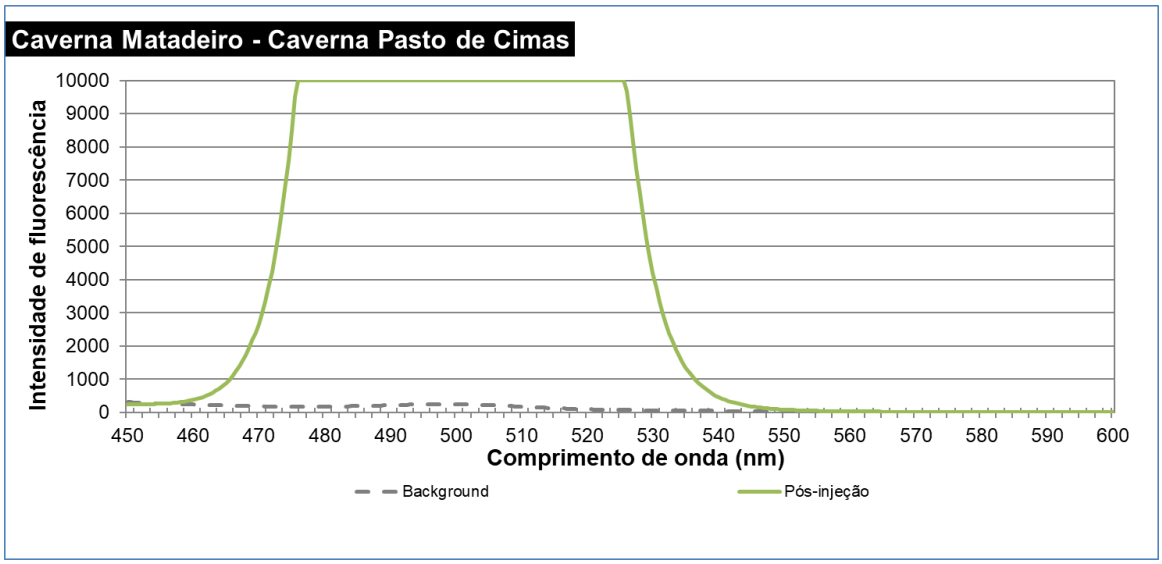
4.2 - Caverna Matadeiro – Caverna Pasto de Cimas



4.3 - Caverna Matadeiro – Gruta da Tarimba



4.4 - Caverna Matadeiro – Caverna Pasto de Cimas



Apontamento dos resultados

Amostra	Ponto	Teste	Resultados
1	Caverna Extrema	Background	**NEGATIVO**
2	Caverna Pasto de Cimas	Background	**NEGATIVO**
3	Gruta da Tarimba	Background	**NEGATIVO**
4	Caverna Ponte de Terra	Background	**NEGATIVO**
M-E	Caverna Extrema	Background	**FORTEMENTE POSITIVO**
M-PC	Caverna Pasto de Cimas	Background	**FORTEMENTE POSITIVO**
M-T	Gruta da Tarimba	Background	**NEGATIVO**
M-PT	Caverna Ponte de Terra	Background	**FORTEMENTE POSITIVO**

ANEXO C

Universidade Federal de Minas Gerais
Instituto de Geociências
Centro de Pesquisa Professor Manoel Teixeira da Costa
Laboratório de Estudos Hidrogeológicos - LEHID

RELATÓRIO TÉCNICO

ANÁLISE DE AMOSTRAS DE CARVÃO ATIVADO PARA FLUORESCEÍNA – MESTRADO MAMBAÍ

Responsável Técnico: Prof. Dr. Paulo Henrique Ferreira Galvão

Responsável pela análise: Msc. Pedro Henrique da Silva Assunção

Solicitante: Matheus Santiago Vieira

BELO HORIZONTE

JUNHO DE 2023

1 – INTRODUÇÃO

Os traçadores corantes são substâncias sintéticas que possuem a propriedade de fluorescência, devido à presença do grupo aromático funcional. Eles absorvem a luz e a reemite em comprimentos de onda mais elevados. Normalmente, estas substâncias são ausentes nas águas naturais, portanto, tornam-se eficazes traçadores. Além disso, são razoavelmente conservativos, seguros à saúde, de baixo custo e altamente detectáveis (Goldscheider & Drew 2007, Ford & Williams 2007).

As águas podem conter substâncias com propriedades fluorescentes com comprimentos de onda próximos aos dos traçadores a serem utilizados nos testes. Portanto, para que não haja interferência nos resultados dos testes, deve-se previamente avaliar as características de fluorescência natural das águas da área de estudo, denominada de ensaios de *background* (Field 2002, Goldscheider & Drew 2007).

As amostras de carvão ativado necessitam de análises laboratoriais, para que seja determinada a fluorescência e as concentrações. Os equipamentos capazes de determinar a fluorescência dos traçadores são os fluorímetros, que possuem vários canais que selecionam os feixes de luz apropriados, ou seja, permitem estabelecer o espectro de emissão ou/e de excitação. Os comprimentos de onda de excitação/emissão que produzem maior intensidade de fluorescência e que permitem caracterizar a fluoresceína sódica são 492 nm e 513 nm (Goldscheider & Drew 2007).

2 – OBJETIVO

O objetivo deste relatório é demostrar os procedimentos e os resultados das análises das amostras de carvão ativado referente ao ensaio de background e ao teste com uso de fluoresceína, mestrado de Matheus Santiago Vieira, na região de Mambaí, Goiás.

3 – PROCEDIMENTOS METODLÓGICOS

Preparação das amostras de carvão ativado:

As amostras de carvão ativado foram coletadas em 3 pontos (TF01, TF02, e Córrego Dores). Foram analisadas 6 amostras, sendo 3 amostras referente ao ensaio de background e 3 amostras referente ao teste com fluoresceína. Antes de serem analisadas, passam por um pré-tratamento com a finalidade de extrair as substâncias adsorvidas. Este tratamento consiste primeiramente em retirar os carvões dos frascos coletados em campo e transferir para um Becker de 100 ml. Depois disso é feito a secagem das amostras numa estufa à 200ºC, retirando ao máximo a umidade presente nas partículas de carvão e, posteriormente, é adicionado um eluente (solução de hidróxido de potássio 5%), capaz de desprender as substâncias retidas no carvão. Essa solução é analisada diretamente no leitor do fluorímetro de bancada 10-AU Turnere no fluorímetro de campo GGUN-FL30 modelo 1650 (Schnegg 2002), onde foram feitas a leitura da concentração em (ppb).

Separação dos carvões ativado em Becker de 100ml



Secagem em estufa à 200 ºC por 15 minutos



Adição do eluente (KOH 5%) às amostra de carvão ativado



Análise das amostras de carvão ativado



Fluorímetro GGUN-FL30 modelo 1650 (Schnegg 2002)

Análise das amostras de carvão ativado

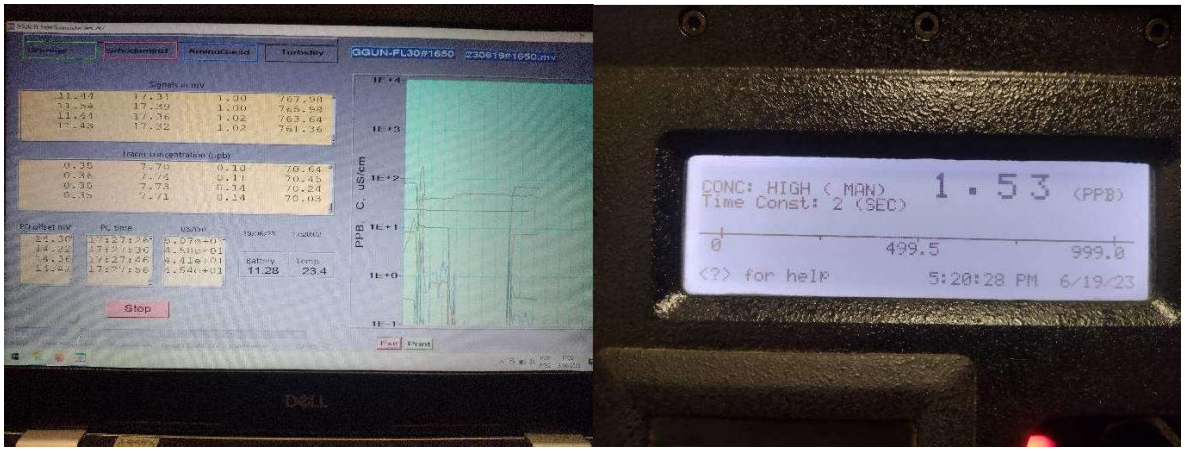


Fluorímetro de bancada 10-AU Turne

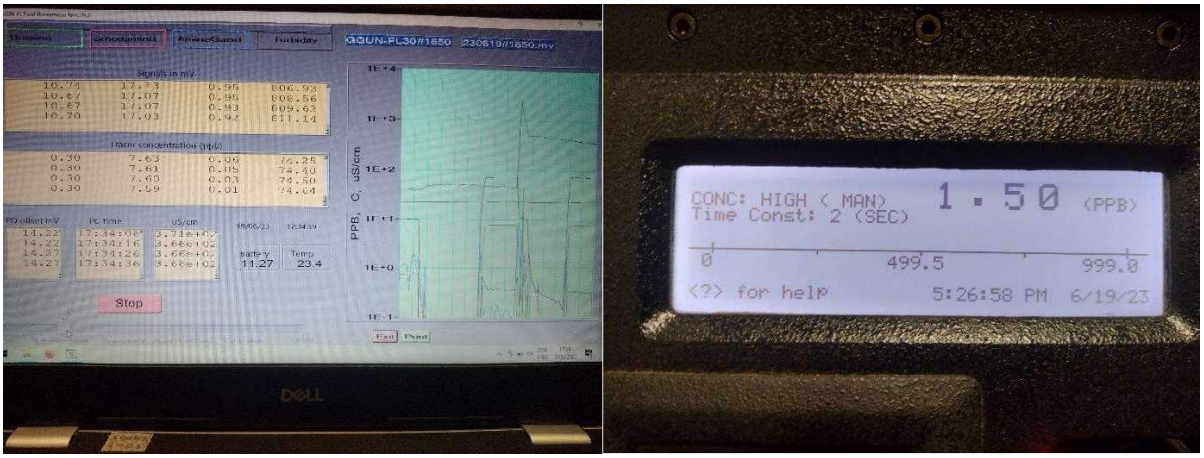
Leitura das concentrações Córrego Dores (background)



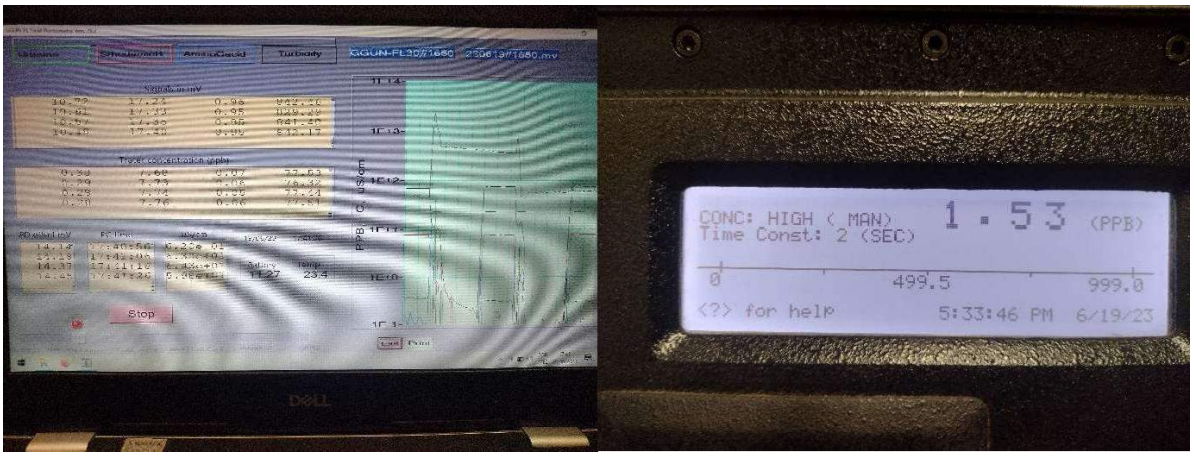
Leitura das concentrações TF01 (background)



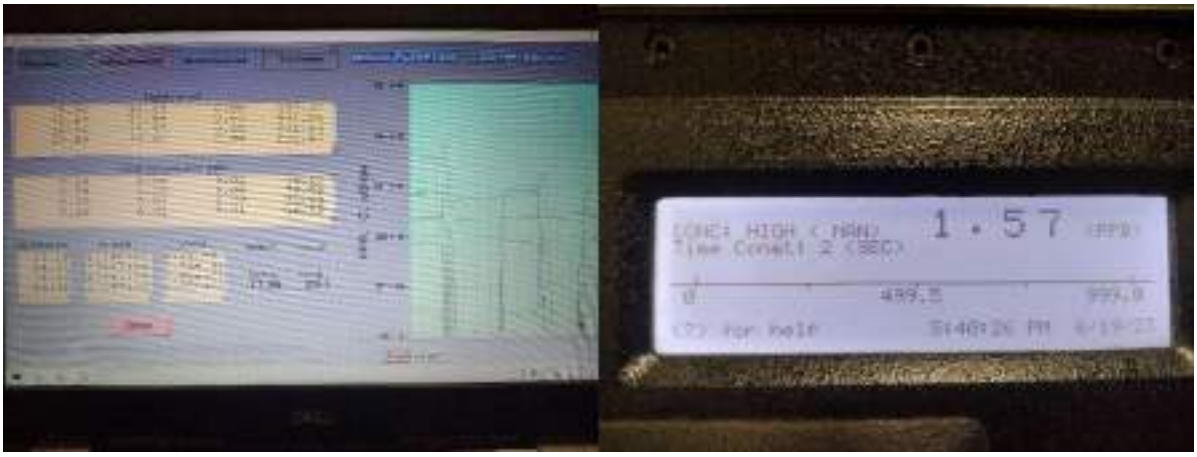
Leitura das concentrações TF02 (background)



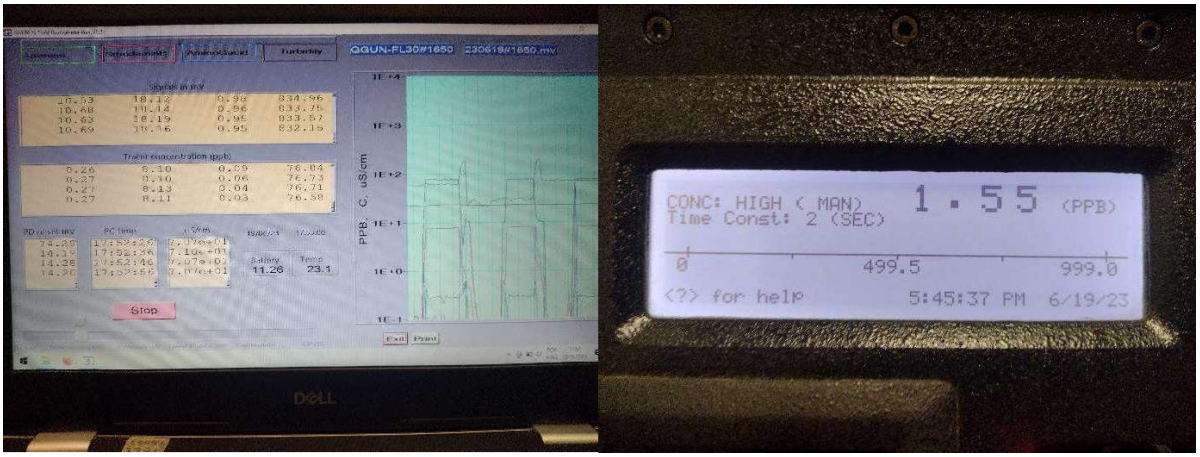
Leitura das concentrações Córrego Dores



Leitura das concentrações TF01



Leitura das concentrações TF02



4 – RESULTADOS

Os resultados do ensaio de background e do teste com fluoresceína são apresentados a seguir na forma de tabela.

Nº	ID	Fluorímetro de campo (ppb)	Fluorímetro de bancada (ppb)
1	Córrego Dores (zero)	0.33	1.54
2	TF01 (zero)	0.35	1.53
3	TF02 (zero)	0.30	1.50
4	Córrego Dores	0.28	1.53
5	TF01	0.28	1.57
6	TF02	0.27	1.55

Data da coleta em campo:
Data da análise no laboratório:19/06/2023

Responsável pela análise: Pedro Assunção
Responsável pela coleta: Matheus Vieira

REFERÊNCIAS

Field M. S. 2002. The QTRACER2 program for tracer-breakthrough curve analysis for tracer tests in karsticaquifers and other hydrologic systems. National Center for Environmental Assessment--Washington Office, Office of Research and Development, US Environmental Protection Agency.

Ford D. & Williams P. 2007. Karst Hydrogeology and Geomorphology. McMaster University, Canadá; University of Auckland, New Zeland. John Wiley & Sons Ltd, The Atrium, Southern Gate, Chichester,West Sussex PO19 8SQ, England 1, 5p.

Goldscheider N. & Drew D. 2007. Methods in Karst Hydrogeology. Taylor & Francis. International Contributions to Hydrogeology, 9, 19, 65, 123; 130p.

Schnegg P. A. 2002. An inexpensive field fluorometer for hydrogeological tracer tests with three tracers and turbidity measurement. In Articles of the Geomagnetism Group at the University of Neuchâtel, *Groundwater and Human Development*, pp. 1484-1488.

CAPÍTULO 11

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UNB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS APLICADAS E GEODINÂMICA

ESTUDO EM AMBIENTE CARSTICO DO CERRADO: PROCESSOS HIDROSSEDIMENTOLÓGICOS

ANDRÉ SILVA TAVARES

BRASÍLIA-DF
2021

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UNB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ESTUDO EM AMBIENTE CARSTICO DO CERRADO: PROCESSOS HIDROSSEDIMENTOLÓGICOS

André Silva Tavares

Orientador: Dr. Rogério Uagoda
Coorientador: Dr. Henrique Llacer Roig

Qualificação de doutorado apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas (Geoprocessamento e Análise Ambiental) do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, como exigência para qualificação.

RESUMO

O carste constitui um ambiente peculiar, em que fluxos de águas superficiais e subterrâneos se conectam por meio de fraturas constantemente alargadas no processo de dissolução da rocha em contato com água acidulada. Esses caminhos de entrada de água superficial até o subterrâneo podem alterar o fluxo de base local, revelando um processo de evolução conforme a dissecação do relevo. Logo, sedimentos fluviais podem revelar informações relevantes sobre o comportamento dinâmica natural e antrópica nos processos hidrossedimentológicos em ambientes carsticos. Diante disso, o presente estudo visa simular a resposta hidrológica e sedimentológica a partir da modificação e acoplamento do SWAT (modelo superfície) e MODFLOW (modelo subterrâneo), com objetivo de compreender o processo de evolução do sistema carstico no aspecto da dinâmica e comportamento hidrossedimentológico da bacia do rio Corrente, muito influenciada pela carstificação. Para isso, foram definidas três áreas de monitoramento: uma no exutório do rio Corrente e duas na bacia carstica Extrema. No exutório os dados de series climáticas temporais das últimas três décadas irão auxiliar na simulação, calibração e verificação do modelo. Além disso, uma plataforma de coleta de dados (PCD 1) de qualidade e sedimentos em nível ascendente é monitorada no rio Corrente. Outras duas plataformas de coleta de dados (PCD 2 e PCD 3) foram fixadas na entrada (sumidouro) e saída (ressurgência) da caverna Extrema. Essa bacia foi escolhida por representar características da dinâmica hidrossedimentológica do sistema cárstico, como por exemplo, no fluxo subterrâneo que carrega sedimentos alóctones para a caverna Extrema, enquanto o córrego Extrema (de superfície) transporta sedimentos autóctones associados as encostas do canal, em ambas os casos parte do material transportado é depositado no interior da caverna e outra parte é remodelada na saída (ressurgência). É possível que o material expelido pelo fluxo subterrâneo tenha origem de camadas superiores em caverna adjacentes, como a caverna Tarimba. Análises granulométricas e mineralógicas de sedimentos estão sendo realizadas e serão importantes para avaliar o aspecto de evolução do sistema na contribuição de material advindos de carstes superiores. Resultados preliminares revelaram que durante eventos de cheia o fluxo subterrâneo contribui com sedimentos mais abrasivos (areia grossa e fina), enquanto maiores concentrações de areia fina, silte e argila estão mais associados as amostras (em nível ascendente) na entrada da caverna Extrema (sumidouro), que pode ser resultante de processos associados a erosão e escoamento de encosta e do canal. Portanto, trata-se de um estudo que visa avaliar a evolução do carste por meio do monitoramento da produção, transporte e deposição de sedimentos em uma sub-bacia carstica experimental e simular a dinâmica hidrossedimentológica da bacia do rio Corrente, influenciada pela carstificação.

Palavras-Chave: Modelagem Hidrossedimentológica. Sistemas Carsticos. Monitoramento.

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO.....08

1.2 Objetivos.....12

CAPÍTULO 2

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....13

2.1 Revisão sobre a Hidrossedimentologia em Sistemas Carsticos.....13

2.2 Desafios e Alternativas para a Modelagem Hidrológica em Meios Carsticos: Revisão Teórica.....24

CAPÍTULO 3

3. METODOLOGIA.....35

3.1 Modelagem Hidrossedimentológica da Bacia do Rio Corrente.....35

3.2 A Ferramenta de Avaliação do Solo e Água (SWAT).....37

3.3 Fluxo de Águas Subterrâneas por Diferenças Finitas (MODFLOW).....42

3.4 O Acoplamento dos modelos SWAT-MODFLOW.....47

3.5 Coletas e Base de dados para Modelagem no SWAT-MODFLOW.....49

3.6 Monitoramento Hidrossedimentológico na Caverna Extrema.....53

3.6.1 Coleta de Dados no Sumidouro e Ressurgência da Caverna Extrema.....55

3.7 Metas e Cronograma.....58

CAPÍTULO 4

4. RESULTADOS PRELIMINÁRES.....58

4.1 Modelagem Hidrossedimentológica da bacia do rio Corrente.....59

4.2 Carga Sedimentar Fluvial e Subterrânea no Sistema Carstico da Sub-bacia do Córrego Extrema.....66

4.3 Algumas Considerações.....70

Referências Bibliográficas.....72

Lista de Tabelas

Tabela 1: Equação do balanço hídrico, infiltração no solo e abstrações iniciais (MCDONALD E HARBAUGH, 1988).....39

Tabela 2: Equação de percolação da água, tempo de duração da percolação, volume infiltrado e fluxo de saída da inclinação.....40

Tabela 3: Equações de Balanço hídrico das águas subterrâneas..... 41

Tabela 4: Equações do fluxo de base, recessão do escoamento, evapotranspiração do freático e saída de água por bombeamento.....42

Tabela 5: Lista de equações para fluxos de água no MODFLOW.....44

Tabela 6: Equações condutividade hidráulica, recarga externa e balanço de massa no MODFLOW....44

Tabela 7: Equação do Coeficiente de carga da célula e Lado direito da equação de diferenças finitas.45

Tabela 8: Lista de equações do pacote Rio no MODFLOW.....47

Tabela 9: Lista de equações do pacote Evapotranspiração no MODFLOW.....48

Tabela 10: Estações com dados disponíveis na região da bacia do rio Corrente.....50

Tabela 11: Medições diretas de vazão nos pontos monitorados do Sumidouro e Ressurgência.....65

Tabela 12: Amostras coletadas pós eventos de cheia no sumidouro e ressurgência.....66

Lista de Figuras

Figura 1: Modelo do divisor de águas das bacias do rio São Francisco (Urucuia) e Tocantins-Araguaia (Bambuí) (NUNES, 2020).....10

Figura 2: Perfil topográfico de vertente na sub-bacia do córrego Extrema, a partir de resultados da seção de Radar de Penetração no Solo (GPR) (NUNES, 2020).....11

Figura 3: Modelo de aquífero cárstico e suas feições de superfície e subterrâneas (MARSHAK, 2008).....14

Figura 4: Troca de CO_2 no processo de dissolução e grau de pureza referente ao processo de dissolução do material de origem (TRAVASSOS, 2019).....15

Figura 5: Formação carsticas epigênica (A) e hipogênica (B) (KLIMCHOUK, 2013; AUDRA; PALMER, 2011).....17

Figura 6: Representação dos possíveis cenários de deposição de sedimentos dentríticos em cavernas e as principais fontes (LAUREANO; KARMANN, 2013).....18

Figura 7: Fluxo de sedimentos em ambiente subterrâneo (BOSCH; WHITE, 2007).....19

Figura 8: O histograma de Hjulstrom demonstra a velocidade de fluxo hídrico necessária para mover uma partícula (FORD; WILLIAMS, 2007).....20

Figura 9: Modelo conceitual de um sistema Cárstico. (HARTMANN et al., 2014).....24

Figura 10: Análises de *co-citation* e *coupling* (MARIANO; ROCHA, 2017).....26

Figura 11: A) Itens publicados anualmente; B) Número de citações anuais. (*Web of Science*).....26

Figura 12: Análise de *co-citation* entre os anos 2000 e 2017. Fonte: Programa *VOSViewer* 1.6.15.0... 27

Figura 13: Análise de *coupling* (B) entre os anos 2017 e 2020.....27

Figura 14: Diagrama esquemático do modelo HYMKE (RIMMER; LECHINSJY, 2006).....28

Figura 15: Base de dados do modelo MIKE SHE (DOUMMAR et al., 2012).....29

Figura 16: Parâmetros de simulação no SWAT (2005) e a integração no modelo de dois reservatórios de *Maillet*, com origem do modelo K-SWAT. (MALAGO et al., 2016). (2016).....30

Figura 17: Modelo SWATMOD. Perkins e Sophocleous (1999) modificado por Araujo (2018).....32

Figura 18: Localização da bacia do rio Corrente, hidrogeologia, principais afluentes e as pequenas centrais hidrelétricas (PCH) que serão uteis na composição de series históricas.....36

Figura 19: Rotina simplificada para o balanço hídrico em URH (NEITSCH et al., 2011).....38

Figura 20: Aquífero hipotético no MODFLOW.....43

Figura 21: Discretização do rio (A), condutividade hidráulica do leito (B) e o lençol freático a baixo do nível do leito (C).....46

Figura 22: Vinculação das URH do SWAT para as células de grade do MODFLOW (BAILEY, 2015).....49

Figura 23: a) Recarga média diária (mm/dia), b) Vazão média diária (m3/dia) para uma bacia simulada pelo acoplamento SWAT-MODFLOW (BAILEY, 2015).....50

Figura 24: Plataforma de coleta de dados 3 (PCD 3) para monitoramento do rio Corrente, em Alvorada do Norte-GO.....52

Figura 25: Dados de vazão subterrânea por teste de bombeamento em poços tabulares: Fonte: CPRM (2020).....53

Figura 26: (A) Cavernas e dolinas como possíveis áreas de recarga; (B) pontos de amostras discretas de água coletadas para análise geoquímica. Fonte: CPRM (2020), FERREIRA (2020).....54

Figura 27: Sub-bacia do córrego Extrema na Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho (APA NRV). IBGE (2010) e CBERS 4A (2 m de resolução espacial).....54

Figura 28: Direção dos fluxos subterrâneo e superficial na caverna Extrema. Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas (CECAV).....55

Figura 29: Monitoramento do sumidouro (A) e ressurgência (B) da caverna Extrema.....56

Figura 30: Plataforma de coleta de dados (PCD) cedida pela ANA.....56

Figura 31: Garrafas fixadas para obtenção de amostras de sedimentos em eventos. Esquema adaptado de Umezawa (1979).....57

Figura 32: Coleta direta de sedimentos (a cada 30 cm) após eventos de cheia no sumidouro e ressurgência do córrego Extrema.....58

Figura 33: Cronograma esquematizado das próximas etapas do trabalho.....60

Figura 34: Classes de solos (A), declividade (B) e uso da terra (C). Base de dados para a confecção das Unidades de Resposta Hidrológica (URH).....59

Figura 35: Correlação dos dados de cota-vazão, regime de chuvas conforme a série histórica da Estação Alvorada do Norte e a média de chuvas para a bacia do rio Corrente.....60

Figura 36: Dados de vazão com o ADCP (M9) no rio Corrente em 04/12/2019 (A), 20/12/2019 (B) e 11/03/2020 (C), e a vazão média no rio Buritis em 04/12/2019. Fonte: Programa RiverSurveyor LIVE (SonTek).....60

Figura 37: Média das concentrações de alcalinidade, pH e condutividade nas amostras em rios, cavernas e poços, nos períodos seco e chuvoso.....62

Figura 38: Correlação entre pH e a alcalinidade nas amostras em rios, cavernas e poços.....63

Figura 39: Diagrama de Piper para as amostras de água analisadas.....63

Figura 40: Média das concentrações dos íons cloreto (Cl^-), nitrato (NO^{3-}), fosfato (PO_4^{3-}), sulfato (SO_4^{2-}) e ácido nítrico (HNO_3^-).....64

Figura 41: Seção topográfica dos pontos de monitoramento na entrada (Sumidouro) e saída (Ressurgência) da caverna Extrema.....65

Figura 42: Amostras iniciais coletadas após eventos de cheia no sumidouro e ressurgência.....66

Figura 43: Vazões estimadas para o período de 21/12/2019 a 12/03/2020 (sumidouro) e 07/02/2020 a 12/03/2020 (ressurgência).....66

Figura 44: Granulometria dos sedimentos das garrafas em nível ascendente (50 a 170 cm) no Sumidouro do córrego Extrema.....67

Figura 45: Granulometria dos sedimentos das garrafas em nível ascendente (50 a 170 cm) na Ressurgência do córrego Extrema. 67

Figura 46: Granulometria dos sedimentos das garrafas em nível ascendente no início das chuvas (27/10/20) para o Sumidouro e Ressurgência.....68

Figura 47: Volume de carga sedimentar armazena em nível ascendente após eventos de chuva registrados no Sumidouro e Ressurgência.....68

Figura 48: Classes de uso e tipos de solos, aspecto hidrogeológico e modelo digital de elevação.....69

CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO

O carste é uma paisagem em que o intemperismo químico, por meio da dissolução da rocha, determina as formas do relevo (HARDT, 2011). Tal processo gera em superfície um terreno de depressões fechadas, drenagens descontínuas e sistemas de drenagens subterrâneas (WHITE, 1988). Com a combinação da alta solubilidade da rocha e da porosidade secundária (subterrânea) bem desenvolvida, o carste desenvolve formas de drenagem singulares, com fraturas alargadas e descontinuidades (FORD; WILLIAMS, 2007). Além disso, forças mecânicas de remoção, transporte e deposição de materiais, superficiais e/ou subterrâneas, são fatores importantes em sua evolução (ROGLIC, 1960).

As regiões carsticas representam entre 7 e 12% da superfície continental da Terra, enquanto no território brasileiro compõe entre 5 e 7% (KARMANN, 2016). Cerca de 20 a 25% da população mundial depende de alguma forma do abastecimento de águas de aquíferos carsticos (KALHOR et al., 2019). Logo, estudos com ênfase na hidrologia e sedimentologia carstica são necessários para gestão sustentável dos recursos hídricos nesses ambientes, visto que a estrutura e o processo de evolução de cada carste é singular, e a compressão de suas particularidades permite avaliar o seu potencial em termos de abastecimento de água, sensibilidade a períodos de seca e cheias e vulnerabilidade a contaminação (HARTMANN et al., 2014; STEVANOVIC, 2015).

Diferentes técnicas associadas a métodos convencionais modificados e/ou reformulados têm sido utilizadas na tentativa de compreender o comportamento de aquíferos carsticos, como métodos hidrológicos e hidráulicos, geofísicos e geológicos, técnicas de modelagem e técnicas de rastreamento (HARTMANN et al., 2014). Os métodos de rastreamento, por exemplo, podem revelar diagnósticos de orientação, vazão e potenciais destinos de fluxos de água subterrânea, auxiliando na calibração de modelos hidrossedimentológicos (AFINOWICZ et al., 2005; VIGIAK et al., 2017).

No entanto, são comuns no carste a conexões entre aquíferos fora do limite superior da bacia hidrográfica, o que pode tornar mais complexa a avaliação da dinâmica hidrossedimentológica, visto que diferentes características hidráulicas (transmissividade) podem promover alterações em termos de turbidez, íons dissolvidos, alcalinidade, temperatura, oxigênio biologicamente disponível, transporte de poluentes adsorvidos, entre outros (NIKOLAIDIS et al., 2013; AMIN et al., 2017).

Estudos utilizando modelos hidrológicos adaptados para simulação em sistemas carsticos vem sendo aprimorados nas últimas duas décadas (ROZOS; KOUTSOYIANNIS, 2006; ZHANG et al., 2011; NIKOLAIDIS et al., 2013; WU et al., 2016; SULLIVANA et al., 2019). Contudo, os bons resultados alcançados na modelagem carstica, principalmente com avanços de técnicas em sistemas computacionais, requer grande esforço amostral, de monitoramento e a disponibilidade de dados sistemáticos com longo período amostral.

Nesse sentido, Sophocleous et al. (1999) sugeriram a combinação de dois modelos como uma possibilidade de representar as dinâmicas de fluxos superficiais e subterrâneos simultaneamente. Trata-se do modelo de Fluxo de Águas Subterrâneas por diferenças finitas (MODFLOW) (McDonald; Harbaugh, 1988) e a Ferramenta de Avaliação do Solo e Água (SWAT) (Arnold et al., 1998). A opção pelos modelos se deve à flexibilidade do código para modificações em linguagem de programação (Fortran), a gama de informações bem estabelecidas e por se tratarem de programas de domínio público.

O SWAT é um simulador da quantidade e qualidade da água tanto superficial quanto subterrânea. No entanto, a simulação de águas subterrâneas é comumente questionada, tendo em vista as simplificações feitas ao considerar os aquíferos como sistemas concentrados. O MODFLOW, por outro lado, é um modelo específico para águas subterrâneas. Mas, também possui limitações, como por exemplo, na determinação de áreas de recarga, já que ignora alguns processos superficiais e subsuperficiais não-saturados (SOPHOCLEOUS et al., 1999).

Para tentar suprir as lacunas na simulação de recarga rápida em aquíferos carsticos tentativas de modificação no código do SWAT vem sendo testadas, como por exemplo, as modificações propostas por Baffaut e Benson (2009), que adicionaram sub-rotinas para recarga de águas profundas e maximização da condutividade hidráulica em áreas de recarga (fissuras, sumidouros, dolinas).

Yachtao (2009), com a ausência de monitoramento em poços, modificou o SWAT-B&B para definir áreas de recarga e descarga de nitrogênio na escala de unidade de resposta hidrológica (URH) no sistema carstico de Opequon Creek, na Virgínia Ocidental, um modelo adaptado que o autor denominou de K-SWAT. Palanisamy e Workman (2015) compararam o desempenho do K-SWAT e o SWAT tradicional e constataram que o primeiro apresentou melhor performance em terrenos carsticos já que considerou no código a recarga em grandes fissuras. Contudo, essas modificações consideram a singularidade especifica do carste estudado, sendo ainda um desafio em termos de modelos globais.

Tendo em vista a variedades de modelos desenvolvidos e adaptados na tentativa de simular a dinâmica hídrica e sedimentológica em meio cárstico, este estudo visa apostar na

integração entre os modelos SWAT-MODFLOW no programa proposto por Bailey (2015), adicionando modificações necessárias conforme as características da área e os parâmetros simulados. Para isso, um esforço amostral e de monitoramento hidrossedimentológico foi iniciado em 2020 na bacia do rio Corrente, muito influenciada pela carstificação.

Situado na região nordeste do Estado de Goiás, o rio Corrente pertence a Formação Lagoa do Jacaré (Grupo Bambuí), onde o acúmulo de sedimentos clasto-químicos (rochas carbonáticas) são favoráveis à carstificação (CHEREM; VARAJÃO, 2014). Na cuesta da Serra Geral de Goiás ocorre um desnível topográfico negativo acentuado na intersecção dos Grupos Urucuia (arenitos) e Bambuí (carbonatos), caminho que contém sedimentos residuais colúvio-eluvionares até os níveis mais baixos que expõem rochas carbonáticas e pelítico-carbonáticas do Bambuí (GASPAR; CAMPOS, 2007).

Com o desnível topográfico entre o divisor de águas das bacias dos rios São Francisco (Urucuia) e Tocantins-Araguaia (Bambuí), parte das águas do Urucuia contribuem com as nascentes da bacia do rio Corrente (Figura 1). Essa recarga natural nos calcários puros, fraturados e carsificados do Bambuí, eleva o potencial hídrico subterrâneo e é favorável a viabilização de projetos de irrigação agropecuária e consumo urbano, diante dos baixos índices pluviométricos e mananciais de superfície com baixa vazão (LARA, 2017).

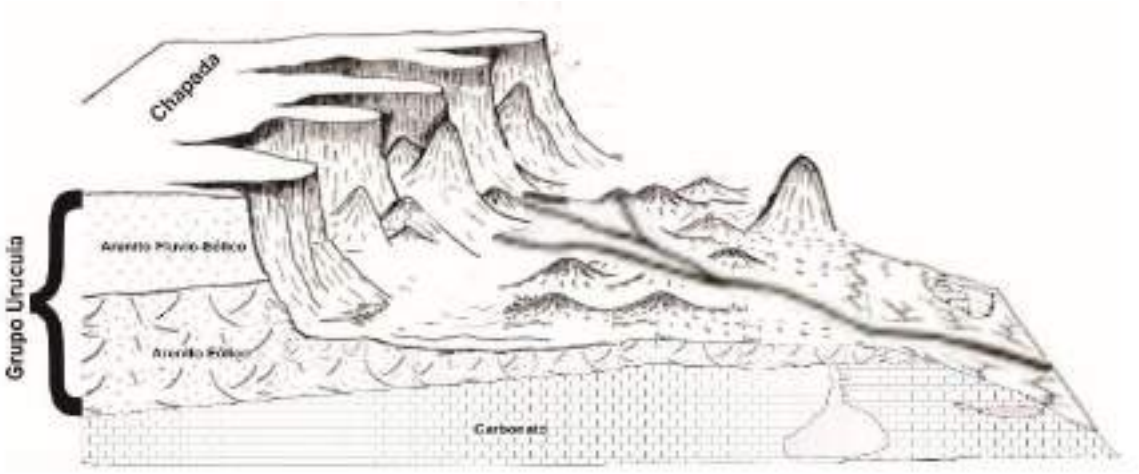


Figura 1: Modelo do divisor de águas das bacias do rio São Francisco (Urucuia) e Tocantins-Araguaia (Bambuí) (NUNES, 2020).

Com o processo de carstificação subterrânea intensa e dissecação do relevo, os sedimentos cretáceos do Urucuia que recobrem o Bambuí podem ser encontrados no interior de cavernas, guiadas por redes de condutos e fraturas. A morfologia da transição dos arenitos para os carbonatos (Figura 2), o primeiro subjacente ao segundo, se dá por quebras abruptas, na forma de encosta íngremes, com a presença de erosões em estágio avançado. Parte destas

estruturas estão relacionadas com a carstificação, que nesta situação se expressa externamente sob a forma de dolinas.

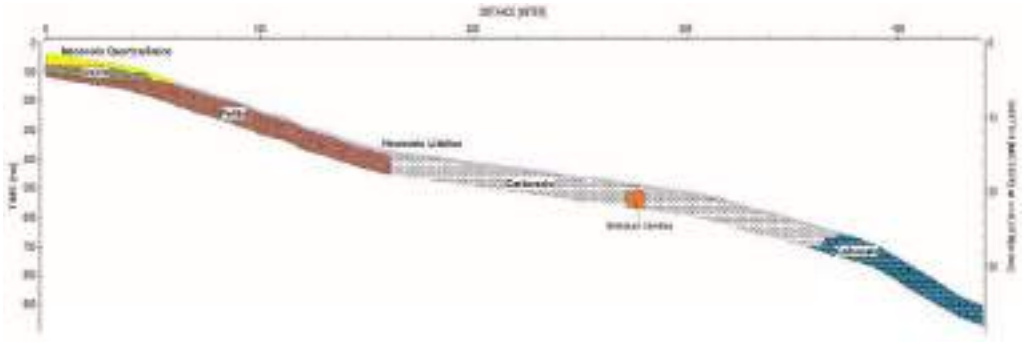


Figura 2: Perfil topográfico de vertente na sub-bacia do córrego Extrema, a partir de resultados da seção de Radar de Penetração no Solo (*Ground Penetrating Radar* - GPR) (NUNES, 2020).

O processo de evolução da paisagem na dissecação do relevo em meio carstico, por meio de fluxos de águas superficiais e subterrâneas, carregam informações relevantes sobre o tipo, a quantidade e qualidade do material transportado, podendo revelar aspectos importantes do funcionamento do aquífero carstico no transporte de sedimentos.

Nesse sentido, a sub-bacia do córrego Extrema, no município de Mambaí-GO, foi a região experimental escolhida para a obtenção direta de dados de fluxo de água e sedimento, por representar um exemplar do sistema fluviocarstico da bacia do rio Corrente, e por estar inserida na Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho, uma Unidade de Conservação (Decreto s/n°, de 27 de setembro de 2001) responsável pela gestão na preservação do patrimônio espeleológico da região.

A preservação do patrimônio espeleológico passa pela necessidade de delimitar as áreas produtoras de sedimentos, visto que a falta de manejo dos solos e a sucessiva substituição da vegetação nativa pela produção de pastagens, principalmente próximas aos afloramentos do carbonato, onde a mecanização é inviabilizada, podem acelerar processos de erosão hídrica e aumentar o aporte de sedimentos nos rios, principalmente durante eventos de cheia.

Conforme explicitado no decreto de criação da APA NRV (Art. 4° - inciso III), o sistema cárstico é sensível a pequenas alterações no uso das terras, e por consequência são proibidas atividades que coloque em risco a erosão das terras, assoreamento dos rios e poluição dos aquíferos. De tal modo, além da modelagem hidrossedimentológica da bacia do rio Corrente, o presente estudo visa quantificar e avaliar qual a contribuição na produção de sedimentos é decorrente dos processos naturais de dissecação do sistema carstico e qual volume de sedimentos pode estar associados a erosão hídrica intensificada em encostas, reconhecendo as sucessivas alterações de cobertura no uso do solo.

A simulação hidrossedimentológica por meio do acoplamento dos modelos SWAT-MODFLOW, proposto por Bailey (2015), vai permitir avaliar a produção de sedimentos em escala de unidades de resposta hidrológica na bacia do rio Corrente, enquanto o monitoramento na sub-bacia do córrego Extrema vai auxiliar na avaliação da contribuição dos sedimentos fluviais e expelidos na dissecação do sistema carstico.

Como o estudo é realizado em um carste coberto, a pesquisa trabalha com a hipótese de que o sistema cárstico subjacente funciona como um indutor dos processos erosivos superficiais, ou seja, a abertura de dolinas ou sumidouros leva a um rearranjo do perfil de equilíbrio dos rios e, consequentemente, amplia a capacidade erosiva das superfícies capturadas. O uso da terra poderia aumentar esse processo, tanto com o aumento da carga sedimentar com a supressão da vegetação nativa, quando com a captação de água dos aquíferos, que tende a tornar os sistemas cársticos mais instáveis.

Para que a Tese seja organizada em artigos, o volume de qualificação já apresenta essa conformação. O trabalho foi organizado em capítulos que irão resultar em quatro artigos, acompanhando a seguinte disposição: no capítulo 2 foi proposta uma discussão teórica sobre os desafios e alternativas na modelagem hidrológica em meios carsticos, trazendo trabalhos que propuseram métodos convencionais e alternativos sobre o tema; no capítulo 3 são apresentadas as principais abordagens metodológicas para a coleta de dados e as técnicas de monitoramento aplicadas na bacia do rio Corrente e na sub-bacia experimental carstica do córrego Extrema; por fim, no capítulo 4 são destacados os resultados preliminares que resultaram em dois artigos, um para o monitoramento no sumidouro e ressurgência do rio Extrema, outro para a modelagem hidrossedimentológica para a bacia do rio Corrente.

1.2 Objetivos

1.2.1 Geral

Simular e avaliar a influência do carste e dos impactos antrópicos no balanço hidrossedimentológico da bacia do rio Corrente/GO em diferentes escalas de monitoramento.

1.2.2 Específicos

- Realizar medições diretas de descarga liquida e sólida em canais superficiais e rios subterrâneos;
- Quantificar e avaliar os tipos de material sedimentar fluvial transportados por canais e rios subterrâneos;

- Realizar coletas e análises de amostras discretas de água na bacia do rio Corrente como forma de nutrir o modelo e avaliar possíveis fontes de origem e/ou poluição.
- Desenvolver um algoritmo de calibração de vazões para o SWAT-MODFLOW, que considere áreas de recarga e descarga dos principais fluxos de água na bacia do rio Corrente.

CAPÍTULO 2

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Esse capítulo aborda conceitos fundamentais sobre a formação e o desenvolvimento de sistemas carsticos, destacando as características universais desses ambientes (3.). Além disso, foi proposto um artigo teórico com o objetivo de demonstrar os principais desafios e possibilidades de simular a resposta hidrológica em aquíferos carsticos por meio de modelos carsticos e não carstico modificados (3.1).

2.1 Revisão sobre a Hidrossedimentologia em Sistemas Carsticos

O termo carste é geralmente definido como um terreno sustentado por rochas que são altamente solúveis (calcário, mármore, dolomito), porosidade secundária bem desenvolvida e que exibe formas de relevo distintas, como sumidouros, ressurgências, dolinas e cavernas (FORD; WILLIAMS, 2007).

A origem da palavra "carste" vem do termo germano "*Karst*", originada do Esloveno, que significa "solo pedregoso, desnudo" (BAFFAUT; BENSON, 2008). Os primeiros registros de classificação de sistemas carsticos foi proposta por Cvijic (1924) na distinção entre os sistemas carsticos desenvolvidos em calcários de maior pureza (*Holocarste*), carste constituído por descontinuidades de sequências estratigráficas não carsticas (*Merocarste*), e carste confinado entre rochas não carsticas (*carste transicional*).

Bogli (1980) sugeriu uma classificação do carste baseada na distinção entre o conjunto de formas superficiais originadas pela dissolução da rocha (*exocarste*) e processos e formas carsticas que ocorrem no subterrâneo (*endocarste)*, caracterizada pela captura gradual da água superficial nas fraturas da rocha. Piló (2000) acrescenta o conceito de *epicarste*, ou zona superior entre o *endocarste* e o *exocarste,* onde água é armazenada antes de se infiltrar nos aquíferos subjacentes.

As formas superficiais e subterrâneas do carste revelam o grau de evolução da carstificação e a intensidade dos processos (JENNINGS, 1985). Além das descrições das formas visíveis, Palmer (1984) chama a atenção para a importância dos aspectos genéticos, principalmente no viés hidrológico, que moldam as formas superficiais (lapiás, cânions), do subsolo (*meio poroso*), da zona vadosa (*fluxo livre e gravitacional*), e da zona freática, com ênfase para os aspectos de recarga (*autóctone, alóctone*).

Williams (1972), em estudo na região de Nova Guiné, destaca uma tipologia de evolução do carste baseada na distinção entre pináculos de cumes acentuados, torres com encostas escarpadas, cones de perfil arredondados e sequência de dolinas tipo *cockpits*. O autor observou que as feições eram um produto sequencial resultante da ação morfogenética de depressões intramontanas, que capturam o escoamento hídrico superficial, e evoluem formando contornos topográficos (*formas poligonais*) limitados pela permeabilidade da rocha.

No Brasil, Karmann (1994) realizou estudos para caracterização do carste do Vale do Rio Ribeira em São Paulo, e identificou que uma fase de drenagem superficial teria ocorrido antes da carstificação e captura para rios subterrâneos, sugerindo uma transição entre a *zona fluvial* (rios sobre os carbonatos), *zona de contato* (capturas de águas dos rios) e *zona de carste poligonal* (águas subterrâneas).

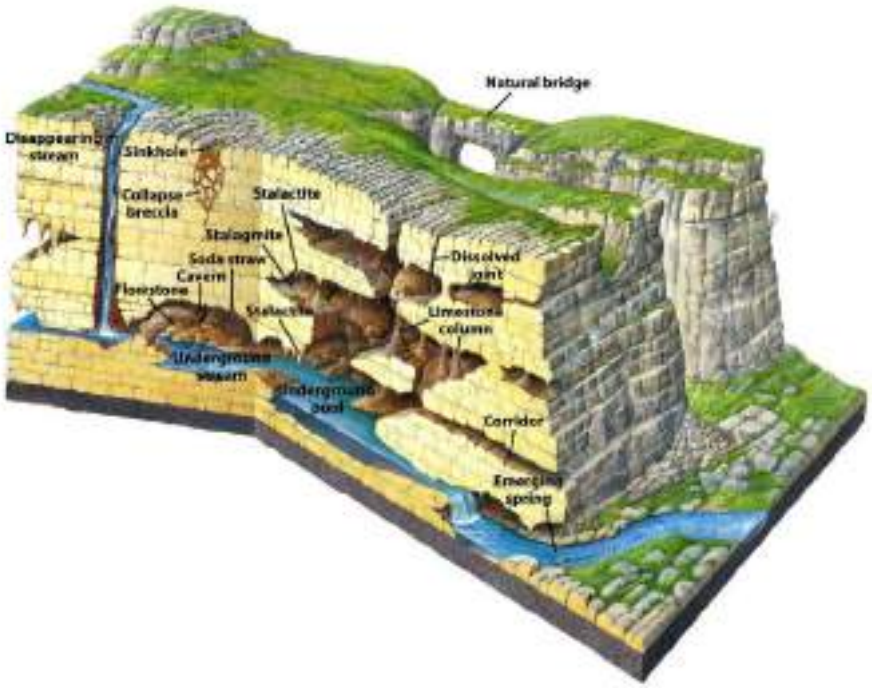


Figura 3: Modelo de aquífero cárstico e suas feições de superfície e subterrâneas (MARSHAK, 2008).

Para Karmann (2016) os estudos em ambientes carsticos devem considerar as características universais desses sistemas, a partir da combinação de quatro subsistemas: 1) Geoquímico (interação água-rocha); 2) Geomorfológico; 3) Hidrológico (absorção, reservação e transmissão de água); 4) deposicional (preservação de sedimentos).

A interação entre água-rocha, independentemente da composição mineral da rocha, pode sofrer dissolução dependendo da condição e ambiente específico (FORD; WILLIAMS, 1989). Em temperatura elevada a dissolução é mais lenta devido a quantidade de gás carbónico retido na água. Entretanto, em regiões tropicais a vegetação compensa esta relação, devido a maior quantidade de gás carbónico produzido (MOURA, 1990).

As principais rochas carsificaveis são: evaporitos (gesso, anidrita, sal grosso), carbonáticas (calcário, dolomita e mármores), quartzito (em umidade trópica extrema), silicato (em condições trópicas úmidas) (MOURA, 1990). As rochas carbonáticas, por exemplo, quando atingidas por água acidulada inicia-se um processo de dissolução que varia no tempo conforme o grau de pureza do carbonato (Figura 4). Esse processo é representado por uma reação reversível: Ca$CO_3 + H_2O + CO_2 <=> Ca(HCO_3)_2$ (JONES; WHITE, 2012). Nas rochas calcárias o carbonato de cálcio (CaCO_3) é o principal componente e interage com a água acidulada ($H_2O + CO_2$), dando origem a solução aquosa de bicarbonato de cálcio ($Ca(HCO_3)_2$

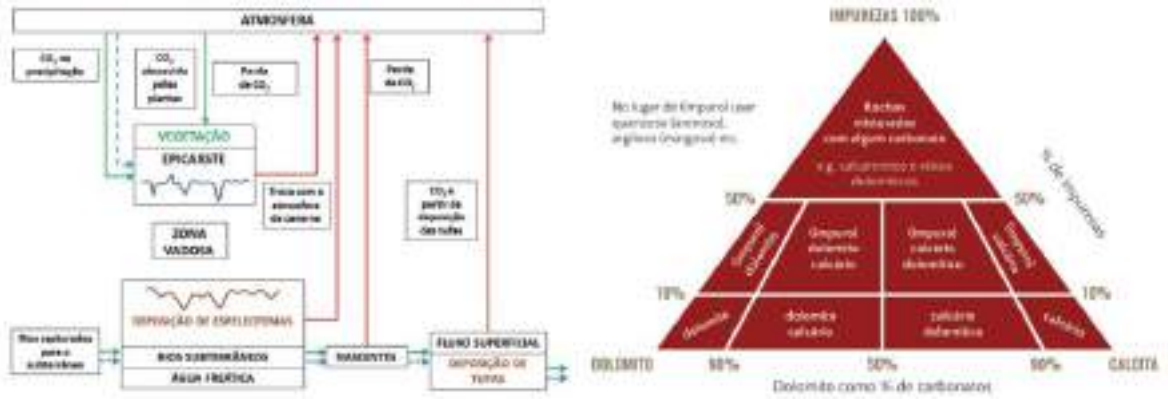


Figura 4: Troca de CO_2 no processo de dissolução e grau de pureza referente ao processo de dissolução do material de origem (TRAVASSOS, 2019).

Geomorfologicamente, o carste constitui um conjunto de formas terrestres características da substituição de sistemas de drenagens fluviais para uma rede de drenagens subterrâneas (KARMANN, 2016). No entanto, a porosidade primária é geralmente pouco desenvolvida, dominando a porosidade secundária (fraturas) e/ou terciária (condutos), resultando numa estrutura de permeabilidade hierárquica com fluxo turbulento (FERRARI; KARMANN, 2008).

O grau de desenvolvimento das formas do relevo carstico variam conforme as características do clima, da vegetação e do tipo de material de origem. As formas de superfície (*exocarste*) mais comuns são: *cones e torres, dolinas e cockpits, desfiladeiros, cavernas meândricas, pontes naturais, vales cegos e semicegos, vales secos, vales de abatimento, uvalas, poljés (grandes depressões), sumidouros, nascentes e ressurgências, karren ou lapiás, tufas e travertinos.* No endocarste, além de cavernas, são encontradas formas de dissolução (*alvéolos, cúpulas, pipes, anastomoses, estalagmites e estalactites*) e de deposição (*espeleotemas*) (HARDT, 2011).

As características das formas do relevo cárstico, de superfície e subterrâneas, foram amplamente elucidadas na literatura (PALMER, 1984; JENNINGS, 1985; FORD; WILLIAMS, 1989; WHITE, 1988; HARDT, 2011). Com base nos estudos de Ford e Williams (1989), Karmann (1994) utilizou métodos da geomorfologia quantitativa, fotointerpretação e análise de base topográfica para identificar as principais áreas de ocorrências carbonáticas no Brasil. Por meio de divisores topográficos foram localizadas feições carsticas e delimitadas bacias de drenagem centrípetas (WILLIAMS, 1971; DAY, 1976). Expressões carsticas do Vale do Ribeira-SP, por exemplo, onde o calcário sofreu forte tectonismo, são bem distintas da evolução carsticas do centro-sul da Bahia (Vale do São Francisco) onde o calcário permanece quase plano e pouco evoluído.

- *Hidrologia carstica*

Em relação a hidrologia carstica e seu comportamento, no geral, o carste possui três tipos de porosidades: 1) microporos, da gênese da rocha carbonatada; 2) fissuras e fraturas, decorrentes de processos tectônicos; 3) grandes fraturas e condutos devido a carstificação. A porosidade primária (*microporos*) é geralmente pouco desenvolvida no carste, dominando a porosidade secundária (*fraturas*) e/ou terciária (*condutos*), resultando numa estrutura de permeabilidade hierárquica com fluxo turbulento (FERRARI; KARMANN, 2008). Esse comportamento hidrológico representa uma dualidade no processo e dinâmica de armazenamento, com infiltração difusa/lenta (*microporos*) e concentrada/rápida (*fraturas*) na superfície, e fluxo rápido/turbulento (*condutos*) no subterrâneo (HARTMANN et al., 2014).

Os aquíferos carsticos são capazes de transmitir grandes volumes de água subterrânea, o que torna um ambiente estratégico no viés dos recursos hídricos. Sua capacidade de depuração é baixa pois ocorre pouca neutralização de poluentes e contaminantes, o que os torna vulneráveis à poluição (FORD; WILLIAMS, 2007; GOLDSCHEIDER et al., 2007; HARDT,

2011; TRAVASSOS, 2019). Entre suas características únicas, destacam-se quatro tipos de dualidades na hidrologia carstica, são elas:

1) *Recarga do aquífero*: autóctone (recarga autogênica), ou entrada de água da própria área carsticas no sistema por meio de fissuras; alóctone (recarga alogênica), ou águas originárias de áreas adjacentes ao carste.

2) *Infiltração*: difusa, ou superficial pelo solo e zona não saturada; concentrada, ou fluxos capturados por sumidouros.

3) *Fluxo subterrâneo*: baixa velocidade, nas áreas fraturadas de grande capacidade de armazenamento de água; alta velocidade, na rede de canais e condutos.

4) *Descarga*: vazão difusa, dos volumes de baixa permeabilidade; vazão concentrada da rede de canais ou condutos nas ressurgências ou nascentes.

Com as características mencionadas de fluxos e armazenamentos, os sistemas de aquíferos carsticos são divididos em três sub-sistemas (Figura 5): zona não saturada (vadosa), epicarste e zona saturada (freática) (FORD; WILLIAMS, 2007).

A zona vadosa corresponde a parte superior do aquífero, com drenagem rápida na rede vertical de fissuras, e lenta nas camadas profundas do solo com baixa permeabilidade. O epicarste se forma na camada superior da zona vadosa, abaixo da superficial do solo, e evolui conforme o intemperismo físico-químico. O armazenando temporário da água da chuva é drenando em direção a condutos verticais cada vez mais largos com o aumento da infiltração concentrada. A zona saturada do nível freático é a porção mais profunda do aquífero, onde prevalece o fluxo por uma rede de condutos diretamente conectada às nascentes ou ressurgências (TRAVASSOS, 2019).

De acordo com o comportamento da hidrologia carsticas na formação de cavidades subterrâneas, são destacados dois processos principais: a formação do carste *hipogênico* e *epigênico*. O carste *hipogênico* é formado a partir da pressão hidrostática, onde ocorre a recarga e dissolução da cavidade por baixo (Figura 5B). O carste *epigênico* são formações de cavidades a partir de águas meteóricas, em regiões com abundância de CO_2 na atmosfera e no solo, com capacidade de dissolver a rocha e formar cavernas de cima para baixo (Figura 5A), e ocorre entre 80 e 90% das cavernas conhecidas (TRAVASSOS, 2019).

Na formação do carste a evolução das rochas carbonáticas pode ocasionar a combinação com rochas sedimentares clásticas, classificadas principalmente pelo tamanho do grão (areia e arenito, silte e siltito, argila e argilito, entre outros). Logo, os processos responsáveis por esculpirem os vazios formados pela dissolução se tornam sítios propícios para receberem sedimentos (rochas clásticas) e preservá-los dos processos intempéricos superficiais. A partir

da informação sobre o tipo de material depositado é possível mensurar a intensidade da corrente de fluxo quando o depósito sedimentar se formou (LAUREANO; KARMANN, 2013).

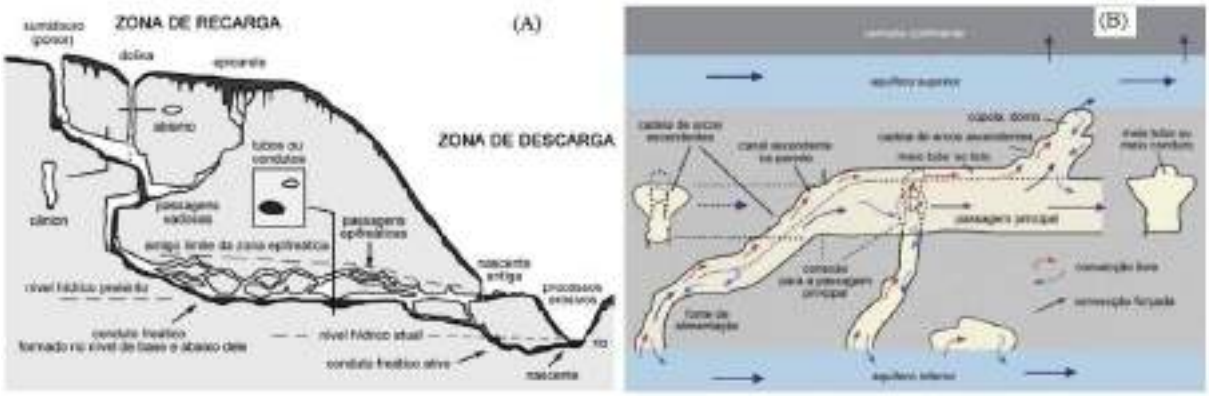


Figura 5: Formação carsticas epigênica (A) e hipogênica (B) (KLIMCHOUK, 2013; AUDRA; PALMER, 2011).

- *Sedimentos Clásticos*

Os resíduos variam de fragmentos de rochas insolúveis e clastos resultantes do abatimento de tetos e galerias, bem como sedimentos fluviais por meio de sumidouros, inundações de fluxos adjacentes, fraturas do epicarste e abatimentos de dolinas. As partículas clásticas variam de tamanho e são chamadas também por siliciclásticos, devido a sua origem predominante ocorrer do intemperismo de rochas compostas por silicatos.

Laureano e Karmann (2013) sugere que as fontes e tipos de sedimentos dentríticos (Figura 6) podem variar de acordo com o material pedogenizado ou proveniente da superfície (A), de sedimentos aluviais (B), de lamas lacustres ou epifreáticas (C), de resíduos insolúveis (D), de sólidos suspensos na água (E) e a partir de depósitos orgânicos (F). As zonas de deposição ocorrem em fraturas ampliadas do epicarste (I), abismos (II), sumidouros (III), abatimentos internos (IV), redes de galerias inundadas (V) e retro-inundação (VI).

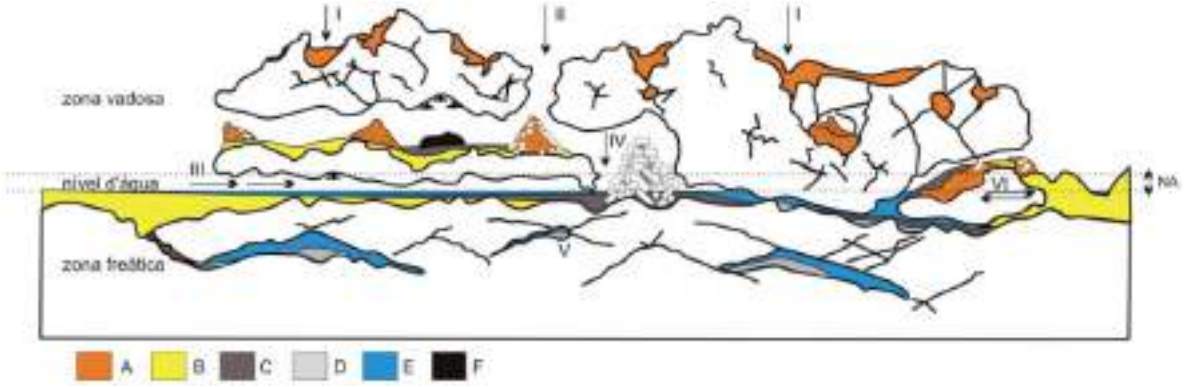


Figura 6: Representação dos possíveis cenários de deposição de sedimentos dentríticos em cavernas e as principais fontes (LAUREANO; KARMANN, 2013).

Nos sistemas de águas subterrâneas o transporte de sedimentos autóctones e alóctones por meio de condutos podem implicar em altas velocidades e fluxo freático ascendente, a depender da largura dos canais subterrâneos (forma dos condutos), podendo promover uma inundação rápida acima da zona vadosa ou limitada nas de redes de fluxos confinados (CALDEIRA et al., 2019).

Newitt et al. (1955) sugere que os sedimentos em fluxos de conduítes são arrastados de modos diferenças conforme as características litológicas, podendo ocorrer: I) em forma de grãos rolantes que produzem ondulações em camadas estacionárias; II) por salto de grãos individuais acima do leito; III) por camada deslizante que envolve a parte superior da carga com o aumento da velocidade; IV) ou como material heterogêneo suspenso em menores velocidades; V) e material homogêneo suspenso em velocidades mais altas.

Para Ford e William (2007) pelo menos os quatro primeiros tipos de transportes sugerido por Newitt et al. (1955) acontecem em cavernas freáticas ou inundadas. Para Herman et al. (2012) os sedimentos clásticos são movidos de acordo com pulsos aleatórios não contínuos, o que favorece o armazenamento de sedimentos que são removidos apenas em grandes alagamentos durante eventos de chuvas intensas. Logo, a morfologia dos canais influi na dinâmica do nível de água e altera a textura dos sedimentos em relação a superfície, e/ou remove os sedimentos ocasionando o retrabalhamento do material.

Desse modo, um modelo de fluxo global de sedimentos em redes subterrâneas (Figura 7) foi proposto por Bosch e White (2007), com dois sistemas interligados de entradas variadas (sumidouros, fraturas, inundações de rios, injeção glacial, dolinas) e saída única (nascente ou descarga para superfície) (FARRANT; SMART, 2011).

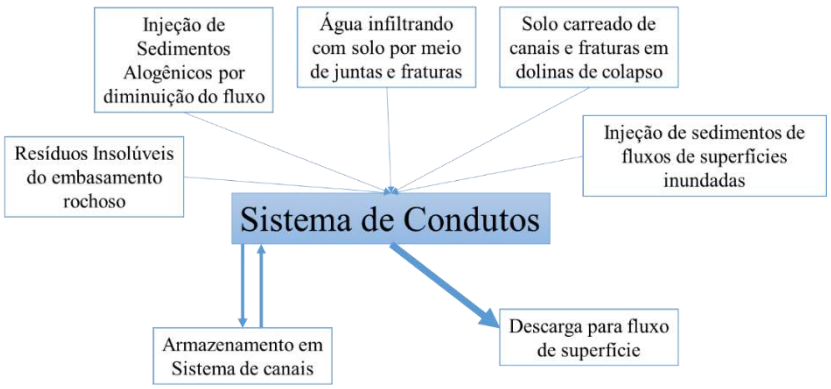


Figura 7: Fluxo de sedimentos em ambiente subterrâneo (BOSCH; WHITE, 2007).

Dentre o material fino suspenso (silte, argila e areia) as partículas de areia fina são transportadas mais facilmente, o que explica a presença de leques sedimentares arenosos em

cavernas dominadas por lamas e cascalhos (GILLIESON, 1996). O histograma de Hjulstrom (Figura 8) demostra a velocidade de fluxo hídrico necessária para mover uma partícula.

De acordo com Ford e Williams (2007) a movimentação dos sedimentos se inicia quando a tensão de cisalhamento excede o valor critico observado. Isso ocorre quando a velocidade da água é intensa o suficiente para iniciar o processo de erosão das camadas coesivas de sedimentos, ou seja, acima da velocidade de transporte que mantem os sedimentos suspensos ou em saltitamento (GILLIESON, 1996).

A natureza do clima condiciona os processos de intemperismo, e consequentemente as taxas de sedimentos depositados. Logo, mudanças climáticas resultam em alteração de fluxo sedimentar com aumento ou diminuição de material disponível (FARRANT; SMART, 2011). As alterações das taxas de deposição podem ser extremas, pois no interior de cavernas a circulação dos sedimentos pode ser obstruída a jusante causando retrabalho e deposição (FORD; WILLIAMS, 2007).

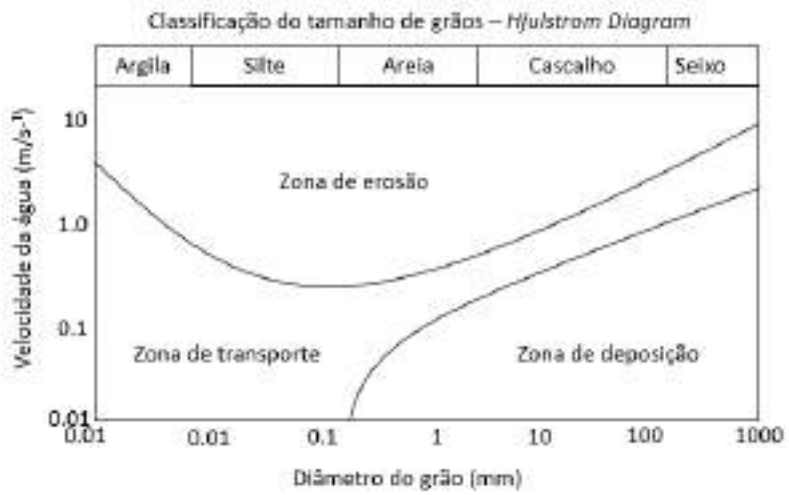


Figura 8: O histograma de Hjulstrom demonstra a velocidade de fluxo hídrico necessária para mover uma partícula (FORD; WILLIAMS, 2007).

Para Osborne (1986) a deposição e sedimentação ocorre no sistema vadoso superior de entrada, interior e menor, no ambiente freático dinâmico e não freático. Há deposição por gravidade (transporte aquoso) que acumula em cavernas quando a energia de transporte é insuficiente para mover o material. Logo, no rebaixamento do nível de base, condutos se tornam aberturas secas com maior elevação, dando origem a depósitos sedimentares preservados (CALDEIRA et al., 2019).

Além da deposição de sedimentos, são importantes as fases de erosão dos depósitos e as fases de precipitação química, que formam espeleotemas como crostas de calcita (AULER et al., 2009). No entanto, as baixas taxa de denudação em algumas áreas do Brasil favorece a deposição, erosão

e retrabalhamento em um mesmo nível de caverna, acarretando em pacotes estratigráficos complexos (ALMEIDA, 2019).

Deste modo, prever o comportamento do aquífero carstico é uma tarefa árdua, visto que cada carste evolui suas formas superficiais e subterrâneas em função de características como o material de origem, o tectonismo, as condições climáticas e a ocupação do meio pela vida (HARDT, 2011). Assim, selecionar o modelo mais apropriado para simular a dinâmica hidrossedimentológica carstica é uma tarefa importante, visto que erros e incertezas são comuns na modelagem (KALHOR et al., 2019).

No próximo tópico são demostradas tentativas de simular o comportamento hidrológico em sistemas carsticos em várias regiões do mundo, por meio de modelos desenvolvidos e adaptados para essa missão.

REFERÊNCIAL BIBLIOGRÁFICO

AFINOWICZ, J. D.; MUNSTER, C. L.; BRADFORD, P. W.; LACEY, R. A Process for Assessing Wooded Plant Cover by Remote Sensing. **Rangeland Ecology & Management** v. 58, n. 2, pp.184-190, 2005.

AQUIAR, K. B. **Análise da abordagem geomorfológica em Estudos de Impactos Ambientais (EIAs) de projetos hidrelétricos apresentados ao Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis (IBAMA) no período de 1993 a 2014.** 145f. Dissertação de Mestrado, São Paulo, 2015.

ALMEIDA, L.H.S.; RAMOS, R.R.C.; LAUREANO, F.V.; STRÍKIS, N.M.; TOLEDO, P. ARROYOCABRALES, J. SALLES, L.O. Evolução sedimentar em cavernas: um estudo de caso na Gruta Carneiro (GO). ***ANAIS*** do 35º Congresso Brasileiro de Espeleologia Bonito/MS, Sociedade Brasileira de Espeleologia. 2019.

AUDRA, P.; PALMER, A. The pattern of caves: Controls of epigenic speleogenesis. **Géomorphologie Relief Processus Environnement**, v. 17, n.42, pp. 359-378, 2011.

AULER, A. S.; RUBBIOLI, E.; BRANDI, R. **As grandes cavernas do Brasil**. GBPE. Belo Horizonte. p.228, 2002.

ARNOLD, J.G.; KINIRY, J.R.; SRINIVASAN, R.; WILLIAMS, J.R.; HANEY, E.B.; NEITSCH, S.L. **Soil & Water Assessment Tool: Input/Output Documentation**. Texas Water Resources Institute. < http://swat.tamu.edu/documentation/2012-io/>, 2012.

BAFFAUT, C.; BENSON, V.W. Modeling flow and pollutant transport in a karst watershed with SWAT. **Trans. ASABE**, n. 52, pp. 469-479, 2008.

BAILEY, R.T., WIBLE, T.C., ARABI, M. E DITTY, J. Assessing regional-scale spatio-temporal patterns of groundwater–surface water interactions using a coupled SWAT-MODFLOW model. **Hydrological Processes**. Vol. 30, n.23. 2016.

BAILEY, R.T. (2015). **TUTORIAL SWAT-MODFLOW: Documentación para la preparación del acoplamiento SWAT-MODFLOW**. Disponível em: http://swat.tamu.edu/media/115188/swat-modflow-tutorial-in-spanish.pdf. Acesso em: Mar. 2020.

BAILEY, R.T., RATHJENS, H., BIEGER, K. E ARNOLD, J. SWATMOD-Prep: Graphical User Interface for Preparing Coupled SWAT-MODFLOW Simulations. JAWRA **Journal of the American Water Resources Association**. Vol. 53, n. 2, 400-410p. 2017.

BOGLI, A. **Karst Hydrology and Physical Speleology**. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, New York, 1980.

BOSCH, R.F.; WHITE, W. B. **Lithofacies and transport of clastic sediments in karstic aquifers**. Studies of Cave Sediments: Physical and Chemical Records of Paleoclimate, p.1-22, 2007.

CALDEIRA, D. M. V. S.; UAGODA, R.; NOGUEIRA, A. M. Dinâmica dos sedimentos clásticos cavernícolas: Potencialidade para estudo paleoambientes no Brasil. **Espaço & Geografia**, v. 22, n.1, pp. 153-189, 2019.

CARVALHO, N. O.; JÚNIOR, N. P. F.; SANTOS, P. M. C.; LIMA, J. E. F. W. **Guia de Práticas Sedimentométricas**. Brasília: Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL), Superintendência de estudos e Informações Hidrológicas, 1 ed., 154 p., 2000.

DAY, M. The morphology and hydrology of some Jamaican karst depressions. **Earth-Surface Processes**, v. 1, n. 2, pp. 111-129, 1976.

FARRANT, A.R.; SMART, P.L. Role of sediment in speleogenesis; sedimentation and paragenesis. **Geomorphology**, v.134, p.79-93, 2011.

FORD, D.; WILLIAMS, P. **Karst Hydrogeology and Geomorphology**. Wiley: Chichester p. 562, 2007.

FERRARI, J.A.; KARMANN, I. Comportamento Hidrodinâmico de Sistemas Carsticos na Bacia do Rio Betari, Município de Iporanga – SP. **Revista do Instituto de Geociências-USP**, São Paulo, v. 8, n. 1, p. 1-13, 2008.

GILLIESON, D. Cave sedimentation in the new Guinea highlands. **Earth Surface Processes and Landforms**, v.11, p.533–543, 1986.

GOLDSCHEIDER, N.; DREW, D. **Methods in Karst Hydrogeology**. Ed. Taylor and Francis Group, Leiden, Holanda, p. 264, 2007.

HARDT, R. Da **Carstificação em Arenitos: Aproximação com o suporte de geotecnologias**. Tese (doutorado). 224f. Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Rio Claro - SP, 2011.

HERMAN, E.K.; TORAN, L.; WHITE, W.B. **Clastic sediment transport and storage in fluviokarst aquifers: An essential component of karst hydrogeology**. Carbonates and Evaporites, v.27, p.211–241, 2012.

JENNINGS, J.N. **Karst Geomorphology**. Oxford: Basil Blackwell, p. 293, 1985.

JONES, W. K.; WHITE, W. B. Karst. In: WHITE, W. B.; CULVER, D.C. (Eds.), Encyclopedia of Caves. Second Ed. New York: **Elsevier**, pp. 430-438, 2012.

KALHOR, K.; GHASEMIZADEH, R.; RAJIC, L.; ALSHAWABKEH, A. Assessment of groundwater quality and remediation in karst aquifers: A review. **Groundwater for Sustainable Development**, v. 8, pp. 104-121, 2019.

KARMANN, I. **Evolução e dinâmica atual do sistema carsticodo alto vale do rio Ribeira de Iguape, sudeste do Estado de São Paulo**. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, p. 274p, 1994.

KARMANN, I. **Carste e cavernas no Brasil: distribuição, dinâmica atual e registros sedimentares, breve histórico e análise crítica das pesquisas realizadas no âmbito do IGc USP**. Tese (Livre Docência em Espeleologia). 62f. Instituto de Geociência. Universidade de São Paulo-USP: São Paulo, 2016.

KLIMCHOUK, A. B. **Hypogene Speleogenesis**. Treatise on Geomorphology, v. 6, p. 238, 2013.

KNIGHTON, D. **Fluvial forms & processes. A new perspective**. London: Arnold, 1998.

LAUREANO, F. V. KARMANN, I. Sedimentos clásticos em sistemas de cavernas e suas contribuições em estudos geomorfológicos: uma revisão. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, ed. 1, 2013.

LOUZADA, R. S. P. **Análise e monitoramento da carga líquida e carga sólida suspensa durante eventos pluviométricos na bacia do Gama/DF entre 2015-2016. 2017**. 53 f., il. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade de Brasília, Brasília, 2017.

MARSHAK, S. **Earth: Portrait of a Planet** (3rd ed.). New York, N.Y.: Norton & Company. Inc. 2008.

MORGAN, R.P.C. **Soil Erosion and Conservation**. Blackwell, Oxford, 304 p., 2005.

MOURA, M.T.T. **O Carste da região de Prudente de Moraes-MG**. Boletim Paulista de Geografia, n. 73, pp. 125-148, 1990.

NEWITT, D.; RICHARDSON, J.; ABBOUTT, M.; TURTLE, R**. Hydraulic conveying of solids in horizontal pipes**. Transactions Institute of Chemical Engineers, v.33, p.93–110, 1955.

OSBORNE, A. O. **Sedimentation in karst caves, a review**. n. 2, p. 1986.

PALMER, A. N. Geomorphic interpretation of karst features. In: LAFLEUR, R.G. **Groundwater as a Geomorphic Agent**. Boston: Allen & Unwin, pp.173-209,1984.

PILÓ, L. B. Geomorfologia Carstica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 1, n. 1, p. 88-102, 2000.

SANTOS, I.; GOMES, J.; BUBA, H. Medições de descarga líquida: método convencional x método acústico. Comparação de resultados. ***Anais*** XII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 1997.

SALLUN FILHO, W.; KARMANN, I. **Províncias carsticas e cavernas no Brasil**. Geologia do Brasil, Beca-São Paulo, 2012.

STEVANOVIC, Z. Karst Aquifers - Characterization and Engineering. Ed. 1, p. 692, 2015

TÁVORA, B.E. **Zona Ripária de Cerrado: Processos Hidrossedimentológicos**. Tese de Doutorado em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos. Publicação PTARH,TD- 019/2017. Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília, DF. 133p. 2017.

TRAVASSOS, L. E. P. **Princípios de Carstologia e Geomorfologia Carstica**. Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade – ICMBio, Brasília – 2019. 246p.

VIGIAK, O.; MALAGÓ, A.; BOURAOUI, F.; VANMAERCKE, M.; OBREJA, F.; POESEN, F.; HABERSACK, H.; FEHÉR, J.; GROŠELJ, S. Modelling sediment fluxes in the Danube River Basin with SWAT. **Sci. Total Environ**., v. 599-600, pp. 992-1012, 2017.

WHITE, W. B. **Geomorphology and hydrology of karst terrains**. Oxford: Oxford University Press, p. 464,1988.

WILLIAMS, P.W. Morphometric analysis of polygonal karst in New Guinea. **Geological Society of America Bulletin**, v. 83, n. 3, p. 761-796, 1972.

WHITTOW, J. **The Penguin dictionary of physical geography**. 2 Ed.. London: Penguin Books. 2000.

Artigo a ser submetido a Revista Brasileira de Geomorfologia

2.2 DESAFIOS E ALTERNATIVAS PARA A MODELAGEM HIDROLÓGICA EM MEIOS CARSTICOS: REVISÃO TEÓRICA

RESUMO

Modelar uma bacia hidrográfica influenciada por carste pode fornecer melhor compreensão das interações entre as águas superficiais e subterrâneas. A modelagem matemática é uma ferramenta primária para abordar questões sobre os efeitos do uso da terra na resposta hidrológica e analisar a poluição não pontual e sua distribuição espacial, bem como as alterações da dinâmica dos sedimentos. No entanto, a simulação da dinâmica hídrica, sedimentológica e de qualidade da água em bacias carsticas tem uma complexidade maior, pois processos simultâneos de infiltração rápida e lenta dificultam a modelagem do sistema. Assim, este estudo é um esforço que reuni pesquisas que abordaram a temática da simulação hidrológica em meios carsticos nas últimas duas décadas, considerando suas diferentes vertentes de análises. Os trabalhos mencionados foram considerados a partir da metodologia de análise da Teoria do Enfoque Meta-Analítico Consolidado, uma abordagem exploratória que consiste na verificação dos principais trabalhos de uma determinada temática no tempo de acordo com uma base de artigos científicos. Logo, foi possível verificar que pesquisas entorno da temática da modelagem hidrológica em bacias carsticas, a partir do banco de dados da *Web of Science*, sugerem um aumento significativo nos últimos vinte anos, em número de citações e publicações.

Palavras-chave: Sistemas Carsticos. Modelagem Hidrológica. Hidrossedimentologia.

Introdução

A gestão sustentável dos recursos hídricos subterrâneos exige o conhecimento de suas particularidades intrínsecas, para que seja possível avaliar o potencial de abastecimento de água potável, sua sensibilidade a períodos de seca e cheias e sua vulnerabilidade a contaminação (HARTMANN et al., 2014). As águas subterrâneas são armazenadas em poros e fraturas de rochas após infiltradas nos solos, passando pela zona não saturada, onde os poros são preenchidos parcialmente por água e ar. Por ação da gravidade, parte das águas continua em movimento descendente, acumulando em zonas mais profundas, preenchendo todos os poros da zona saturada (SOLDERA, 2017).

O volume de água armazenada em aquíferos está associado a porosidade das rochas, podendo ser granular, fissural e cárstico. O aquífero granular é formado por rochas sedimentares e sedimentos não consolidados, onde a água fica armazenada por um período entre os grãos. O aquífero fissural não apresenta espaços vazios, sendo constituído por rochas mais compactas e maciças, sendo sua

porosidade associada a fraturas conectadas. Já aquíferos carsticos são formados principalmente por rochas carbonáticas, como os calcários, que sofrem lento processo de dissolução quando em contato com águas ácidas que infiltram por meio das fraturas da rocha (VILLELA, 1975).

As águas ácidas são formadas pela combinação da chuva ou de rios com o dióxido de carbono, proveniente da atmosfera ou da decomposição da matéria orgânica presente no solo (Figura 9). Com a progressiva dissolução destes condutos formam-se cavidades que podem resultar em galerias com rios subterrâneos e cavernas (IRITANI; EZAKI, 2008).

Além da porosidade, os aquíferos também podem ser classificados por suas características hidráulicas (livres ou confinados), onde aquíferos livres (ou freáticos) estão mais próximos à superfície e são submetidos à pressão atmosférica. Já aquíferos confinados estão em uma profundidade maior e, intercalados por camadas impermeáveis, estão submetidos a uma pressão maior que a da atmosfera (SOLDERA, 2017).

De acordo com Jakada et al. (2020) as fontes de água carstica contribuem com até 50% do suprimento de água na Europa, enquanto no sul da China, mais de 100 milhões de pessoas dependem desse tipo de aquífero. No Brasil, cerca de 52% dos municípios dependem desse recurso de alguma forma (ANA, 2010).

No entanto, simular a dinâmica hídrica, sedimentológica ou de qualidade da água nesses sistemas é uma tarefa árdua, pois processos simultâneos de infiltração rápida (*fissuras/condutos*) e lenta (*poros*) dificulta a modelagem do sistema (FERRARI; KARMANN, 2008). A heterogeneidade hidráulica subterrânea em rochas carstificadas é um fator ainda pouco caracterizado, e as informações necessárias para a modelagem são muitas vezes insuficientes, sendo um desafio obter simulações confiáveis, tanto científica quanto operacionalmente (HARTMANN et al., 2014).

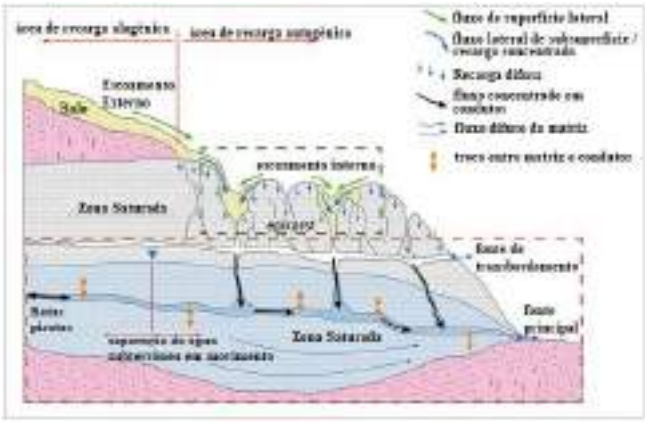


Figura 9: Modelo conceitual de um sistema carstico (HARTMANN et al., 2014).

As contribuições provenientes de outras bacias, ou em carstes superiores com diferentes características hidráulicas (transmissividade), são comuns e podem promover alterações na dinâmica de sedimentos, impactando o habitat aquático em termos de turbidez, penetração de luz, temperatura da água e oxigênio biologicamente disponível, além do transporte de poluentes adsorvidos (NIKOLAIDIS et al., 2013; VIGIAK et al., 2015; AMIN et al., 2017).

Diferentes técnicas e ferramentas associadas a métodos convencionais, modificados e/ou reformulados têm sido utilizadas na tentativa de compreender o comportamento da dinâmica hidrológica e sedimentológica com certa acurácia em meios carsticos, como por exemplo, métodos hidrológicos e hidráulicos, geofísicos e hidrogeológico, técnicas de modelagem e de rastreamento (ROZOS; KOUTSOYIANNIS, 2006; TZORAKI; NIKOLAIDIS, 2007; FLEURY et al., 2007; ZHANG et al., 2011; PARTINGTON et al., 2012; NIKOLAIDIS et al., 2013; HARTMANN et al., 2014; WU et al., 2016; SULLIVANA et al., 2019).

A evolução positiva dos resultados obtidos na modelagem hidrológica carstica nos últimos anos se deve também aos avanços de técnicas computacionais, o esforço amostral e de monitoramento e a disponibilidade de dados

sobre as características físicas do carste. Nas últimas décadas diversas pesquisas propuseram simular a hidrologia carstica a partir de modelos reformulados segundo as características singulares de uma região carstica (BETRIE et al., 2011; YAN et al., 2013; WOODBURY et al., 2014; VIGIAK et al., 2015; VOLK et al., 2017).

Nesse estudo são destacados alguns modelos hidrológicos adaptados para aplicação sistemas controlados pelo carste. Com isso, o objetivo é ponderar sobre as dificuldades e potencialidades no uso desses modelos na simulação da hidrológica carstica. Para isso, a revisão dos trabalhos seguiu as estratégias de

Os termos de busca nessa pesquisa foram: "modelagem hidrológica" e "sistema cárstico", realizados na base de dados da *Web of Science* no período entre os anos 2000 e 2020, considerando as áreas de geociências, recursos hídricos e geografia física.

A segunda etapa consistiu em refinar a seleção dos principais artigos a partir dos seguintes parâmetros: a) revistas mais relevantes; b) revistas que mais publicam sobre o tema; c) evolução do tema ano a ano; d) documentos mais citados; e) autores que mais publicaram versus autores que mais foram citados; f) países que mais publicaram; g) conferências que mais contribuíram; h) universidades que mais publicaram; i) agencias que mais financiam a pesquisa; j) áreas que mais publicam; e l) frequência de palavras-chave.

Na terceira etapa foi utilizado o programa *VOSViewer* 1.6.15.0 para criar agrupamentos (*clusters)* dos trabalhos, com objetivo de realizar as análises de *co-citation*, que considera os principais autores nos últimos vinte anos, e a análise de *coupling*, que sugere as pesquisas mais relevantes nos últimos três anos.

A análise de *co-citation* indica as principais abordagens agrupadas em pesquisa de linha comum, enquanto a análise de *coupling* vai indicar os estudos atuais (*fronts*) mais relevantes (Figura 10).

investigação científica da Teoria do Enfoque Meta Analítico Consolidado (TEMAC) sugerida por Mariano e Rocha (2017).

Método de Análise

O TEMAC é um método exploratório com abordagem quantitativa que consiste em três etapas: 1. Preparação da pesquisa; 2. Apresentação e interrelação dos dados; 3. Detalhamento, modelo integrador e verificação por evidências. A primeira etapa consiste em selecionar os termos de pesquisa, indicar o espaço temporal e selecionar a base de dados.

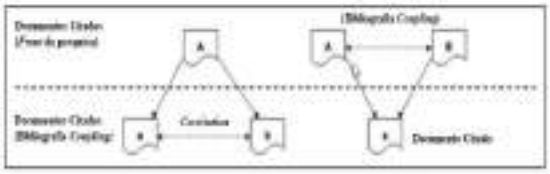


Figura 10: Análises de *co-citation* e *coupling*. (MARIANO; ROCHA, 2017).

Após as três etapas foi realizada uma análise fatorial confirmatória (AFC) por meio do programa *Iramuteq*, com objetivo de encontrar segmentos de classes comuns. O *Iramuteq* é um programa livre desenvolvido com base no programa R e na linguagem *Python*, que oferece um viés quantitativo para dados qualitativos (MARIANO; ROCHA, 2017).

Resultados e Discussões

Em uma primeira análise é perceptível que o número de trabalhos relevantes sobre modelagem hidrológica em sistemas carsticos tem aumentando ano a ano (Figura 11). Cerca de trezentos e quarenta e quatro trabalhos foram indicados na primeira busca e refinados posteriormente.

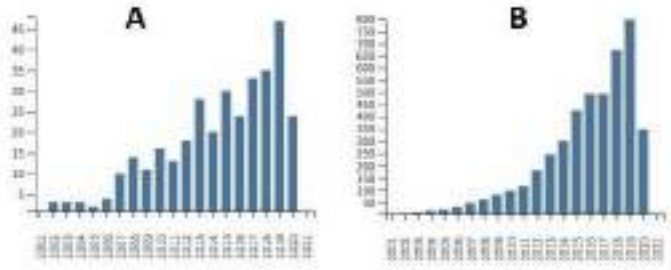


Figura 11: A) Itens publicados anualmente; B) Número de citações anuais. Fonte: *Web of Science.*

Na metodologia de Mariano e Rocha (2017) os trabalhos são agrupados em núcleos, onde as temáticas das pesquisas mais relevantes são divididas em subtemas correlacionados, resultando no mapa de calor da Figura 12.

A partir da análise de *co-citation*, que representa os trabalhos com mais citações nos últimos vinte anos, cerca de quatro núcleos (*clusters*) foram indicados contendo trinta e um trabalhos ao todo.

Na análise de *coupling*, que representa a relevância dos trabalhos nos últimos três anos, cerca de cento e trinta e nove trabalhos resultaram em onze *clusters* (Figura 13). O número de trabalhos e citações nos últimos anos, representada pela análise *coupling*, indica um aumento do número de núcleos temáticos.

Uma gama de modelos e técnicas alternativas adaptadas para simulação da hidrologia carstica foram revelados por meio da base de referências do *Web of Science*. No entanto são demostrados nesse estudo modelos globais, que podem ser adaptados para a aplicados em regiões carsticas distintas.

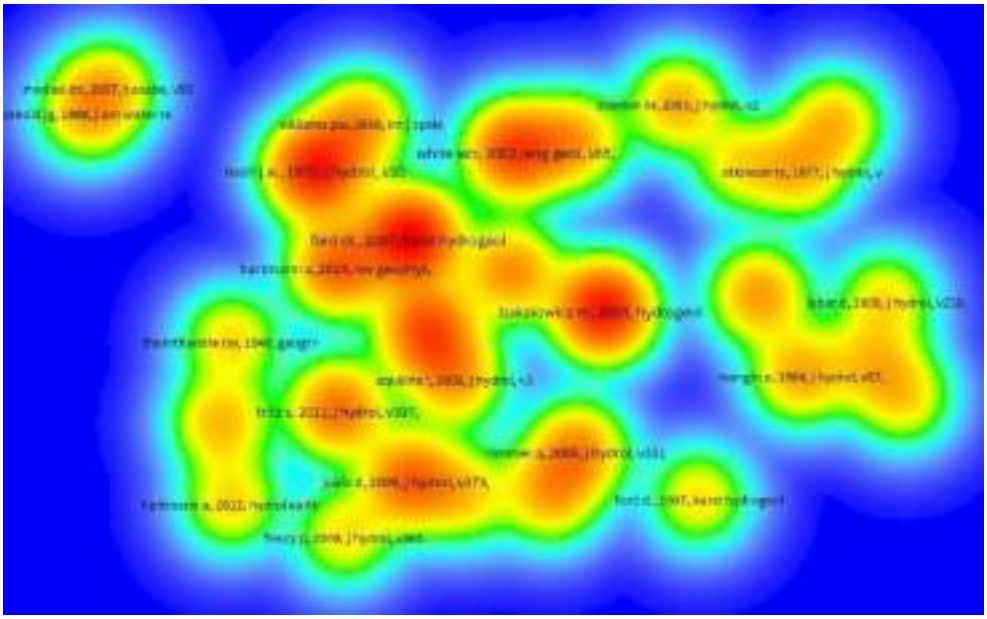


Figura 12: Análise de *co-citation* entre os anos 2000 e 2017. Fonte: Programa *VOSViewer* 1.6.15.0.

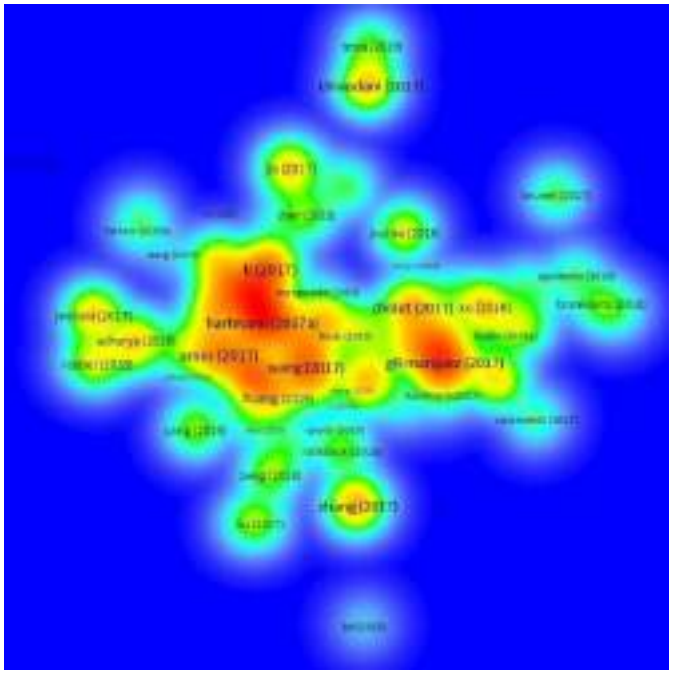


Figura 13: Análise de *coupling* (B) entre os anos 2017 e 2020

Com destaque nas discussões sobre o tema, Kovács e Sauter (2006) tratam amplamente sobre as possibilidades de adequar métodos de simulação adaptados a modelos não carsticos. Uma das principais técnicas mencionadas pelos autores é a aplicação de traçadores naturais e artificiais para a determinação da trajetória de fluxo, conexões subterrâneas, áreas de recarga, velocidades de fluxo, propriedades geométricas (condutos), quantificar o transporte de contaminantes e o tempo de deslocamento da água até um rio (LONG; PUTNAM, 2004; AQUILINA et al., 2006).

Spruill et al. (2000) utilizaram traçadores artificiais em bacias carsticas da região de Kentucky-EUA para simular as descargas diárias e mensais, e abastecer o modelo SWAT (Ferramenta de Avaliação do Solo e da Água).

Nas fases de calibração e verificação o desvio médio absoluto foi menor quando comparado aos dados de descarga calculadas por meio de dados topográficos, com Índice de Eficiência de Nash-Sutcliffe (NSE) para o fluxo simulado mensalmente por corantes de 0,89, e de 0,58 pelo modelo topográfico.

No Brasil, Ferrari e Karmann (2008) utilizaram traçadores para caracterizar o fluxo de recarga do aquífero carstico no Vale do Ribeira, Iporanga-SP, comparando aos registros de precipitação e hidrogramas de nascentes. Segundo Goldscheider e Drew (2007) o uso de traçadores e dados complementares abre possibilidades de calcular redes, diâmetros e estimar volumes e taxas de fluxo em condutos inacessíveis.

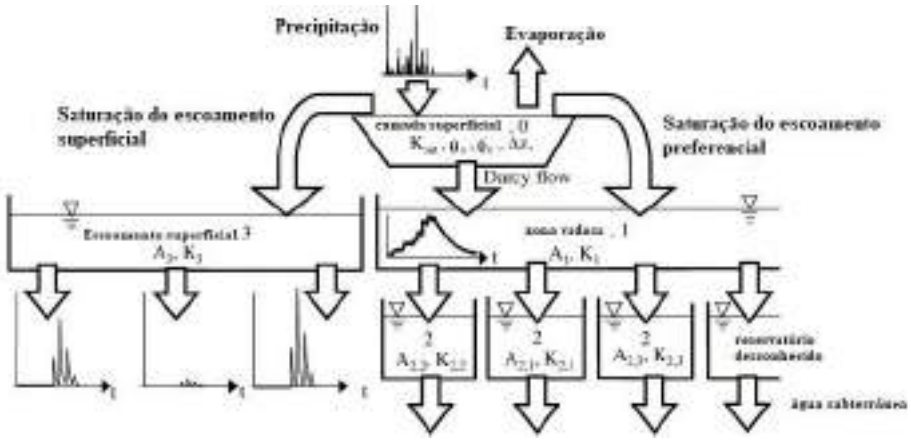
De acordo com Jakada et al. (2020) o uso de traçadores em sumidouros da bacia carstica de Miaogou, China, sugeriu resultados relevantes na identificação de vias preferenciais de recarga autogênica, em relação a precipitação efetiva e o escoamento. A simulação hidrológica por meio do SWAT apresentou boa correlação com os valores de fluxo observados (R^2=0,8; NSE=0,7). Os autores revelam que o uso do SWAT foi capaz simular de forma satisfatória os processos hidrológicos em outras bacias carsticas da mesma região.

Um modelo para simular a dinâmica hidrológica da formação carstica da Montanha Hermon, Israel, foi desenvolvido por Rimme e Lechinsjy (2006). Se trata do Modelo Hidrológico para Ambiente Carstico (HYMKE). O modelo permite distinguir as contribuições a partir da entrada de dados de fluxos preferenciais (fissuras, cavernas, dolinas) e de recarga subterrânea por meio da técnica *recursive digital filter*, que simula diferentes pontos de contribuição entre fluxos superficiais e de base. São necessárias series temporais de precipitação, evaporação potencial (*Penman-Monteith*) e níveis de água subterrânea (poços).

No modelo conceitual HYMKE a superfície terrestre (módulo 0) é recarregada por precipitação e seca por evaporação, escoamento superficial e percolação para camadas mais profundas. A saturação da camada superficial é transformada parte em escoamento superficial (módulo 3) e fluxo preferencial descendente, conduzido para a camada de seção baixa e alta permeabilidade (epicarste). Em seguida, a percolação na zona vadosa (módulo 1) inclui fluxo lento (Darcy) a partir do teor de umidade e condutividade hidráulica do solo, e fluxo rápido nos eventos de cheia, que alimentam os reservatórios (módulo 2).

No HYMKE a camada superficial (0) é a associação da condutividade hidráulica (K_D θ), profundidade (Δ_Z) e o teor de umidade saturada (θ_R) e residual (θ_S) do solo. A zona vadosa (1) é mensurada através do reservatório constante linear (K_1) e a área (A_1). Os reservatórios (2) são definidos com base nos coeficientes de armazenamento (K_{2k}), áreas contribuintes (A_{2k}) e fluxo de base desconhecido (Figura 14).

Na bacia do rio Jordão, Rimmer e Lechinsjy (2006) e obtiveram boa correlação entre três afluentes superficiais (r^2=0,6) e de base (r^2=0,77) com o uso do HYMKE. Esse modelo vem sendo adaptado e aplicado amplamente em distintas regiões carsticas da Europa e Oriente Médio (SAMUELS et al., 2010; HARTMANN et al., 2014; YONA et al., 2020)



0: camada superficial; 1: zona vadosa; 2: água subterrânea com seus reservatórios; 3: escoamento de superfície.
Figura 14: Diagrama do modelo HYMKE (RIMMER; LECHINSJY, 2006).

Outra técnica que incorpora o código dos processos hidrológicos e características geológicas do aquífero cárstico é o Modelo Conceitual Integrado de Simulação Hidrológica (MIKE SHE) (DHI, 2007). São simulados dados de infiltração difusa e concentrada, recarga autogênica e halogênica, fluxo subterrâneo rápido e lento, e deslocamento dos fluxos. O código é dividido em módulos que podem ser usados separadamente ou integrados.

Benischke et al. (2010) ajustou o modelo MIKE SHE para identificar limites de recarga e vias de fluxos subterrâneos na região carstica da cordilheira Kaisergebirge, na Áustria. Os autores ajustaram o modelo para situações específicas, introduzindo fluxos de desvio na zona não saturada.

Janza (2010) também testou a eficiência do MIKE SHE na representação dos principais processos hidrogeológicos da bacia carstica de Rizana, Eslovênia, e obteve resultados aceitáveis na verificação do modelo na avaliação da descarga temporal (NSE=0,82).

Doummar et al. (2012) aplicaram o MIKE SHE adaptado para simular a variabilidade temporal e espacialmente da recarga e descarga do sistema carstico da bacia de Gallusquelle, Alemanha. A recarga foi subdividida verticalmente em três compartimentos principais: Atmosfera (A); Zona Insaturada (ZI); e Zona Saturada (ZS). Os processos climáticos são extrapolados para a bacia e a evapotranspiração de referência calculada segundo método Penman-Monteith.

A ZI é representada pela equação simplificada de Richards, onde a força motriz do fluxo vertical é exclusivamente devido à gravidade, sendo dividida em camada superior (solos e o epicarste) e inferior (matriz rochosa não saturada). A ZS é definida em três camadas (matrizes) baseadas na equação de Darcy (3D), com uma matriz representando a simulação dos condutos (Figura 15).

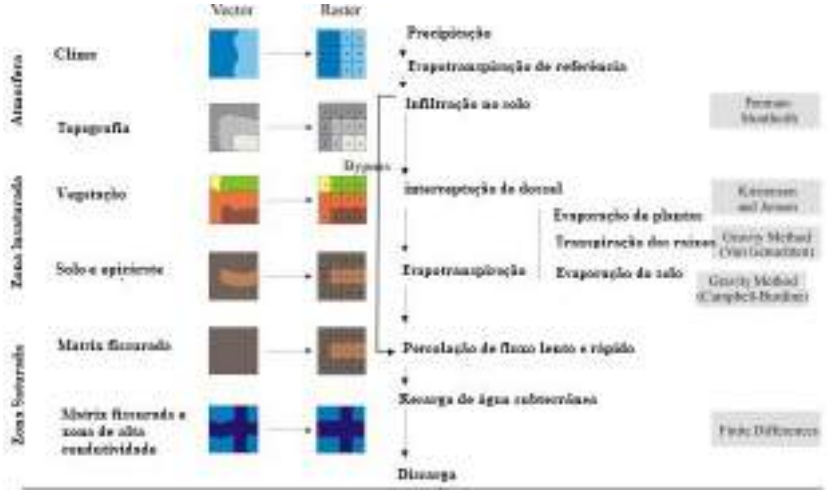


Figura 15: Base de dados do modelo MIKE SHE (DOUMMAR et al., 2012).

Baffaut e Benson (2008) propuseram a ampliação da parametrização de fluxos rápidos no modelo SWAT, incluindo sumidouros, ressurgências e fluxo de retorno, para simular a entrada e saída de coliformes e fósforo em uma bacia carstica em Missouri-EUA.

A integração da infiltração rápida até o aquífero profundo no SWAT-B&B consistiu na utilização da equação de dois reservatórios de Maillet, que considera os condutos subterrâneos e as fissuras na interconexão da estrutura dos reservatórios. Para integrar os fluxos carsticos a parâmetros específicos de infiltração rápida foram utilizados o algoritmo de roteamento de aquíferos (*SSRA*) e o método do fluxo em orifícios.

A versão adaptada (SWAT-B&B) por Baffaut e Benson (2008) foi modificada por Yachtao (2009) para representar os fluxos rápidos de recarga na escala de unidades de resposta hidrológica (URH), na simulação das descargas e carreamento de nitrogênio na bacia carstica de Opequon Creek, na Virgínia Ocidental-EUA.

A representação dos sumidouros em URH derivou no impacto notável na resposta hidrológica na comparação dos resultados mensurados pelo SWAT-B&B, que considera essas áreas de recarga como áreas inundadas. A relação entre as águas superficiais e subterrâneas na escala de URH demostrou uma grande variabilidade na recarga associada a paisagem carstica de Opequon Creek. Chamado de K-SWAT por Nikolaidis et al. (2013), o modelo foi baseado no fluxo carstico descrito por Tzoraki e Nikolaidis (2007) e Kourgialas et al. (2010).

Nikolaidis et al. (2013) avaliou a resposta hidrológica e química na bacia carstica do rio Koiliaris, Grécia. O K-SWAT foi capaz de capturar satisfatoriamente a variabilidade temporal do fluxo carstico, escoamento superficial e concentrações de nitrato associadas a impactos no uso da terra.

Na bacia carstica de Cane Run Creek, Kentucky-EUA, Palanisamy e Workman (2015) descrevem que as variações de picos de fluxo superficial que influi diretamente na resposta de condutos subterrâneos diminuíram a eficiência do K-SWAT. Na aplicação do K-SWAT carstica da ilha de Creta, Grécia, Malago et al. (2016) estabelece uma estrutura ao modelo (Figura 16).

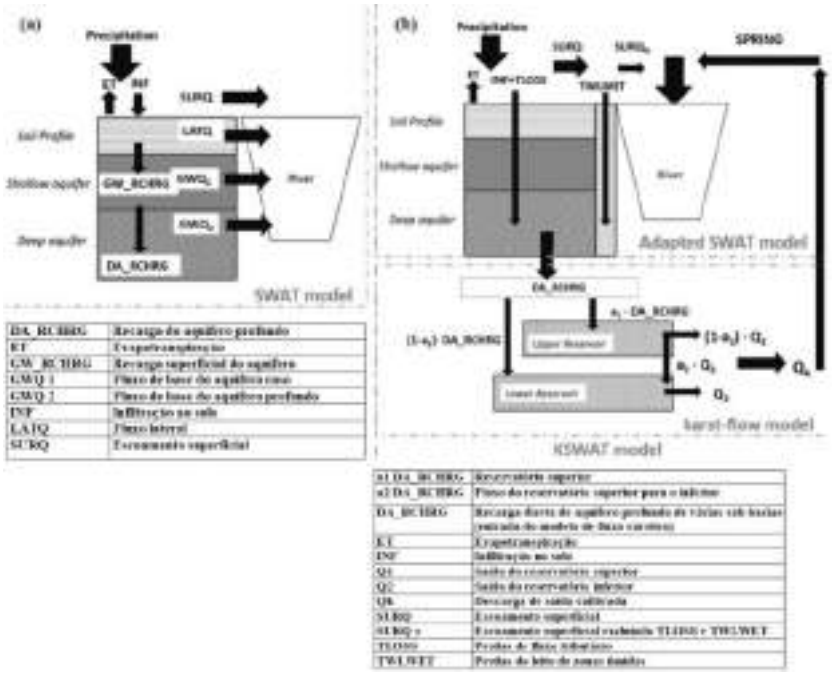


Figura 16: Parâmetros de simulação no SWAT (2005) e a integração no modelo de dois reservatórios de *Maillet*, dando origem ao modelo K-SWAT (MALAGO et al., 2016).

Easton et al. (2008) sugeriu novos parâmetros no SWAT para indicar locais de maior e menor contribuição para o aquífero cárstico, a partir das áreas de fontes variáveis (VSA) de escoamento superficial da bacia de Cannonsville, em Nova Iorque. O chamado SWAT-VSA simula a variação da origem de água no sistema e foi capaz de detectar

diferenças espaciais na recarga por infiltração e escoamento superficial por meio do índice de umidade topográfica.

No SWAT-VSA cada URH possui classes de umidade, que estão associadas ao armazenamento efetivo de água no sistema, enquanto a dinâmica de nutrientes varia conforme o uso da terra. Para os autores o SWAT-VSA previu com melhor acurácia a distribuição de água no solo e as taxas de fósforo dissolvido quando comparado ao SWAT convencional.

Amin et al. (2017) simularam com o SWAT-VSA o fluxo de nutrientes e carga de sedimentos transportados em quatro cenários de criação de gado, na bacia de carstica de Spring Creek, Pensilvânia. Os resultados de vazão diária, sedimentos, N e P foram considerados satisfatórios na verificação, e demostrou ser uma boa alternativa para simulação hidrológica em meios carsticos (VOLK et al., 2017).

A tentativa de representar as dinâmicas dos fluxos superficiais e subterrâneos em um único modelo integrado foi proposta por Sophocleous et al. (1999), que sugeriram a integração do SWAT e o modelo hidrogeológico de Fluxo Modular por Diferenças Finitas (MODFLOW) (MCDONALD; HARBAUGH, 1988).

No MODFLOW a distinção espacial das águas subterrâneas é interpretada em grades regulares operadas em escalas de tempo maiores (baixas velocidades de fluxo), enquanto no SWAT a discretização espacial é por meio das URH (células irregulares) com escala de tempo menores. Assim, era necessário promover modificações no código dos modelos para que a transferência de informações fosse possível na integração entre os processos superficial e subterrâneo do ciclo hidrológico em escala de bacia.

Dentre as modificações, Sophocleous et al. (1999) sugeriram uma versão integrada que substitui a simplificação da simulação subterrânea do SWAT pelo simulador de água subterrânea do MODFLOW, com melhor detalhamento de fluxo (SWATMOD). Contudo, o SWATMOD não representava a zona vadosa intermediária, simulando o ciclo superficial no SWAT até a zona de raízes, e interpretada no MODFLOW a distribuição regular no aquífero (Figura 17) (ARAUJO, 2018).

Ehtiat et al. (2018) apresentam o acoplamento dos módulos de transporte multi-espécies tridimensionais (MT3DMS) no modelo integrado SWAT-MODFLOW, para prever a reposta hidrológica subterrânea em termos de concentrações de fluxo e sal no aquífero Dehloran, Irã.

Na bacia do rio Sprague, Oregon -EUA. Wei et al. (2019) realizam a integração do SWAT-MODFLOW-RT3D, ou seja, a adição do modelo de transporte reativo de solutos de águas subterrâneas (RT3D), para simular o destino e transporte de nitrato.

Sullivana et al. (2019) avaliou a existência de contaminação por nitratos utilizando o acoplamento dos modelos SWAT-MODFLOW-CMT3D, que integra o modelo de transporte de contaminantes (CMT3D), no aquífero cárstico de Edwards, San Antônio, Texas-EUA.

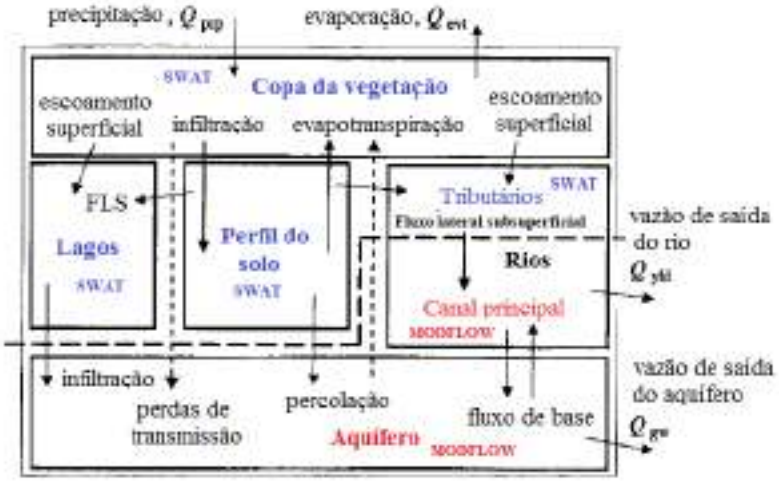


Figura 17: Modelo SWATMOD. Perkins e Sophocleous (1999) modificado por Araujo (2018).

Bailey et al. (2015) desenvolveram uma interface escrita em Python (SWATMOD-Prep) que auxilia na preparação dos arquivos de integração do SWAT-MODFLOW. Modelando a descarga subterrânea na bacia carstica do rio Bosque Médio, Texas-EUA, Park et al. (2019) ampliaram o código SWATMOD-Prep acrescendo uma interface gráfica (QSWATMOD) de código aberto e que possui interface em três módulos: pré-processamento, configuração/integração e pós-processamento (interpretação dos resultados).

Recentemente, Mazzilli et al. (2019) sugeriram a plataforma de modelagem ajustável (KARSTMOD) desenvolvido para reproduzir a estrutura de modelos conceituais concentrados de sistemas carsticos na literatura. O KARSTMOD permite ativar ou desativar módulos, e inclui quatro possíveis reservatórios conceituais: epicarste (E), condutos (C), matriz (M) e reservatório baixo (L), que representa um sistema mais profundo de dinâmica mais lenta. O modelo possui equações de descarga, análise de sensibilidade e estimativa de incerteza.

Em uma bacia carstica na Normandia, França, Duran et al. (2020) utilizou a plataforma KARSTMOD para simular a descarga liquida no modelo e comparar as respostas de traçadores naturais (condutividade, turbidez). De cordo com os autores, o KARSTMOD foi capaz de reproduzir parte do comportamento hidrológico interno do carste, principalmente a dinâmica de trocas entre os condutos e aquíferos. O KARSTMOD tem sido testado amplamente em aquíferos carsticos em várias regiões do mundo e vem obtendo resultados animadores (BAUDEMENT et al., 2017; JOHANNET et al., 2015; LONCAR et al., 2018; POULAIN et al., 2018).

Como visto até aqui, a partir do banco de dados da *Web of Science*, é possível notar o crescente número pesquisas de integração entre modelos convencionais e adaptados a fluxos carsticos. As técnicas desenvolvidas para cenários específicos podem auxiliar na consistência de modelos globais, desde que os modelos sejam adaptados conforme as características da bacia simulada, como por exemplo, na variabilidade espacial e temporal do comportamento da dinâmica de recarga, descarga e armazenamento de água no meio carsticos estudado.

De acordo com Goldscheider e Drew (2007) a opção pela integração de modelos deve considerar a flexibilização do código para modificações, a gama de alternativas de simulação e informações bem estabelecidas, a convergência entre as escalas espaciais e temporais, e se possível se tratarem de programas de domínio público.

Algumas Considerações

As técnicas e ferramentas associadas a métodos convencionais (modificados e/ou reformulados), como por exemplo, técnicas de rastreamento, que auxilia no diagnóstico de orientação e potenciais destinos de fluxos de água subterrânea, bem como métodos hidrológicos e hidráulicos, geofísicos e geológicos, são essenciais para caracterizar o domínio do carste subterrâneo e aumentar a precisão e confiabilidade da resposta hidrológica na simulação, calibração e verificação dos modelos.

Os modelos distribuídos, que necessitam de representações pontuais com melhor acurácia para a simulação, como o modelo SWAT, são geralmente vinculados a modelos concentrados, que simulam informações de locais específicos (pontuais). O aprimoramento do acoplamento desses modelos pode auxiliar na melhor previsão da dinâmica hídrica e contribuir para a gestão dos recursos hídricos e do uso do solo em bacias carsticas.

Deste modo, é notável que as possibilidades metodológicas para estudos em bacias carsticas vem sendo aprimoradas nas últimas décadas. Mas, deve-se considerar sempre que as características do carste são únicas, exigindo um grande esforço amostral e de monitoramento para a obtenção de parâmetros confiáveis na simulação dos modelos.

Referencial Bibliográfico

ANA, Agência Nacional de Águas (Brasil). 2010**. Atlas Brasil: abastecimento urbano de água: panorama nacional**. Engecorps/ Cobrape - Brasília: ANA, 2010.

AQUILINA, L.; LADOUCHE, B.; DOERFLIGER, N. Water storage and transfer in the epikarst of karstic systems during high flow periods, **J. Hydrol**., v. 327, pp. 472-485, 2006.

AMIN, M.G. M.; VEITH, T.L.; COLLICK, A.S.; KARSTEN, H.D.; BUDA, A.R.

Simulating hydrological and nonpoint source pollution processes in a karst water-shed: a variable source area hydrology model evaluation. **Agric. Water Manag**., n. 180, pp. 212-223, 2017.

ARNOLD, J.G.; ARNOLD, K.; BIEGER, M.J. WHITE, R. SRINIVASAN, J.A. DUNBAR, P.M. ALLEN. Use of decision tables to simulate management in SWAT+, **Water**, n. 10, p. 713, 2018.

BETRIE, G. D.; MOHAMED, Y. A.; VAN GRIENSVEN, A.; SRINIVASAN R. Sediment management modeling in the Blue Nile Basin using SWAT model. **Hydrol. Earth Syst. Sci.**, v. 15, pp. 807-818, 2011.

BAUDEMENT, C.; ARFIB, B.; MAZZILLI, N.; JOUVES, J.; LAMARQUE, T.; GUGLIELMI, Y. Groundwater management of a highly dynamic karst by assessing baseflow and quickflow with a rainfall-discharge model (Dardennes springs, SE France). **Bull. la Société géologique Fr**., n. 188, p. 40, 2017.

BENISCHKE, R.; HARUM, T.; RESZLER, C.; SACCON, P.; ORTNER, G.; RUCH, C. Karstentwässerung im Kaisergebirge (Tirol, Österreich) – Abgrenzung hydrographischer Einzugsgebiete durch Kombination hydrogeologischer Untersuchungen mit Isotopenmethoden und hydrologischer Modellierung. **Grundwasser: Zeitschrift der Fachsektion Hydrogeologie,** v. 15, pp. 43–57, 2010.

BIEGER, K.; BIEGER, J.G.; ARNOLD, H.; RATHJENS, M.J.; WHITE, D.D.; BOSCH, P.M.; ALLEN, M.; VOLK, R.; SRINIVASAN. Introduction to SWAT+, a completely restructured version of the soil and water assessment tool. **J. Am. Water Resour. Assoc**., v. 53, n. 1, pp. 115-130, 2017.

DHI, Denmark Hydrology Institute. **Mike She User Manual and Reference Guide**, Denmark, v. 1:2, 2007.

DOUMMAR, J.; SAUTER, M.; GEYER, T. Simulation of flow processes in a large scale karst system with an integrated catchment model (Mike She) – Identification of relevant parameters influencing spring discharge**. J. Hidrol**., v. 426:427, pp. 112-123, 2012.

DURAN, L.; MASSEI, N.; LECOQ, N.; FOURNIER, M.; LABAT, D. Analyzing multi-scale hydrodynamic processes in karst with a coupled conceptual modeling and signal decomposition approach. **J. Hidrol**., v. 583, pp. 1-16, 2020.

EASTON, Z.M.; FUKA, D.R.; WALTER, M.T; COWAN, D.M.; SCHNEIDERMAN, E.M.; STEENHUIS, T.S. Re-conceptualizing the Soil and Water Assessment Tool (SWAT) model to predict runoff from variable source áreas. **J. Hydrol.**, n. 348, pp. 279-291, 2008.

FLEURY, P.; PLAGNES, V.; BAKALOWICZC, M. Modelling of the functioning of karst aquifers with a reservoir model: Application to Fontaine de Vaucluse (South of France). **J. Hydrol.**, v. 345, n. 1-2, pp. 38-49, 2007.

IRITANI, M. A.; EZAKI, S. As águas subterrâneas do Estado de São Paulo. São Paulo: Secretaria do Estado do Meio Ambiente- SMA, 103p., 2008.

JAKADA, H., CHEN, Z. An approach to runoff modelling in small karst watersheds using the SWAT model. **Arab J Geosci**., v. 13, n. 318, 2020.

JANZA, M. Hydrological modeling in the karst area, Rižana spring catchment, Slovenia. **Environ. Earth Sci.,** n. 61, pp. 909-920, 2010.

JEANNIN, P. Y.; SAUTER, M. Modelling in karst systems: **Bulletin d'Hydrogeologie**, n. 16, pp 241, 1998.

JOHANNET, A.; TAVER, V.; VINCHES, M.; BORRELL-ESTUPINA, V.; PISTRE, S.; BERTIN, D. Comparison Between Inverse Modelling and Data Assimilation to Estimate Rainfall from Runoff Using the Multilayer Perceptron. **International Joint Conference on Neural Networks,** pp. 1-8, 2015.

KOVÁCS, A.; SAUTER, M. **Modelling karst hydrodynamics**. In book: GOLDSCHEIDER; DREW, D. Methods in

Karst Hydrogeology. Ed International contribution to hydrogeology, n. 26, 2006.

LONCAR, G.; ŠRENG, Z.; BEKIC, D.; KUNŠTEK, D. Hydraulic-Hydrology Analysis of the Turbulent Seepage Flow within Karst Aquifer of the Golubinka Spring Catchment **Geofluids**, 2018.

MALAGO, A.; EFSTATHIOU, D.; BOURAOUI, F.; NIKOLAIDIS, N.P.; FRANCHINI, M.; BIDOGLIO, G.; KRITSOTAKIS, M. Regional scale hydrologic modeling of a karst dominant geomorphology: The case study of the Island of Crete. **Journal of Hydrology**, v. 540, pp. 64-81, 2016.

MARIANO, A. M.; ROCHA, M. S. **Revisão da Literatura: Apresentação de uma Abordagem Integradora.** XXVI Congresso Internacional AEDEM. Economy, Business and Uncertainty: ideas for a European and Mediterranean industrial policy? Reggio Calabria (Italia), 2017.

MAZZILLI, N.; MAZZILLI, V.; GUINOT, H.; JOURDE, N.; LECOQ, D.; LABAT, B.; ARFIB, C.; BAUDEMENT, C.; DANQUIGNY, L. DAL SOGLIO, D. **KarstMod: A modelling platform for rainfall – discharge analysis and modelling dedicated to karst systems**. Environ. Model. Softw., p. 1–7, 2017.

NIKOLAIDIS, N.P.; BOURAOUI, F.; BIDOGLIO, G. Hydrologic and geochemical modeling of a karstic Mediterranean watershed. **J. Hydrol. Eng**., n. 477, pp. 129-138, 2013.

PALANISAMY, B.; WORKMAN, S.R. Hydrologic Modeling of Flow through Sinkholes Located in Streambeds of Cane Run Stream, Kentucky. **J. Hydrol. Eng**., n. 20, v. 5, pp. 1-12, 2015.

PARTINGTON, D.; BRUNNER, P.; SIMMONS, C.T.; WERNER, A.D.; THERRIEN, R.; MAIER, H.R.;

DANDY, G.C. Evaluation of outputs from automated baseflow separation methods against simulated baseflow from a physically based, surface water-groundwater flow model. **J. of Hydrol.**, v. 458-459, pp. 28-39, 2012.

PARK, S.; NIELSEN, A.; BAILEY, R.T.; TROLLE, D.; BIEGER, K. A QGIS-based graphical user interface for application and evaluation of SWAT-MODFLOW models. **Environmental Modelling & Software,** v. 111, pp. 493-497, 2019.

PERKINS, S.P.; SOPHOCLEOUS, M. Development of a comprehensive watershed model applied to study stream yield under drought conditions. **Groundwater**. Vol. 37, n. 3, 418–426 p. 1999.

POULAIN, A.; WATLET, A.; KAUFMANN, O.; VAN CAMP, M.; JOURDE, N.; MAZZILLI, N.; ROCHEZ, G.; DELEU, R.; QUINIF, Y.; HALLET, V. Assessment of groundwater recharge processes through karst vadose zone by cave percolation monitoring. **Hydrol. Process**., n. 32, pp. 2069-2083, 2018.

RIMMER, A., Y. LECHINSJY, S. Modelling precipitation-streamflow processes in Karst basin: The case of the Jordan River sources, Israel. **Journal of Hydrology**, v. 331, n. 3-4, pp 524-542, 2006.

ROZOS, E.; KOUTSOYIANNIS, D. A multicell karstic aquifer model with alternative flow equations. **J. Hydrol**.,v. 325, n. 1-4, pp. 340-355, 2006.

SAMUELS, R., RIMMER, A., HARTMANN, A., KRICHAK, S., ALPERT, P. Climate change impacts on jordan river flow: Downscaling application from a regional climate model. **J. Hydrometeo.**, v. 11, n. 4, pp. 860-879, 2010.

SOPHOCLEOUS, M.A. E PERKINS, S.P. Methodology and application of combined watershed and ground-water models in Kansas. **J. of Hydrol**. Vol. 236, n. 3-4, p. 185–201, 1999.

SULLIVANA, T.P.; GAO, Y.; REIMANN, T. Nitrate transport in a karst aquifer: Numerical model development and source evaluation. **J. Hidrol.**, v. 573, pp. 432-448, 2019.

SPRUILL, C. A.; WORKMAN, S. R.; TARABA, J. L. Simulation of daily stream discharge from small watersheds using the SWAT model. **ASAE** - American Society of Agricultural Engineers, v. 43, n. 6, pp. 14-31, 2000.

TZORAKI, O.; NIKOLAIDIS, N.P. A generalized framework for modeling the hydrologic and biogeochemical response of a Mediterranean temporary river basin. **J. Hidrol**., v. 346, n. 3-4, 30, pp. 112-121, 2007.

VILLELA, S. M.; MATTOS, A. **Hidrologia aplicada**. São Paulo: McGraw-Hill, 250p., 1975.

VIGIAK, O.; MALAGÓ, A.; BOURAOUI, F.; VANMAERCKE, M.; POESEN, J. Adapting SWAT hillslope erosion model to predict sediment concentrations and yields in large Basin. **Sci. Total Environ**., v. 538, pp. 855-875, 2015.

VOLK, M.; BOSCH, D.; NANGIA, V.; NARASIMHAN, B. SWAT: Agricultural water and nonpoint source pollution management at a watershed scale - Part II. **Agricultural Water Management**, v. 180, n. 31, pp. 191-193, 2017

WU, Q.; DENG, C.; CHEN, Z. Automated delineation of karst sinkholes from LiDaR - derived digital elevation models. **Geomorphology**, v. 266, pp. 1-10, 2016

WOODBURY, J. D.; SHOEMAKER, C. A.; EASTON, Z. M.; COWAN, D. M. Application of SWAT with and without variable source area hydrology to a large watershed. **J. Am. Water Resour. Assoc.**, v. 50, pp. 42-56, 2014.

YACHTAO, G. A. **Modification of the SWAT model to simulate hydrologic processes in a karst influenced watershed**. MS thesis. Blacksburg, Va.: Virginia Tech, Department of Biosystems Engineering, 2009.

YAN, B.; FANG, N. F.; ZHANG, P. C.; SHI, Z. H. Impacts of land use change on watershed streamflow and sediment yield: an assessment using hydrologic modeling and partial least square regression. **J. Hydrol**., v. 484, pp. 26-37, 2013.

YONA, M. B.; RIMMER, A.; SHAMIR, E.; LITAOR, I. Hydrologic response in the karstic and basaltic hydro-geological units of Lake Kinneret watershed. **J. Hidrol.**, v. 583, pp. 1-11, 2020.

ZHANG, Z.; CHEN, X.; GHADOUANI, A.; SHI, P. Modelling hydrological processes influenced by soil, rock and vegetation in a small karst basin of southwest China. **Hydrol. Process**., n. 25, pp. 2456–2470, 2011.

CAPÍTULO 3

3. METODOLOGIA

3.1 Modelagem Hidrossedimentológica da Bacia do Rio Corrente

Entre a entre as bacias hidrográficas do rio São Francisco e Tocantins-Araguaia, a bacia do rio Corrente está localizada na região nordeste do Estado de Goiás, na Formação Lagoa do Jacaré (Grupo Bambuí), entre os divisores topográficos da Serra da Saudade, Formação Três Marias e os Grupos Urucuia e Areado (CPRM, 2008). O rio Corrente possui 131 km de extensão sinuosa até a Estação Fluviométrica de Alvorada do Norte (21300000), ponto de controle dos

dados de series históricas, seguindo até desaguar no rio Paranã, que por sua vez desagua no rio Tocantins-Araguaia (Figura 18).

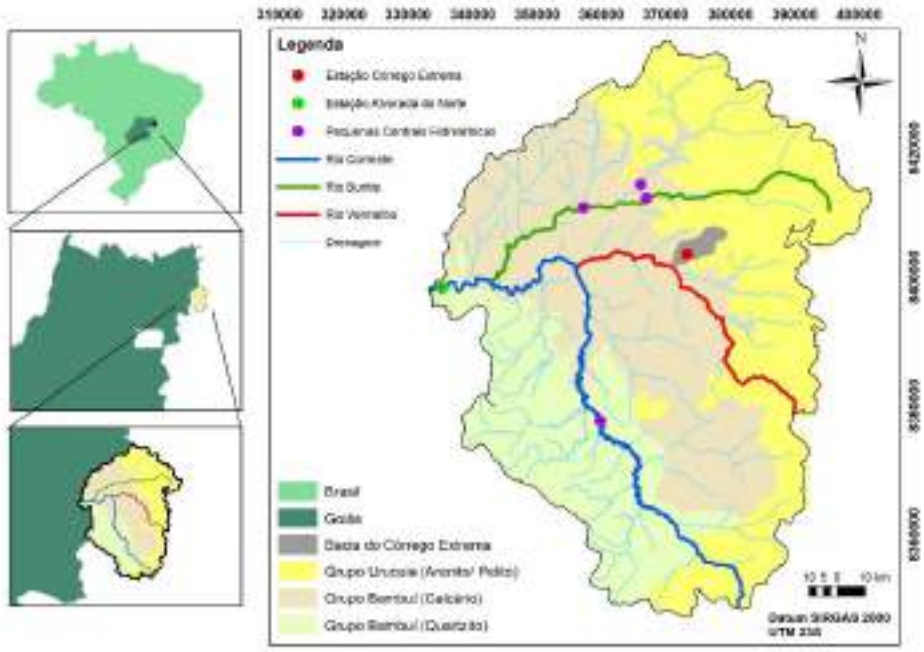


Figura 18: Localização da bacia do rio Corrente, hidrogeologia, principais afluentes e as pequenas centrais hidrelétricas (PCH) que serão uteis na composição de series históricas.

A geomorfologia entorno da bacia do rio Corrente é composta pelo Chapadão Central (porção superior), originário da superfície Sulamericana que constitui o Grupo Urucuia, formado por arenitos que apresentam sedimentos siliciclásticos inconsolidados, e a porção inferior (Vão do Paranã) com rochas pelíticas intercaladas aos carbonatos da Formação Lagoa do Jacaré (Grupo Bambuí). Na Formação Lagoa do Jacaré sedimentos clasto-químicos (rochas carbonáticas) são favoráveis à carstificação.

Ao todo, o Grupo Bambuí envolve cerca de 300.000 km^2 do Cráton São Francisco, na porção leste do cinturão de Brasília, sendo constituído pela deposição de sedimentos de carbonato pelágico (lenta deposição por decantação em águas saturadas de calcita - $CaCO_3$) e sedimentos sliciclásticos (intemperismo de rochas silicasticas - quartzo) na inversão tectônica da bacia do São Francisco (790-600 Ma) (DARDENNE, 2000; SANTOS et al., 2000).

A estratigrafia no Bambuí apresenta uma espessura de 1.700 metros, entre a Formação Sete Lagoas (base) até a Formação Três Marias (topo), com sequência de rochas carbonáticas alternadas com terrígenos, depositados em ambiente de sedimentação exclusivamente marinho. A Formação Lagoa do Jacaré por sua vez expõe calcarenitos, calcilutitos, calcáreos microcristalinos negros e calcários sílticos que constituem a litologia na área central da bacia do rio Tocantins, sobretudo no estado de Goiás (BRAUN, 1988).

Levando em consideração as características heterogêneas que compõe o aspecto hidrogeológico da bacia do rio Corrente optou-se pela utilização do modelo SWAT acoplado a um modelo de águas subterrâneas (MODFLOW) para a simulação da resposta hidrossedimentológica, considerando que modificações no código do modelo são necessárias para a inserção de áreas de recarga e descarga do sistema. No tópico a seguir são reveladas as principais características dos modelos SWAT e MODFLOW, bem como no acoplamento dos modelos proposto por Bailey (2015).

3.2 A Ferramenta de Avaliação do Solo e Água (SWAT)

O SWAT é um modelo desenvolvido pelo Departamento de Agricultura dos Estados Unidos, com objetivo de prever o impacto do uso da terra sobre a vazão dos rios e a produção de sedimentos em grandes bacias rurais não medidas (ARNOLD et al., 1998). É um modelo semi-distribuído de base física e contínuo em relação ao tempo (ARNOLD et al. 2012). O modelo considera os processos de escoamento superficial, fluxo lateral, fluxo de base, evapotranspiração e escoamento no canal (TAVORÁ, 2017).

A bacia hidrográfica é delineada e subdividida em unidades de resposta hidrológica (URH) baseadas no tipo de solo, uso e cobertura e variações topográficas (JAKADA et al., 2020). Essas unidades não consideram as interações que ocorrem entre diferentes URH, de forma que as cargas são calculadas individualmente e depois somadas para determinar o valor de descarga final da bacia (ARAUJO, 2018).

O modelo utiliza o método curva número (CN) para particionar a precipitação em infiltração ou escoamento superficial (NEITSCH et al. 2002). O CN é uma função baseada na permeabilidade do solo, uso da terra e condições antecedentes de umidade do solo (AMC) a partir de dados de precipitação diária (KUMAR et al., 2016). Por meio do programa ArcSWAT, uma interface gráfica executa o SWAT em ambiente de sistema de informação geográfica (SIG).

Um programa de calibração e incerteza (SWAT-CUP) permite a automação da calibração, analise de incerteza e de sensibilidade, integrando algoritmos que utilizam métodos de otimização (GLUE, ParaSol, MCMC, PSO, SUFI2) para a definição do conjunto de parâmetros que melhor ajusta os resultados do modelo aos dados observados.

As águas superficiais no SWAT são calculadas em volume por área (lâmina d'água), onde as URH consideram caminhos potenciais de fluxo, como infiltração, escoamento superficial, evapotranspiração, armazenamento na copa das árvores, escoamento subsuperficial (redistribuição e escoamento lateral), canais afluentes e fluxo de base. Na infiltração, após a

saturação do solo, a água ainda no perfil do solo é calculada como a diferença entre o volume de precipitação e do escoamento superficial (método CN) (USDA SCS, 1972). A Figura 19 apresenta a rotina simplificada da geração de escoamento e sedimentos pelo modelo SWAT.

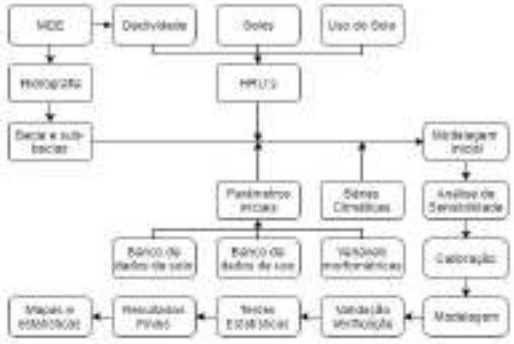


Figura 19: Rotina simplificada para o balanço hídrico em URH (NEITSCH et al., 2011).

O ciclo hidrológico no SWAT é baseado na equação do balanço hídrico (Tabela 1 - Eq. 1), que considera a zona não saturada (fase terreno) e o aquífero raso (fase canal) como uma unidade acima da camada impermeável. Na zona não saturada, o volume de água no solo (SW_t) é dado pela umidade inicial do solo (SW_0) no tempo (t), conforme a precipitação (R_{dia}), o escoamento superficial (Q_{sup}), a evapotranspiração (E_a), o volume de água que entra na zona vadosa (W_{inf}) e o volume no fluxo de base (Q_{sub}).

A equação CN (Tabela 1 - Eq. 2) permite o cálculo do escoamento superficial (Q_{sup}) a partir da precipitação (R_{dia}), da abstração inicial (I_a) e do parâmetro de retenção (S). As abstrações iniciais (I_a) (Tabela 1 - Eq. 3) correspondem a quase 20% do parâmetro de retenção (S), que é determinado em função das URH e do método CN.

Tabela 1: Equação do balanço hídrico, infiltração no solo e abstrações iniciais (MCDONALD E HARBAUGH, 1988).

Parâmetros		Equação (Eq.)	Variáveis
Balanço hídrico	Eq. 1	$SW_t = sw_0 + \sum_{i=1}^{t}(R_{dia} - Q_{sup} - E_a - W_{inf} - Q_{sub})$	SW_t = volume de água no solo (mm) SW_0 = umidade inicial do solo no dia i (mm) t = tempo (dias) R_{dia} = precipitação no dia i (mm) Q_{sup} = escoamento superficial no dia i (mm) E_a = evapotranspiração no dia i (mm) W_{inf} = volume de água que entra na zona vadosa do perfil do solo no dia i (mm) Q_{sub} = fluxo de base no dia i (mm) Q_{sup} = escoamento superficial (mm) Ia = abstração inicial (mm) S = parâmetro de retenção (mm)
Escoamento	Eq. 2	$Q_{sup} = \frac{(R_{dia} - I_a)^2}{(R_{dia} - I_a + S)}$	
Abstrações iniciais na infiltração	Eq. 3	$S = 254\,(\frac{100}{CN} - 1)$	

A evapotranspiração, ou perda de água para a atmosfera, inclui a evaporação em rios, transpiração dos solos e da cobertura vegetal. No solo, a evaporação real é calculada como função exponencial em relação a profundidade e volume de água no solo (ARAUJO, 2018). Já a evapotranspiração das plantas é calculada segundo uma função linear da evapotranspiração

potencial e do índice foliar, a partir dos métodos *Penman-Monteith* (MONTEITH, 1977); *Priestley-Taylor* (PRIESTLEY; TAYLOR, 1972) e *Hargreaves* (HARGREAVES; SAMANI, 1985). As variáveis utilizadas são: temperatura do ar (*Hargreaves*), radiação solar, umidade relativa (*Priestley-Taylor*) e velocidade do vento (*Penman-Monteith*). Após a evapotranspiração potencial, o SWAT calcula o volume máximo de transpiração e evaporação do solo (ARNOLD et al., 1998).

No processo de infiltração, um volume de água é percola até o aquífero raso e outra parte se desloca em fluxo lateral, contribuindo de forma direta com os rios. No SWAT, a água é percolada na direção vertical sobre as camadas do solo com diferentes umidades. O processo de percolação é calculado no instante que a camada "A" supera a capacidade de campo e a camada "B" (abaixo) não esteja saturada (ARAUJO, 2018). O volume de água drenável ($SW_{ly,exc}$) é então calculado pela diferença entre a umidade do solo na camada e a capacidade de campo no tempo (Δt), por meio do método da rota de armazenamento (Tabela 2 - Eq. 4).

O volume de água percolável ($W_{perc,ly}$) é calculado apenas para a zona de raízes, sendo o restante direcionado para a zona vadosa e conduzida para o aquífero raso, sendo possível indicar no SWAT a profundidade da camada impermeável para cada URH, admitindo calcular, por exemplo, a altura de aquíferos suspensos. O tempo de percolação (TT_{perc}) (Tabela 2 - Eq. 5) varia conforme a condutividade hidráulica saturada (K_{sat}), a capacidade de campo (FC_{ly+1}) e a umidade de saturação (SAT_{ly+1}) da camada subjacente.

No escoamento lateral a água infiltrada encontra uma camada pouco permeável e o volume de água se acumula no local até que seja escoada lateralmente. Isso é um fator relevante, por exemplo, quando há sobreposição de solos muito permeáveis em solos quase impermeabilizados. A simulação do escoamento lateral é realizada por meio de um modelo de armazenamento cinemático (Sloan et al., 1983), que considera o equilíbrio de massa (volume de controle) em solo permeável inclinado com determinada profundidade (D_{perm}), comprimento (L_{hill}) e inclinação (a_{hill}).

Depois da saturação da camada permeável, o volume infiltrado na camada inferior pouco permeável ($SW_{ly,\,exc}$) (Tabela 2 - Eq. 6) é calculado a partir da espessura saturada normal (H_o), da porosidade drenável do solo (ϕ_d), do comprimento da inclinação (L_{hill}). O fluxo na saída da inclinação (Q_{lat}), ou volume de água drenável (Tabela 2 - Eq. 7), é dada a partir da condutividade hidráulica saturada (K_{sat}), aumento da elevação por unidade de distância (slp), porosidade drenável do solo (ϕ_d) e do comprimento da inclinação (L_{hill}).

Tabela 2: Equação de percolação da água, tempo de duração da percolação, volume infiltrado e fluxo de saída da inclinação.

Parâmetros		Equação (Eq.)	Variáveis
Percolação	Eq. 4	$W_{perc,ly} = SW_{ly,exc}(1 - \exp\left(\frac{-\Delta t}{TT_{perc}}\right))$	$W_{perc,ly}$ = volume de água percolável (mm) $SW_{ly,exc}$ = volume de água drenável (mm) Δt = duração do intervalo de tempo (horas) TTperc = tempo de duração da percolação (horas).
Tempo de percolação	Eq. 5	$TT_{perc} = \frac{SAT_{ly} - FC_{ly}}{Ksat}$	K_{sat} = condutividade hidráulica saturada (mm/h) FC_{ly+1} = capacidade de campo (mm) SAT_{ly+1} = umidade de saturação da próxima camada (mm)
Volume infiltrado	Eq. 6	$SW_{ly,exc} = \frac{H_0 * \varphi_d * L_{hill}}{2}$	$SW_{ly,\ exc}$ = volume infiltrado na camada inferior pouco permeável (mm) H_o = espessura saturada normal (mm/mm) ϕ_d = porosidade drenável do solo (mm/mm) Lhill = comprimento da inclinação (m).
Volume de saída	Eq. 7	$Q_{lat} = 24(\frac{2 * SW_{ly,exc} * K_{sat} * slp}{\varphi_d * L_{hill}}$	Q_{lat} = fluxo na saída da inclinação (mm/dia) K_{sat} = condutividade hidráulica saturada (mm/h) slp = aumento da elevação por unidade de distância porosidade drenável do solo e do comprimento da inclinação

As águas subterrâneas são divididas em aquífero raso (não confinado) e aquífero profundo (confinado) que pode contribuir com fluxos de base em outras bacias (ARNOLD et al., 1993). A água entra no sistema por infiltração direta no solo e sua saída pode ocorrer pelo fluxo de base (nascente), bombeamento (irrigação) ou pela movimentação do lençol freático para a franja capilar (revapotranspiração).

O cálculo do balanço hídrico para o aquífero raso (Tabela 3 - Eq. 8) é dado pelo volume de água armazenada ($aq_{sh,i-1}$), a recarga do aquífero ($w_{rec,sh}$), o fluxo de base (Q_{gw}), a revapotranspiração (w_{revap}), e caso ocorra bombeamento de água, o volume de retirada do aquífero ($w_{pump,sh}$). No aquífero profundo o volume de água armazenada (Tabela 3 - Eq. 9) é dado pelo armazenamento de água ($aq_{dp,i-1}$), a percolação do aquífero raso para o profundo (W_{deep}) e o volume de água por bombeamento no aquífero profundo ($W_{pump,dp}$).

O tempo de retardo entre a percolação das camadas de solo e a zona vadosa, até atingir o aquífero raso, vai depender da profundidade do lençol freático, das características hidráulicas, de sistemas em que espaços vazios ocorram entre o nível do lençol e a zona de raízes, como por exemplo, em aquíferos carsticos. Esse parâmetro não pode ser medido diretamente em campo e deve ser calibrado. O cálculo do tempo de recarga do aquífero (Tabela 3 - Eq. 10) utiliza a função de decaimento exponencial (Venetis, 1969), em que a recarga total dos aquíferos ($w_{rec,i}$) é dado em função do retardo do volume de água (δ_{gw}) e do volume percolado no solo (w_{seep}) (Tabela 3 - Eq. 11).

A recarga para o aquífero profundo (Tabela 3 - Eq. 12) considera apenas infiltração advinda da camada superficial do solo e é determinada pelo coeficiente de percolação do aquífero profundo (β_{deep}). Uma parcela do volume do aquífero raso é considerada no cálculo,

na diferença entre a recarga total dos aquíferos ($w_{rec,i}$) e o volume de água que se move do aquífero raso para o profundo (w_{deep}).

Tabela 3: Equações de Balanço hídrico das águas subterrâneas.

Parâmetros		Equação (Eq.)	Variáveis
Balanço hídrico do aquífero raso	Eq. 8	$aq_{sh,i} = aq_{sh,i-1} + w_{rec,sh} - Q_{gw} - W_{revap} - W_{pump,sh}$	$aq_{sh,i}$ = balanço hídrico para o aquífero raso $aq_{sh,i-1}$ = volume de água armazenada no dia i_{-1} (mm) $w_{rec,sh}$ = a recarga do aquífero ((mm) Q_{gw} = fluxo de base (mm) w_{revap} = revapotranspiração (mm) $w_{pump,sh}$ = bombeamento de água, aquífero (mm)
Balanço hídrico do aquífero profundo	Eq. 9	$aq_{dp,i} = aq_{dp,i-1} + W_{deep} - W_{pump,dp}$	volume de água armazenada no aquífero profundo $aq_{dp,i-1}$ = armazenamento no dia i_{-1} (mm) W_{deep} = percolação do aquífero raso para o profundo (mm) $W_{pump,dp}$ = volume de água por bombeamento no aquífero profundo (mm)
Recarga total dos aquíferos	Eq. 10	$w_{rec,i} = (1 - \exp\left(-\frac{1}{\delta_{gw}}\right) * w_{seep} + \exp\left(-\frac{1}{\delta_{gw}}\right) * w_{rec,i-1}$	$w_{rec,i}$ = recarga total dos aquíferos no dia i (mm); δ_{gw} = função de retardo do volume de água no dia i_{-1} (dias); w_{seep} = volume de água percolada da camada de solo.
Percolação de água	Eq. 11	$w_{seep} = w_{perc,ly=n}$	$w_{perc,ly=n}$ = volume percolado da camada mais baixa (n) do solo.
Recarga do aquífero profundo	Eq. 12	$w_{deep} = \beta_{deep} * w_{deep}$	β_{deep} = coeficiente de percolação do aquífero profundo $w_{rec,i}$ = recarga total dos aquíferos w_{deep} = volume de água que se move do aquífero raso para o profundo

O fluxo de base refere-se as águas subterrâneas do aquífero raso que contribuem com o canal principal (Tabela 4 - Eq. 13). O fluxo subterrâneo para o canal principal ($Q_{gw,i}$) é dado em função da constante de recessão do escoamento de base (α_{gw}), o intervalo de tempo (Δt) e o volume de recarga que entra no aquífero raso ($W_{rec,sh}$). A recessão do escoamento de base sucede em períodos que não há recarga do aquífero (Tabela 4 - Eq. 14), e sua resposta (tempo de recessão entre 0,1 a 1) vai depender do tipo de terreno e do tempo/velocidade da nova recarga, quanto mais lenta a resposta, mais próximo de 0,1.

Na ausência de recarga (períodos de seca), quando ocorre pouca umidade na zona vadosa, o pequeno volume de água tende a evaporar e ser absorvida pelas raízes profundas. O fator de evapotranspiração do freático é uma resposta do aquífero em função da demanda hídrica (na seca) por evapotranspiração na superfície, ou é a revapotranspiração (Tabela 4 - Eq. 15). A água evaporada da zona vadosa gera vazios que são preenchidos aos poucos pela água da camada inferior do aquífero freático. O volume máximo de água removido do aquífero por evapotranspiração do freático em um dia ($w_{revap.mx}$) é a resultante entre o coeficiente de revapotranspiração (β_{rev}) e a evapotranspiração potencial (E_o).

A saída de água do aquífero por bombeamento é um fator que incumbe aos níveis do lençol freático, e pode ser obtido no modelo através do cálculo da altura das águas subterrâneas (h_{wtbl}) (m) como um fator demonstrativo da saída de água por bombeamento (Tabela 4 - Eq. 16). A altura do lençol freático ($h_{wtbl,i-1}$) é dada em função da constante de recessão do

escoamento de base (α_{gw}) no intervalo de tempo (Δt), do volume da recarga do aquífero raso ($W_{rchrg,sh}$) e da produção específica do aquífero raso (μ).

Tabela 4: Equações do fluxo de base, recessão do escoamento, evapotranspiração do freático e saída de água por bombeamento.

Variáveis		Equação (Eq.)	Parâmetros
Fluxo de base	Eq. 13	$Q_{gw,i} = Q_{gw,i-1} * \exp(-\alpha_{gw} * \Delta t) + w_{rec,sh} * (1 - \exp(-\alpha_{gw} * \Delta t))$	Qgw,i = fluxo subterrâneo para o canal principal no dia i-1 αgw = constante de recessão do escoamento de base Δt = intervalo de tempo (1 dia) Wrec,sh = volume de recarga que entra no aquífero raso.
Recessão do escoamento de base	Eq. 14	$\alpha_{gw} = \frac{1}{N} * In(\frac{Q_{gw,N}}{Q_{gw,0}})$	N = tempo do início ao fim da recessão Qgw,N = água subterrânea no dia (N) Qgw,0 = água subterrânea para o canal principal no início da recessão.
Evapotranspiração do freático	Eq. 15	$w_{revap,mx} = \beta_{rev} * E_o$	wrevap.mx = evapotranspiração do freático em um dia βrev = revapotranspiração Eo = evapotranspiração potencial (mm). hwtbl = altura das águas subterrâneas (m) hwtbl,i-1 = altura do lençol freático no dia i-1 (m) αgw = constante da recessão do escoamento de base
Saída de água por bombeamento	Eq. 16	$h_{wtbl,i} = h_{wtbl,i-1} * \exp(-\alpha_{gw} - \Delta t) + \frac{w_{rec} * (1 - \exp(-\alpha_{gw} - \Delta_t))}{800 * \mu * \alpha_{gw}}$	Wrchrg,sh = volume da recarga do aquífero raso (mm) μ = produção específica do aquífero raso (m/m).

3.3 Fluxo de Águas Subterrâneas por Diferenças Finitas (MODFLOW)

O modelo distribuído MODFLOW foi desenvolvido pelo Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS) (McDonald; Harbaugh, 1988) e simula o escoamento em três dimensões, com regimes de fluxo transitório ou permanente, e em aquíferos confinados e/ou não confinados (ARAUJO, 2018). O programa apresenta interfaces gráficas amigáveis, como o Processamento MODFLOW (PMWIN e Pro), a Versão Avançada de Águas Subterrâneas (GV), o Sistema de Modelagem de Águas Subterrâneas (GMS), o Visual MODFLOW, ModelMuse, entre outros (KRESSIC, 2007).

O modelo matemático tem base física e atua como modelo calibrado, considerando o método numérico de diferenças finitas, que consiste em decompor a área estudada em células retangulares, onde cada parâmetro físico, de cada retângulo discretizado espacialmente, se tornam pontos em grades regulares (CRUZ, 2003).

A grade regular de pontos considera que cada variável ou propriedade do aquífero é uma constante, onde os fluxos de entrada e saída são calculados para cada nó de pontos na grade. As células retangulares são divididas em volume contínuo do tipo blocos centrados, descritos em forma de linha, colunas e camadas (Figura 20). As células são ativas apenas dentro da área de estudo e as dimensões das células na direção vertical (ΔVk), nas linhas (ΔRj) e colunas (ΔCi) são definidas pelo modelador, permitindo representar melhor cada sistema em específico.

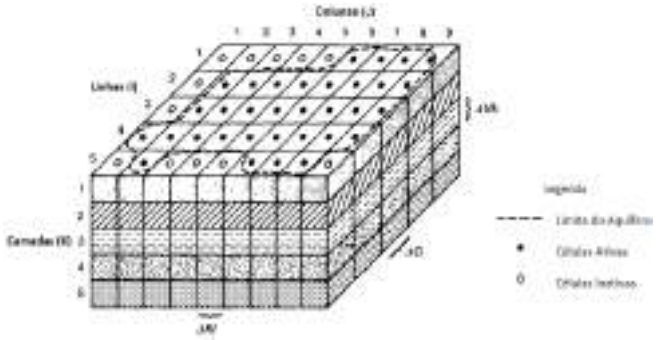


Figura 20: Aquífero hipotético no MODFLOW.

O MODFLOW utiliza a equação básica de densidade constante do fluxo tridimensional da água subterrânea (Tabela 5 - Eq. 17). O modelo usa o método de diferenças finitas quando a densidade da água é constante, com objetivo de obter o balanço de fluxos (Q) em cada nó (i) a partir da equação de continuidade (Tabela 5 - Eq. 18), onde o somatório dos fluxos de entrada e saída de uma célula é semelhante a taxa de variação dentro da mesma célula (ARAUJO, 2018).

Os fluxos positivos (de entrada) e negativos (de saída) são calculados no balanço de fluxos para cada célula, de modo que os fluxos entre as células são mensurados pela lei de Darcy (Tabela 5 - Eq. 19).

Tabela 5: Lista de equações para fluxos de água no MODFLOW.

Parâmetros		Equação (Eq.)	Variáveis
Condutividade hidráulica	Eq. 17	$\frac{\delta}{\delta x}\left(K_{xx}\frac{\delta h}{\delta x}\right)+\frac{\delta}{\delta y}\left(K_{yy}\frac{\delta h}{\delta y}\right)+\frac{\delta}{\delta z}\left(K_{zz}\frac{\delta h}{\delta z}\right)+W=S_s\frac{\delta h}{\delta t}$	$K_{(xx,\ yy,\ zz)}$ = condutividade hidráulica eixos x, y e z; t = tempo; h = altura piezométrica (compressão) Ss = coeficiente de armazenamento específico (meio poroso)
Balanço de fluxos por diferença finita	Eq. 18	$\sum Q_i = S_s\frac{\Delta_h}{\Delta_t}\Delta_h$	W = fluxo volumétrico de entrada ou saída. Qi = balanço de fluxos em cada nó i (L^3/t) Δh = variação da carga piezométrica (L) Δt = intervalo de tempo ΔV = volume da célula (L^3)
Fluxos contínuos para cada célula (lei de Darcy)	Eq. 19	$q_{i,j-o,5,k}=KR_{i,j-0,5,k}*(\Delta C_i*\Delta V_k)*\frac{h_{i,j-1,k}-h_{i,j,k}}{\Delta r_{j-0,5}}$	$q_{i,j-0,5,k}$ = fluxo de saída ou recarga (L^3/t) $h_{i,j,k}$ = cargas nos nós i, j, k $h_{i,j-1,k}$ = cargas nos nós i, j-1, k $KR_{i,j-0,5,k}$ = condutividade hidráulica entre os nós $\Delta C_i * \Delta V_k$ = área da célula de fluxo percolado $\Delta r_{j-0,5}$ = distância entre os dois nós (L).

No entanto, a condutividade hidráulica é um parâmetro tridimensional dado no sentido da linha (CR), coluna (CC) ou vertical (CV) (Tabela 6 - Eq. 20), e os processos de entrada ou saída de fluxo externos ao aquífero (rios, recarga, poços) são calculados no modelo (Tabela 6 - Eq. 21). A associação entre as equações do balanço hídrico por diferenças finitas (Tabela 6 - Eq. 18), do fluxo entre células (Tabela 6 - Eq. 20) e do fluxo entre células e fontes externas (Tabela 6 - Eq. 21), resulta na equação do balanço de massa (Tabela 6 - Eq. 22) para cada célula no tempo.

Tabela 6: Equações condutividade hidráulica, recarga externa e balanço de massa.

Parâmetros		Equação (Eq.)	Variáveis
Condutividade hidráulica	Eq. 20	$q_{i,j-0,5,k} = CR_{i,j-0,5,k} * (h_{i,j-1,k} - h_{i,j,k})$	$a_{i,j,k,n}$ = fluxo de entrada na célula a partir de uma fonte n $P_{i,j,k,n}$ = coeficientes das fontes externas dependentes da carga $q_{i,j,k,n}$ = coeficientes das fontes externas independente da carga $h_{i,j,k}$ = carga da célula. $h^{m}_{i,j,k}$ = carga do nó i, j, k no tempo m; $HCOF_{i,j,k}$ = coeficiente de carga da célula i, j, k (L^2/t) $RHS_{i,j,k}$ = lado direito da equação de diferenças finitas na célula i, j, k (L^3/t)
Equação de recargas externas (poços)	Eq. 21	$a_{i,j,k,n} = P_{i,j,k,n} * h_{i,j,k} + q_{i,j,k,n}$	
Equação do balanço de massa	Eq. 22	$CV_{i,j,k-0,5} * h^{m}_{i,j,k-1} + CC_{i-0,5,j,k} * h^{m}_{i-1,j,kj} + CR_{i,j-0,5,k} * h^{m}_{i,j-1,k} + \left(-CV_{i,j,k-0,5} - CC_{i-0,5,j,k} - CR_{i,j-0,5,k} - CV_{i,j,k+0,5} - CC_{i+0,5,j,k} - CR_{i,j+0,5,k} + HCOF_{i,j,k}\right) * h^{m}_{i,j,k} + CV_{i,j,k+0,5} * h^{m}_{i,j,k+1} + CC_{i+0,5,j,k} * h^{m}_{i+1,j,k} + CR_{i,j+0,5,k} * h^{m}_{i,j+1,k} = RHS_{i,j,k}$	

O coeficiente de carga da célula i, j, k (Tabela 7 - Eq. 23) é inserido ao lado direito da equação de diferenças finitas (Tabela 7 - Eq. 24).

Tabela 7: Equação do Coeficiente de carga da célula e Lado direito da equação de diferenças finitas.

Parâmetros		Equação (Eq.)	Variáveis
Coeficiente de carga da célula	Eq. 23	$HCOF_{i,j,k} = \sum_{n=1}^{N} P_{i,j,k,n} - \frac{SC1_{i,j,k}}{t_m - t_{m-1}}$	$a_{i,j,k,n}$ = fluxo de entrada na célula a partir de uma fonte n $P_{i,j,k,n}$ = coeficientes das fontes externas dependentes da carga $q_{i,j,k,n}$ = coeficientes das fontes externas independente da carga $h_{i,j,k}$ = carga da célula. $h^{m}_{i,j,k}$ = carga do nó i, j, k no tempo m; $HCOF_{i,j,k}$ = coeficiente de carga da célula i, j, k (L^2/t) $RHS_{i,j,k}$ = lado direito da equação de diferenças finitas na célula i, j, k (L^3/t) N = número de fontes externas; $t_m - t_{m-1}$ = tamanho do passo de tempo m; $SS_{i,j,k}$ = capacidade de armazenamento da célula i, j, k $\Delta r_j \Delta C_i * \Delta V_k$ = volume da célula i, j, k (L^3).
Lado direito da equação de diferenças finitas	Eq. 24	$RHS_{i,j,k} = -\sum_{n=1}^{N} q_{i,j,k,n} - SC1_{i,j,k} * \frac{h^{m-1}_{i,j,k}}{t_m - t_{m-1}}$	
	Eq. 25	$SC1i_{i,j,k} = SS_{i,j,k} * \Delta r_j \Delta C_j * \Delta V_k$	

O MODFLOW é um programa estruturado com um modulo principal e uma serie de sub-rotinas independentes, agrupadas em pacotes com funções similares (MCDONALD; HARBAUGH, 1985). Codificado em linguagem Fortran, os módulos podem ser modificados a variados cenários de aplicação (CHUNG, et al., 2010). A simulação é calculada em "períodos de stress", ou seja, intervalo de tempo (t) em que os parâmetros de stress são constantes. No caso de stress transitórios (taxas de bombeamento, níveis do rio) o modelo pode considerar em passos de tempo menores, calculados por meio de funções iterativas, passando a simulação por três fases: período de stress, do passo de tempo e iteração (ARAUJO, 2018).

Os pacotes do MODFLOW são: básico, fluxo nos blocos centrados, rios, recarga, poços, dreno, evapotranspiração, condição de contorno, método fortemente implícito, fluxo de camadas, barreira de fluxo horizontal, gradiente conjugado pré-condicionado e de solução direta (HARBAUGH, 2005).

Os pacotes são divididos nas categorias: 1) "componente de fluxo", que são os coeficientes da equação de diferença finita, dos blocos centrados (fluxo entre células ou entre

célula) e os pacotes de stress (fluxo externo ou de contorno), como por exemplo, o pacote de rio que descreve o fluxo entre as células e o rio; ou 2) "solução", baseado em algoritmos para solução dos sistemas de equações de diferenças finitas (Harbaugh, 2005), como por exemplo, o pacote fortemente implícito (WEINSTEIN et al., 1969), de gradiente conjugado pré-condicionado (HILL, 1990) e de solução direta (HARBAUGH, 1985).

Os pacotes são incluídos na simulação de acordo com as características dos processos hidrológicos. Alguns pacotes são destacados a seguir, referentes ao rio, recarga, poço e evapotranspiração.

- *RIV Package* (Pacote Rio)

É responsável por simular fluxos entre sistemas superficiais e subterrâneos por meio da adição do coeficiente de percolação (Tabela 8 - Eq. 22) na equação de fluxo subterrâneo para cada célula do rio (Figura 21A). (Figura 21B), representada por C_{rio} (L^2/t) (Tabela 8 - Eq. 26). Já a contribuição da recarga entre aquífero-rio (Tabela 8 - Eq. 27) é sempre resultante das perdas anteriores do leito para o aquífero nas células do trecho, ou seja, células com valores negativos entre aquífero-rio sugerem um fluxo no sentido do aquífero (fluxo de base).

Outro fator importante é, por exemplo, em períodos de seca, onde pode ocorrer insaturação no intervalo entre o leito do rio e as águas subterrâneas, ou seja, quando o nível do lençol está a baixo e a percolação não depende da carga de água subterrânea (Figura 21C). Nesse caso, a carga base na camada do trecho do rio será sua elevação (Tabela 8 - Eq. 28).

O MODFLOW considera que o nível da água do rio é invariável no período de stress, sugerindo que picos de transbordamento de breve duração não possam modificar a relação aquífero-rio. O Pacote Rio inclui dados de entrada de localização das células do rio (linha, coluna e camada), do nível do rio (H_{rio}), da condutividade hidráulica entre rio-aquífero (C_{rio}), e a elevação do leito (R_{base}) (ARAUJO, 2018).

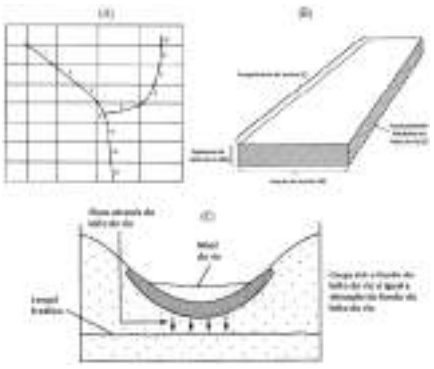


Figura 21: Discretização do rio (A), condutividade hidráulica do leito (B) e o lençol freático a baixo do nível do leito (C).

Tabela 8: Lista de equações do pacote Rio.

Parâmetros	Equação (Eq.)		Variáveis
Condutividade hidráulica do leito	Eq. 26	$C_{rio} = \frac{K * L * W}{M}$	K = condutividade hidráulica do leito; L = comprimento do rio ao cruzar o nó; W = largura do rio; M = espessura do leito do rio
Recarga entre aquífero-rio	Eq. 27	$Q_{rio} = C_{rio} * (H_{rio} - h_{i,j,k})$	C_{rio} = condutividade hidráulica; H_{rio} = carga do rio; $h_{i,j,k}$ = carga na célula acima ao trecho (L).
Recarga entre aquífero-rio (na seca)	Eq. 28	$Q_{rio} = C_{rio} * (H_{rio} - R_{base})$	

- *RCH Package* (Pacote de Recarga)

Seu papel é simular a distribuição espacial da recarga no aquífero (Equação 29) a partir do volume da precipitação que alcança as águas subterrâneas ($Q_{R\,i,j}$), definida por uma função da área da célula ($\Delta_{Rj}.\Delta C_i$) e do fluxo de recarga em lamina por tempo ($I_{i,j}$). A recarga é calculada em cada célula localizada (i, j) na primeira camada (1), porém, nos casos de recarga em duas ou mais células em vertical (condutos carsticos) é utilizado o pacote de poço (ARAUJO, 2018).

$$Q_{R\,i,j} = I_{i,j} * \Delta R_j * \Delta C_i \qquad \text{Equação 29}$$

- *WEL Package* (Pacote Poço)

Simula a entrada ou saída de água do aquífero, com uma taxa especifica de vazão. No período de stress o módulo *WEL1RP* decodifica quatro valores para cada poço, são eles: 1) números da linha; 2) coluna; 3) localização da camada; e 4) vazão de recarga (Q+) ou descarga (Q-) do poço no período de stress. Na interação o valor de Q para cada poço é subtraído do lado direito da equação de diferenças finitas (*RHS*) nas células que contém o poço. No entanto, esse pacote não consegue ainda simular entradas maiores (poços abertos, dolinas), pois é considerado a vazão do poço na primeira camada subterrânea (ARAUJO, 2018).

- *EVT Package* (Pacote Evapotranspiração)

Esse pacote avalia o resultado da evaporação direta e transpiração de plantas na remoção de água do aquífero. A evapotranspiração (*EVT*) ocorre quando o nível da água subterrânea está na superfície máxima (*ET surface*), onde incide a perda por evapotranspiração a uma taxa máxima (R_{ETM}), ou quando o nível de água subterrânea que está a baixo (da superfície máxima) excede a elevação, ou seja, atinge a superfície mínima (*extinction deph*), ou ainda quando os dois limites variam com a elevação do lençol freático (ARAUJO, 2018).

Quando ocorre a elevação do lençol (Tabela 9 - Eq. 30) a taxa de perda por evaporação ($R_{ET\,i,j}$) (L/t) é calculada em função da evapotranspiração máxima ($R_{ETM\,i,j}$) (L/t), carga na célula ($h_{i,j,k}$) (L), elevação "*ET surface"* ($h_{si,j}$) (L) e nível mínimo "*extinction deph"* ($d_{i,j}$) (L). É necessário que as taxas de perda por evapotranspiração sejam em grandeza volumétrica ($Q_{ET\,i,j}$)

(Tabela 9 - Eq. 31) para que possam integrar a equação do balanço de massa (Tabela 6 - Eq. 22), em função da área superficial horizontal da célula i, j ($\Delta R_i * \Delta C_j$).

A evapotranspiração máxima é lida na tabela de entrada (EVTR), os valores de elevação "*ET surface"* em matriz (SURF), e os níveis mínimos de "*extinction depth"* em matriz (EXDP). É importante destacar que a evapotranspiração é extraída de uma célula em vertical, na camada superior do modelo, ou pode ser indicada pelo modelador. Porém, a evapotranspiração não vai exercer influência no modelo caso a célula indicada não tenha fluxo (*no-flow*) ou seja de fluxo constante (ARAUJO, 2018).

Os resultados da evapotranspiração são adicionados ao lado direito da equação de diferenças finitas (Tabela 6 - Eq. 18) caso a perda por evapotranspiração seja máxima (nível freático acima da "*ET surface*"). Caso o nível de água esteja entre a elevação máxima ("*ET surface*") e mínima ("*extinction depth")* a evapotranspiração máxima por área superficial da célula (Tabela 10 - Eq. 32) é inserida na equação do coeficiente de carga da célula (Tabela 8 - Eq. 23), e a evapotranspiração máxima por elevação média do lençol freático (Tabela 10 - Eq. 33) ao lado direito da equação de diferenças finitas (Tabela 8 - Eq. 24).

Tabela 9: Lista de equações do pacote Evapotranspiração.

Parâmetros	Equação (Eq.)		Variáveis
Evapotranspiração por unidade de área	Eq. 30	$R_{ET\ i,j} = R_{ETM} * \frac{h_{i,j,k} - (h_{si,j} - d_{i,j})}{d_{i,j}}$	$R_{ET\ i,j}$ = evapotranspiração por unidade de área na célula i, j (L/t) R_{ETM} = evapotranspiração máxima (L/t) $h_{i,j,k}$ = carga da célula i, j (L) $h_{si,j}$ = elevação máxima da superfície de evapotranspiração (ET surface) (L) $d_{i,j}$ = elevação mínima (*extinction depth) (L)* $Q_{ET\ i,j}$ = taxa volumétrica de evapotranspiração (L^3/t) $\Delta R_i * \Delta C_j$ = área superficial horizontal da célula i, j (L^2)
Evapotranspiração por taxa volumétrica	Eq. 31	$Q_{ET\ i,j} = R_{ET\ i,j} * \Delta R_i * \Delta C_j$	
Evapotranspiração máxima por área superficial da célula	Eq. 32	$\frac{-R_{ETM\ i,j} * \Delta R_i * \Delta C_j}{d_{i,j}}$	
Evapotranspiração máxima por elevação média do lençol freático	Eq. 33	$-R_{ETM} * \Delta R_i * \Delta C_j \frac{(h_{si,j} - d_{i,j})}{d_{i,j}}$	

3.4 O acoplamento dos modelos SWAT-MODFLOW

A modelagem hidrossedimentológica no contexto desse trabalho consiste no acoplamento do modelo hidrológico SWAT (2012) e o modelo hidrogeológico MODFLOW (2005), proposto por Bailey (2015) em parceria com o Departamento de Agricultura dos Estados Unidos.

Para a integração dos modelos é necessário que unidades de resposta hidrológica (URH), concebidas pelo SWAT, se conectem com as unidades espaciais (células de grade) do modelo MODFLOW. Essa ligação considera as seguintes variáveis de interação são: 1) Cálculo da percolação profunda do solo pelo SWAT nas unidades de resposta hidrológica (URH) e vinculado as células de grade do MODFLOW); 2) cálculo da evapotranspiração em potencial (pelo SWAT vinculado as células de grade MODFLOW); 3) Delimitação do córrego e bacias

(pelo SWAT para células do rio MODFLOW); 4) descarga de águas subterrâneas (das células do rio MODFLOW às bacias da SWAT); 5) elevação do lençol freático (da grade de células MODFLOW para as URH SWAT).

O MODFLOW é utilizado como uma sub-rotina no código do SWAT (Figura 22), onde substitui as sub-rotinas originais de águas subterrâneas do SWAT. Por padrão, o MODFLOW simula em escala diária, no entanto, qualquer frequência de tempo (Δt) pode ser especificada a partir de um arquivo especifico (*swatmf_link.txt*) (BAILEY, 2015).

Dentro do código de acoplamento do SWAT-MODFLOW as seguintes etapas iniciais são necessárias: 1) para cada dia (ou outra frequência de Δt simulada no MODFLOW) são realizados os cálculos em cada URH no SWAT; 2) os valores calculados para cada URH são e distribuídos nas células de grade do MODFLOW por meio do pacote rio; 3) O MODFLOW é executado diariamente; 4) as informações geradas nas células do MODFLOW são então atribuídas as URH do SWAT (valores de descarga de água subterrânea e elevação do lençol freático).

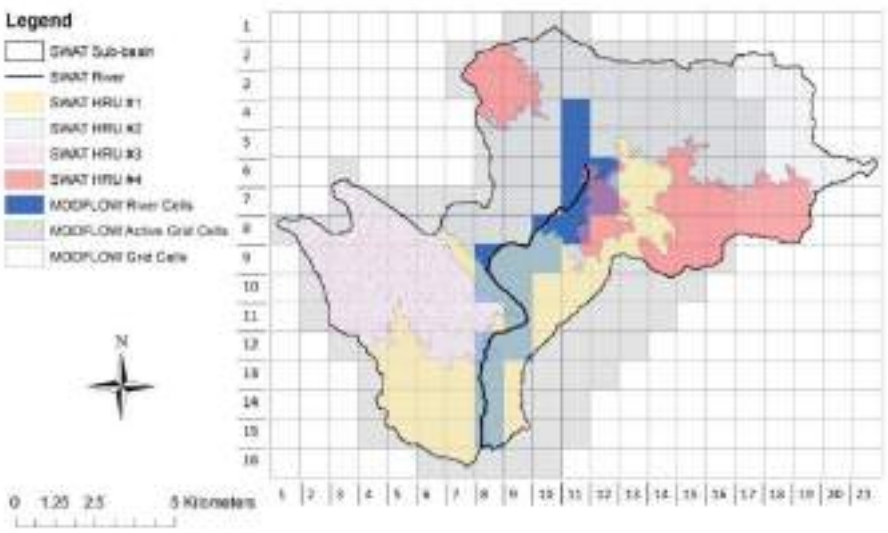


Figura 22: Vinculação das URH do SWAT para as células de grade do MODFLOW (BAILEY, 2015).

Além da saída característica de ambos os modelos (vazão, nível do canal, nível do lençol freático) o código proposto por Bailey (2015) permite obter variáveis de saída de percolação profunda para cada URH (a partir da recarga de célula MODFLOW, em mm), recarga para cada célula de grade no MODFLOW (m^3/dia), profundidade do canal para cada sub-bacia no SWAT (m), nível do canal para cada célula do rio no MODFLOW (m), troca entre o fluxo de água superficial e fluxo de água subterrânea para cada célula do rio no MODFLOW (m^3/dia) e troca entre o fluxo de água superficial e subterrânea para cada sub-bacia no SWAT (m^3/dia).

Na figura 23 é apresentado um exemplo da variação espacial da recarga média diária de água, fornecida pelo lençol freático, pela percolação em profundidade do solo (a), e a variação espacial da descarga do aquífero para uma rede de drenagem (b).

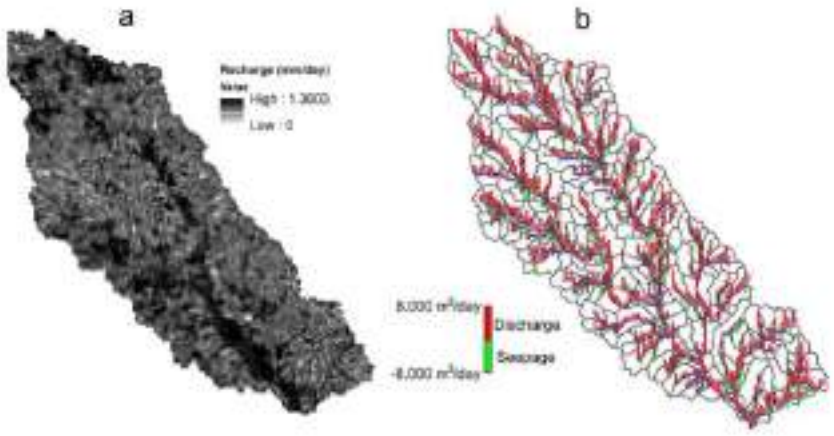


Figura 23: a) Recarga média diária (mm/dia), b) Vazão média diária (m3/dia) para uma bacia simulada pelo acoplamento SWAT-MODFLOW (BAILEY, 2015).

No tópico a seguir são demostradas as técnicas e dados base para a modelagem a partir do SWAT-MODFLOW.

3.5 Coletas e base de dados para modelagem no SWAT-MODFLOW

Por meio de um banco de dados de series históricas com base nas plataformas da Agência Nacional de Águas (ANA - Hidroweb), Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e o Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS-CPRM), foram compiladas onze estações com dados climáticos disponíveis na região (tabela 10).

Tabela 10: Estações com dados disponíveis na região da bacia do rio Corrente.

CÓDIGO	TIPO	INICIO	NOME	REGISTRO	RIO	MUNICÍPIO
21300000	Fluviométrica	30/9/1974	Alvorada do Norte	Liquida	Corrente	Alvorada do Norte
21268000	Fluviométrica	30/4/2012	PCH Mambaí II montante	Liquida + Sólida	Corrente	Sítio D'Ábadia
21270000	Fluviométrica	30/4/2012	PCH Mambaí II barramento	Réguas	Corrente	Sítio D'Ábadia
21272000	Fluviométrica	30/4/2012	PCH Mambaí II jusante	Liquida + Sólida	Corrente	Sítio D'Ábadia
21250000	Fluviométrica	30/4/2012	Jusante da ponte do rio Corrente	Liquida	Corrente	Sítio D'Ábadia
21291500	Fluviométrica	30/11/2014	PCH santa Edwiges III barramento	Nível	Buriti	Buritinópolis
21291000	Fluviométrica	30/09/2016	PCH santa Edwiges II barramento	Nível	Buriti	Buritinópolis
21291100	Fluviométrica	30/09/2016	PCH santa Edwiges II jusante	Liquida + Sólida	Buriti	Buritinópolis
21292000	Fluviométrica	30/09/2016	PCH santa Edwiges III jusante	Liquida + Sólida	Buriti	Buritinópolis
1446004	Pluviométrica	31/12/1983	Sítio D'Ábadia	chuva	Corrente	Sítio D'Ábadia
1446015	Pluviométrica	30/09/2016	PCH santa Edwiges III jusante	chuva	Buriti	Buritinópolis

A média anual de chuvas para a bacia do rio Corrente foi obtida a partir sete estações pluviométricas e utilizando o método de ponderação do inverso das distâncias (IDW), um interpolador que reuniu as áreas de influências de cada estação a partir dos polígonos de Thiessen. No exutório do rio Corrente a Estação Alvorada do Norte (21300000) registra dados

de descarga liquida desde 1974. No entanto, dados contínuos de vazão em períodos de cheia são escassos, sendo necessário obter algumas medidas para parametrização do modelo.

Por meio do equipamento de medição de vazão *Acoustic Doppler Current Profiler* (ADCP) *Sontek M9*, foram obtidos dados de vazão em períodos de cheia entre dezembro de 2019 e março de 2020. A velocidade do escoamento é calculada a partir de sinais acústicos enviados pelo aparelho e refletidos pelas partículas sólidas presentes na água, capturando a velocidade das partículas. A diferença das frequências dos sons emitidos e refletidos é proporcional a velocidade relativa entre o barco e as partículas imersas na água (LOUZADA, 2017).

Em relação a descarga sólida (Qss) as series históricas são inexistentes, o que tornou necessário avaliar formas de medi-la para parametrização da curva-chave. Logo, garrafas (500 ml) com furos de 2 mm foram anexadas em nível ascendente (a cada 30 cm) segundo a metodologia proposta por Umezawa (1979) e recomendada pela Agencia Nacional de Águas (ANA). A concentração de sedimentos em suspensão (Css) (mg L-1) é então calculada para cada nível ascendente do rio (30, 60, 90, 110, 140, 170 cm) conforme a razão entre a massa seca do sedimento da amostra (garrafas) e o volume de água (500 ml), seguindo o método descrito em APHA (2005) na equação: $Css = \frac{P}{V}$, onde: P = Massa seca do sedimento (mg); V = Volume da alíquota filtrada (L).

A Css multiplicada pela vazão instantânea (Q) fornece a estimativa da descarga de sedimentos (Qss) que, integrada no tempo, fornece a estimativa da produção de sedimentos em ton dia^{-1}, conforme a equação: $Qss = 0{,}0864 * Q * Css$, onde Qss = descarga sólida total (ton dia^{-1}); Q = vazão (m^3 s^{-1}); Css = concentração de sedimentos em suspensão (mg L^{-1}); 0,0864 = constante de correção de unidades (segundos para dias/gramas para toneladas). A curva chave é estabelecida conforme o período de medições, por meio da equação exponencial: $Q = k * (H - H_0)$ ^n , onde: Q = vazão (m^3 s^{-1}); k e n = constantes teóricas; H = cota do rio observada (m); H_0 = cota quando a vazão é nula (m).

As análises granulométricas são realizadas pelo Granulômetro Bettersize (0.01 μm a 3.500 μm) para a identificação das partículas em cada nível ascendente. Além disso, um amostrador automático ISCO 2700 *Sampler* também foi instalado na seção, contando com uma plataforma de coleta de dados (PCD 3) que possui um registrador *OTT DuoSens Hydromet*, contendo ainda uma sonda de Hydrolab *DS5X OTT* anexada para a obtenção dos parâmetros físico-químicos de temperatura, turbidez, pH e condutividade (a cada 15 minutos), abastecida por bateria 12 volts e conectada em sistema de placa solar (Figura 24).



Figura 24: Plataforma de coleta de dados 3 (PCD 3) para monitoramento do rio Corrente, em Alvorada do Norte-GO.

A vazão subterrânea, por meio de testes de bombeamento em poços tabulares, foi registrada em alguns pontos da bacia do rio Corrente e estão disponíveis no Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS) do Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Esses dados serão uteis para calibração e verificação do modelo SWAT-MODFLOW (Figura 25).

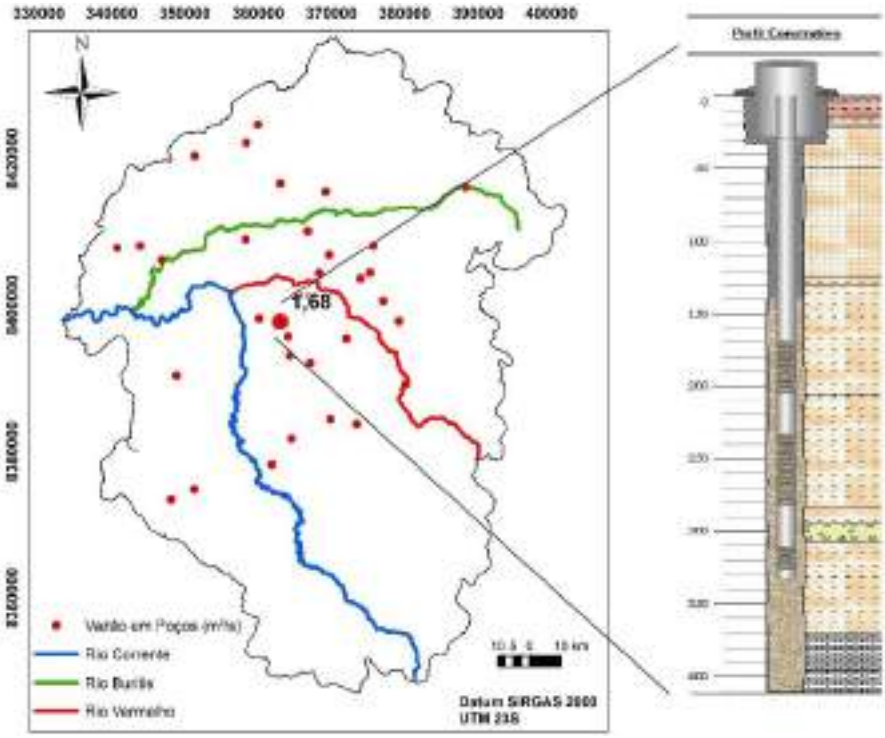


Figura 25: Dados de vazão subterrânea por teste de bombeamento em poços tabulares: Fonte: CPRM (2020).

Como fonte de possíveis áreas de recarga, Ferreira (2020) mapeou feições de dolinas por meio imagens de satélite, imagens de alta resolução por meio de veículos aéreos não tripulados e verificações de campo. Além disso, as áreas de sumidouros e cavernas mapeadas pelo Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas (CECAV) serão importantes para definir entradas e saídas de água subterrânea no modelo (Figura 26A).

Como a bacia do rio Corrente está inserida entre os afloramentos de carbonatos e as escarpas da Serra Geral de Goiás (arenitos do Grupo Urucuia), uma possível contribuição do aquífero superior, através de nascentes e condutos subterrâneos, flui para patamares aplainados no sopé da Serra Geral, sustentados por coberturas detríticas arenosas tércio-quaternárias, até alcançarem os afloramentos de calcários (Grupo Bambuí) e o exutório do rio Corrente (FAQUIM et al. 2016).

Nesse sentido, a discretização de amostras de água para a análise geoquímica permite avaliar sinais de qualidade e origem das águas conforme os principais componentes químicos. Assim, coletas discretas de água foram realizadas nos principais tributários do rio Corrente, além de cavernas e poços acessíveis na região (Figura 26 B).

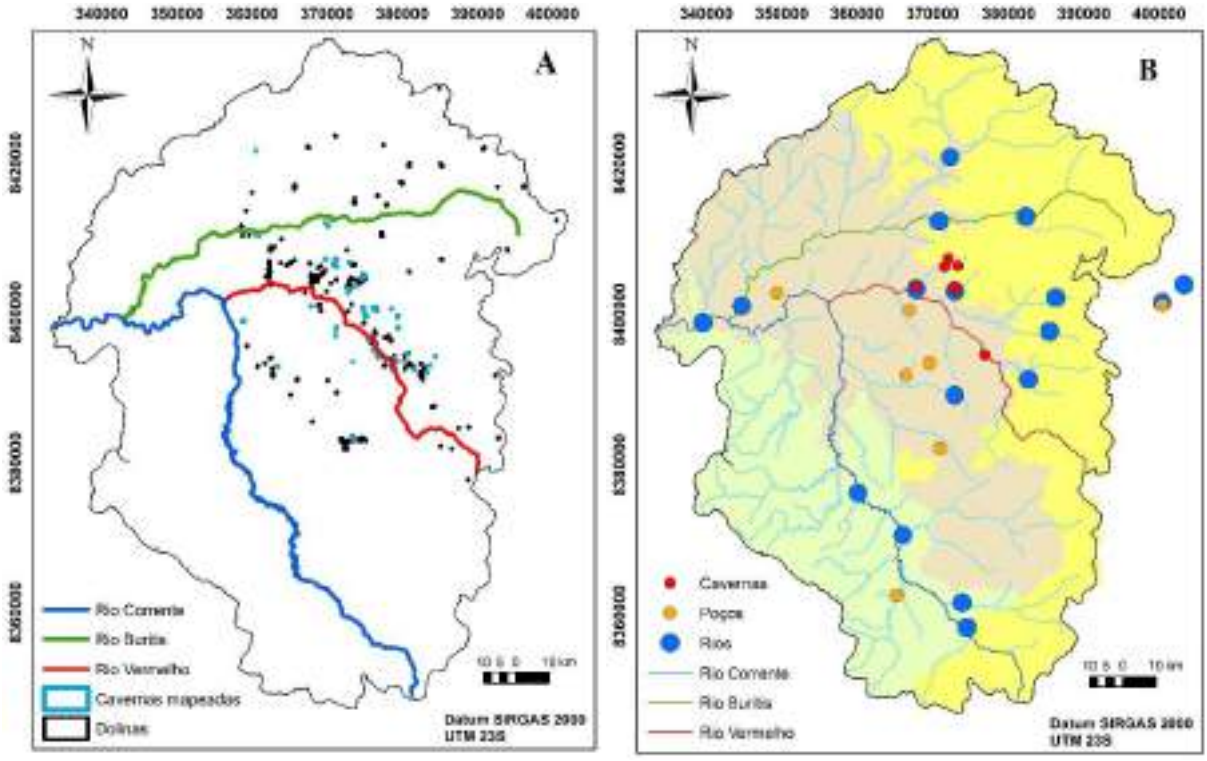


Figura 26: (A) Cavernas e dolinas como possíveis áreas de recarga; (B) pontos de amostras discretas de água coletadas para análise geoquímica. Fonte: CPRM (2020), FERREIRA (2020).

No total serão realizadas seis campanhas, contando com três repetições em cada estação (seca e chuvosa). As amostras estão sendo coletadas em frascos (500 ml) e filtradas (0,22

Millipore Sterifil 500), secas em mufla e pesadas. Em tubo (50 ml) são conduzidas ao Espectrômetro de emissão Óptica com Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-OES) para análise dos principais cátions. Os ânions (F^-, Cl^-, PO_4^{3-}, SO_4^{2-}, NO_3^-) são determinados por meio do cromatógrafo iônico (*Dionex* modelo *ICS90*).

A alcalinidade (íon bicarbonato) é obtida pelo método titulométrico com H_2SO_4 a 0,02 N padronizado com NaOH 0,05 N, com titulador automático (*Schott* modelo *Titroline easy*) por meio do cálculo: $HCO_{3_} = \frac{V * M * 61000}{Va}$, onde: sendo: V = volume de ácido (ml) até pH 4,3; M= molaridade do ácido; Va = volume da amostra (mL) (LINS, 2003). Além disso, parâmetros físico-químicos de temperatura, pH e condutividade elétrica são medidos em campo por meio da sonda multiparâmetro portátil da marca WTW modelo multi350I.

Para a geração das Unidades de Resposta Hidrológica (URH) é necessário a compilação de dados de classes de solo, uso e ocupação e declividade. Análises químicas e físicas de amostras de solos na região carstica da bacia do rio Corrente foram obtidas por Nunes (2020), que definiu as principais classes de solos por meio da conversão de dados de campo em variáveis dentro de uma equação de solos, segundo a metodologia proposta por Vasconcelos et al., (2012), onde uma composição colorida permite sintetizar em uma imagem diferentes informações morfométricas a partir da classificação por árvore de decisão (programa ENVI), estabelecendo uma regra hierárquica e binária de partição dos valores de atributos do terreno. A partir das classes de solos definida, será utilizado a base de dados definida por Ferrigo (2014), baseada na parametrização dos solos do bioma cerrado proposto por Lima et al. (2013), para a criação das URH no modelo SWAT-MODFLOW.

Para a determinação das classes de uso da terra foi optado pela classificação supervisionada por meio do método de máxima verossimilhança (*MaxVer*), que considera a ponderação das distâncias entre médias dos níveis digitais das classes da imagem digital. Foi necessário a criação de um mosaico a partir de duas cenas multiespectrais amostradas em outubro de 2020. As imagens foram obtidas pelo satélite CBERS 4A (órbita/ponto 38) com resolução espacial de 2 m.

3.6 Monitoramento Hidrossedimentológico na Caverna Extrema

O local de estudo da etapa 2 é a sub-bacia do córrego Extrema (Figura 27), selecionada por representar a dinâmica clássica do sistema fluviocarstico da região. Trata-se de uma área com adensamento de feições carsticas que servem como áreas de recarga por meio de fraturas alargadas e convecções em sumidouros e fluxos subterrâneos. O córrego Extrema possui 8 km de extensão e uma área de contribuição de 28 km², sendo parte integrante da Área de Proteção

Ambiental Nascentes do Rio Vermelho (Decreto s/n°, de 27 de setembro de 2001), criada para gerir o rico patrimônio espeleológico da região da bacia do rio Corrente.

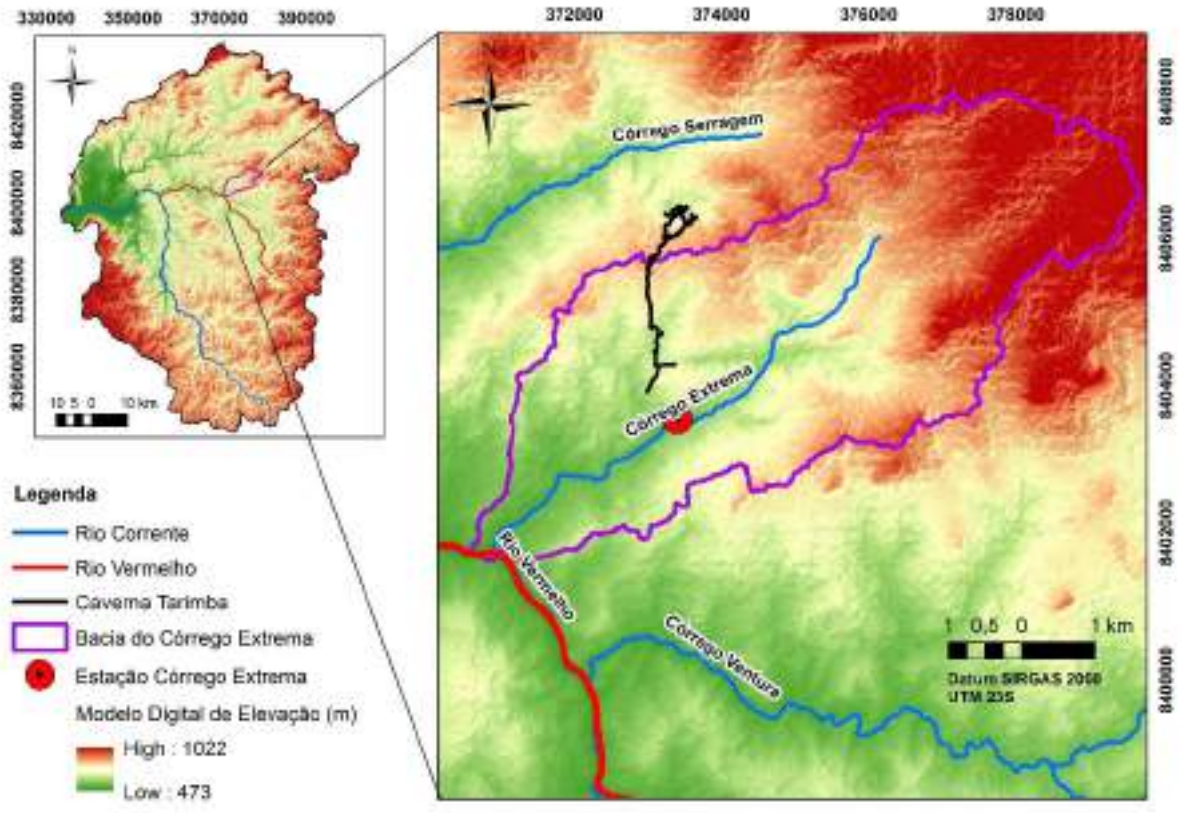


Figura 27: Sub-bacia experimental do córrego Extrema inserida na bacia do rio Corrente.

Na classificação hierárquica de Strahler (1964) o córrego Extrema configura um nível de primeira ordem e com um padrão de bacia dendrítica, com rápida resposta à precipitação. Nas altitudes mais baixas, entre o domínio dos carbonatos e dos sedimentos siliciclásticos, ocorrem depressões carsticas com processos erosivos intensificados, das quais há captura do escoamento superficial por fraturas e/ou dolinas colapsadas, gerando o acumulo de sedimentos em algumas cavernas acima do nível de base.

Na caverna Extrema (figura 28) um fluxo subterrâneo perene se conecta ao córrego Extrema, carreando sedimentos expelidos na dissecação carstica subterrânea. Assim, a entrada (sumidouro) e saída (ressurgência) da caverna Extrema foram os pontos selecionados para o monitoramento e avaliação do tipo, volume e fonte da carga sedimentar fluvial e subterrânea.

Uma hipótese é que camadas superiores em cavernas adjacentes contribuem com os sedimentos transportados pelo fluxo subterrâneo na caverna Extrema. É possível que a principal fonte da produção de sedimentos em eventos de cheia tenha origem da caverna Tarimba, que possui espessas camadas de sedimentos preservados e um fluxo perene em seu interior. Outra

hipótese é que os sedimentos vêm diretamente das áreas fontes das dolinas a montante, funcionando a caverna da Tarimba como um canal subterrâneo que transporta os sedimentos de fluxo de enxurrada.

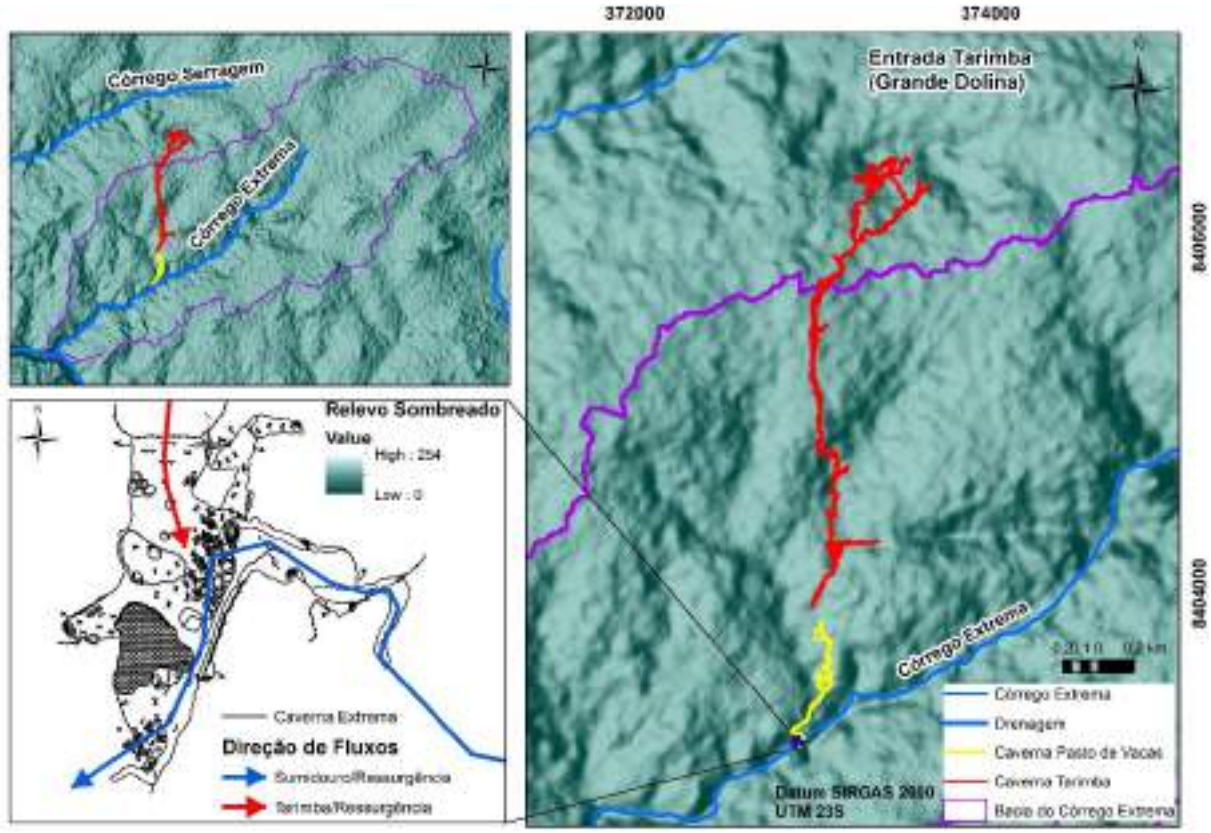


Figura 28: Direção dos fluxos subterrâneo e superficial na caverna Extrema. Fonte de dados: Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas (CECAV). Mapa do autor.

Assim, para avaliar o tipo, volume e fonte dos sedimentos transportados na entra e saída da caverna Extrema, foi necessário montar uma estrutura para aporte dos equipamentos de monitoramento e medições a vau posteriores, como é abordado no tópico a seguir.

3.6.1 Coleta de Dados no Sumidouro e Ressurgência da Caverna Extrema

Uma seção para medição de descarga liquida e sólida foi instalada a partir dos pontos iniciais e finais (PI e PF) em um levantamento topo-batimétrico realizado por meio do nível óptico Kolida e trena de fibra (Figura 28), seguindo as recomendações de Santos et al. (2001). A partir das seções definidas na entrada (sumidouro) e saída (ressurgência) da caverna Extrema, duas plataforma de coleta de dados (PCD) foram instaladas para a obtenção de dados de chuva (*Pluvio-OTT*), nível (*OTT DuoSens Hydromet Keller série 36XW*) e qualidade da água (sonda *Hydrolab DS5X OTT*) a partir de dados de temperatura (°C), turbidez (0 a 3000 NTU), pH,

condutividade elétrica e oxigênio dissolvido (OD). As plataformas são alimentadas por bateria 12 volts conectada a um sistema por placa solar (Figura 30).

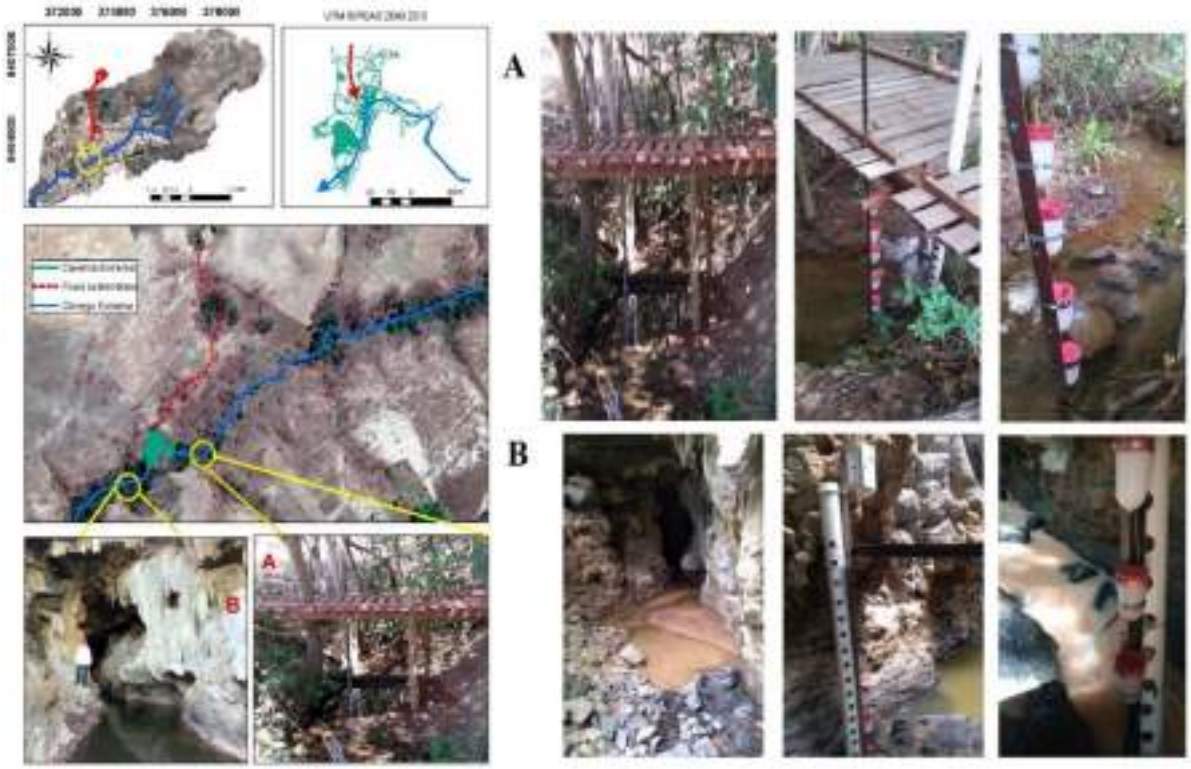


Figura 29: Monitoramento do sumidouro (A) e ressurgência (B) da caverna Extrema.



Figura 30: Plataforma de coleta de dados (PCD) cedida pela ANA.

A vazão vem sendo determinada com medições discretas a vau pelo método acústico ADV (*Acoustic Doppler Velocimeter*) Sontek FlowTraker. No entanto, devido as dificuldades de logística e riscos de dados ao equipamento nas medições em eventos de cheia, uma alternativa para as próximas medições é utilizar a técnica de Velocimetria por Imagem de

Partículas em Larga Escala (LSPIV). Trata-se do uso de imagens digitais para estimar a velocidade de partículas na água de maneira remota, ideal para locais de alto risco de segurança e inviáveis por meio de medidores convencionais (Molinete ou ADCP) (SANTINELLO, 2019). As imagens são processadas nos programas *PIVlab* e *RIVeR*, seguindo as orientações do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS, 2018).

Como destacado no monitoramento do rio Corrente (tópico anterior) foram igualmente anexadas as réguas lanimétricas garrafas de 500 ml em nível ascendente na vertical (a cada 30 cm) para a coleta de sedimentos e mensuração da descarga sólida em eventos turbulentos, segundo a metodologia proposto por Umezawa (1979) (*US-U-59*) e sugerida pela Agência Nacional de Águas (ANA) (Figura 31). Além disso, medições a vau a partir do amostrador USDH-48 (método de integração em verticais centrais) estão sendo realizadas após eventos de cheia no sumidouro e na ressurgência.

A concentração de sedimentos suspensos (Css), seguindo o método descrito em APHA (2005), para obtenção da descarga de sedimentos (Qss ton dia^{-1}), e as análises granulométricas serão obtidas conforme preconizado no tópico anterior.



Figura 31: Garrafas fixadas para obtenção de amostras de sedimentos em eventos. Esquema adaptado de Umezawa (1979).



Figura 32: Coleta direta de sedimentos (a cada 30 cm) após eventos de cheia no sumidouro e ressurgência do córrego Extrema.

3.7 Metas e Cronograma

Para alcançar o desígnio proposto no caminho metodológico foram definidas algumas metas mencionadas a seguir.

1. Como descrito no tópico 4.4 (Coleta e base de dados para modelagem no SWAT-MODFLOW), a primeira meta consiste em elaborar um banco de dados a partir de series históricas de dados climáticos consistentes obtidos por meio das estações mencionadas no tópico anterior.
2. Obter dados vazão por meio de equipamentos acústicos (ADCP) em períodos de cheia por meio de monitoramento no exutório (ponto de controle) da bacia do rio Corrente, como forma de nutrir o modelo SWAT-MODFLOW.
3. Coletar, após eventos de cheia, amostras de sedimentos (descarga sólida) em nível ascendente no exutório do rio Corrente.
4. Realizar as análises granulométrica e mineralógica das amostras obtidas no rio Corrente.
5. Organizar o banco de dados dos resultados obtidos dos parâmetros físico-químicos (temperatura, turbidez, pH e condutividade) da plataforma de coleta de dados (PCD 1) no exutório do rio Corrente.
6. Coletar amostras discretas de água (última campanha) nos principais afluentes superficiais e subterrâneos na bacia do rio Corrente;
7. Realizar a análise geoquímica (principais cátions e aníons) das amostras discretas de água no laboratório de Geoquímica da UnB;

8. Organizar o banco de dados e avaliar os resultados da análise geoquímica (principais cátions e aníons);
9. Realizar medições de vazão por meio do equipamento acústico FlowTraker em períodos de cheia nos pontos de monitoramento do Sumidouro e Ressurgência da caverna Extrema.
10. Coletar as amostras em nível ascendente (após eventos de cheia) do Sumidouro e Ressurgência da caverna Extrema.
11. Realizar as análises granulométrica e mineralógica das amostras na caverna Extrema e avaliar a contribuição de sedimentos advindos de fontes superiores, quantificando a produção de sedimentos em eventos de cheia (ton ano^{-1}).
12. Realizar testes de aquecimento e análise de sensibilidade dos parâmetros selecionados no modelo SWAT-MODFLOW;
13. Realizar teste para a calibração e verificação do modelo SWAT-MODFLOW;
14. Submissão dos artigos de revisão e resultados.
15. Defesa da Tese.

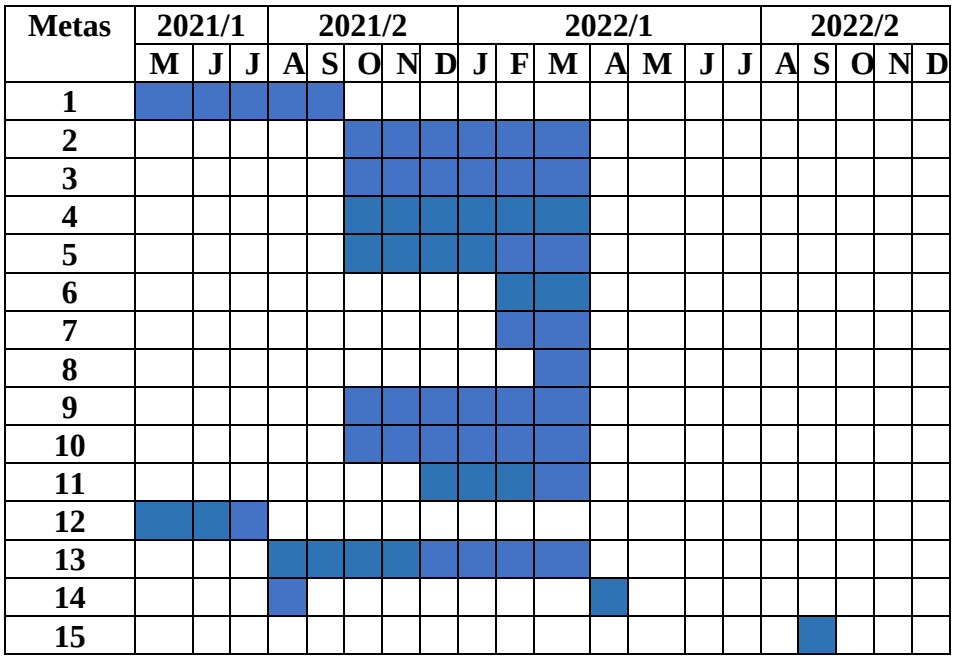


Figura 33: Cronograma esquematizado das próximas etapas da pesquisa.

CAPÍTULO 4

4. RESULTADOS PRELIMINÁRES

Nesse capitulo são apresentados resultados que serão organizados posteriormente em forma de dois artigos referentes a modelagem da bacia do rio Corrente (etapa 1) e do monitoramento da descarga liquida e sólida da sub-bacia do córrego Extrema (etapa 2).

4.1 Modelagem Hidrossedimentológica da bacia do rio Corrente por meio do SWAT-MODFLOW

Na preparação do modelo SWAT-MODFLOW para a geração das unidades de resposta hidrológica (URH) as informações cartográficas necessárias foram compiladas em um Sistema de Informação Geográfica (figura 34). A fitofisionomia predominante a partir da classificação supervisionada é o campo/pastagem (56,67%), seguido por mata rala/cerrado (21,40%), mata densa (10,98%), cultura anual/terra arada (7,60%), solo exposto/degradado (2,83%) e corpos d'água (0,49%).

Com base na analises realizadas por Nunes (2020), os solos foram classificados em: Cambissolos (7,54%), Chernossolos (24,46%), Neossolos Quartzarênicos (38,51%) e Latossolos Vermelho-Amarelo (29,47%). As declividades mais acentuadas estão associadas às cabeceiras de drenagem e cânions dissecados nos principais afluentes do sistema carstico para o rio Corrente. Contudo é predominante as áreas com declive plano a suave ondulado (0-8%), com declive médio de 5,6% para toda bacia.

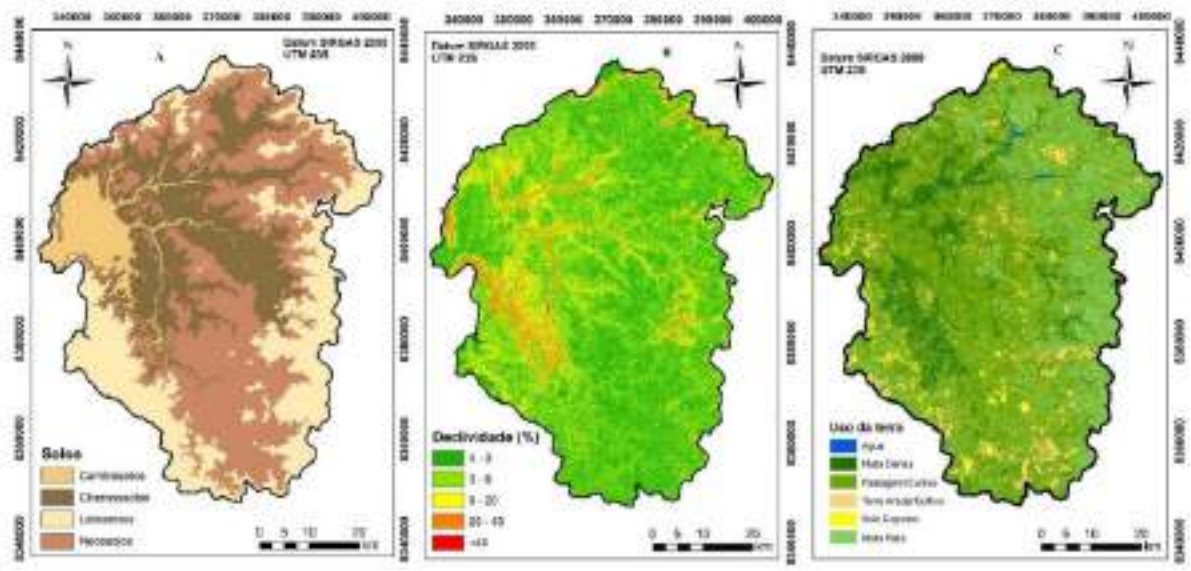


Figura 34: Classes de solos (A), declividade (B) e uso da terra (C). Base de dados para a confecção das Unidades de Resposta Hidrológica (URH).

A partir de dados de chuva de sete estações pluviométricas a média de chuvas para a bacia do rio Corrente foi de 1.181 mm/ano (Figura 35). Os dados da curva de cota-vazão no exutório do rio Corrente (Estação Alvorada do Norte) apresentaram uma boa correlação e serão utilizados na modelagem por meio do SWAT-MODFLOW.

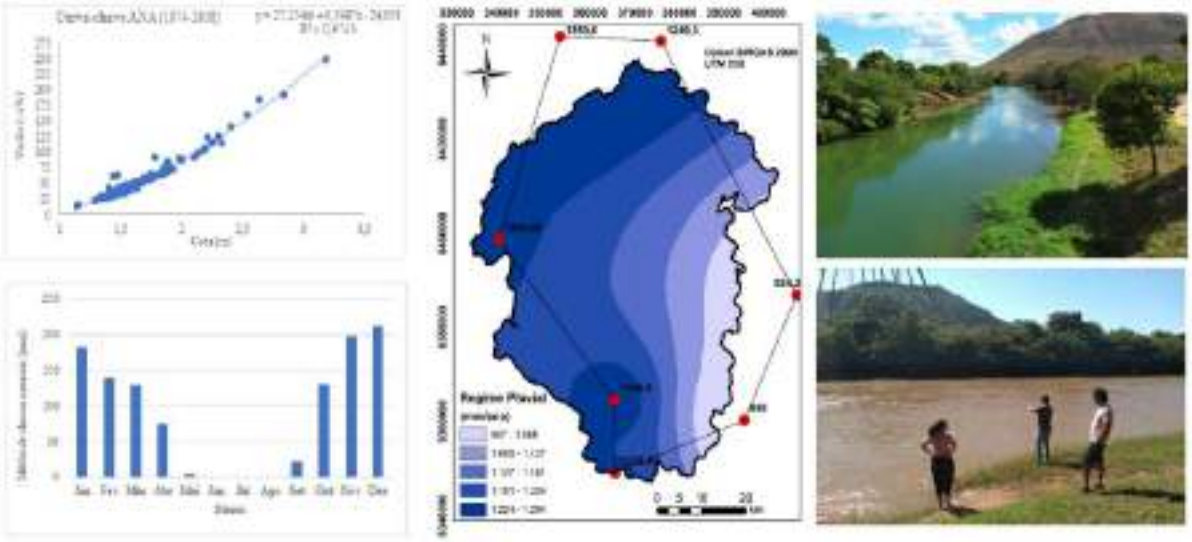


Figura 35: Correlação dos dados de cota-vazão, regime de chuvas conforme a série histórica da Estação Alvorada do Norte e a média de chuvas para a bacia do rio Corrente.

No exutório do rio Corrente a vazão medida com o ADCP (*M9*) variou entre 29,7 m³/s na cota mínima (1,45 m) (Figura 36 A) e 105,06 m³/s no período de cheia amostrado (2,35 m) (Figura 36 C). Foram realizadas quatro repetições em cada medição. No translado entre as margens foi observado uma largura média de 40 m, com as maiores velocidades na região central do fluxo. A vazão média do rio Buriti, um dos principais afluentes, foi de 13,9 m³/s.

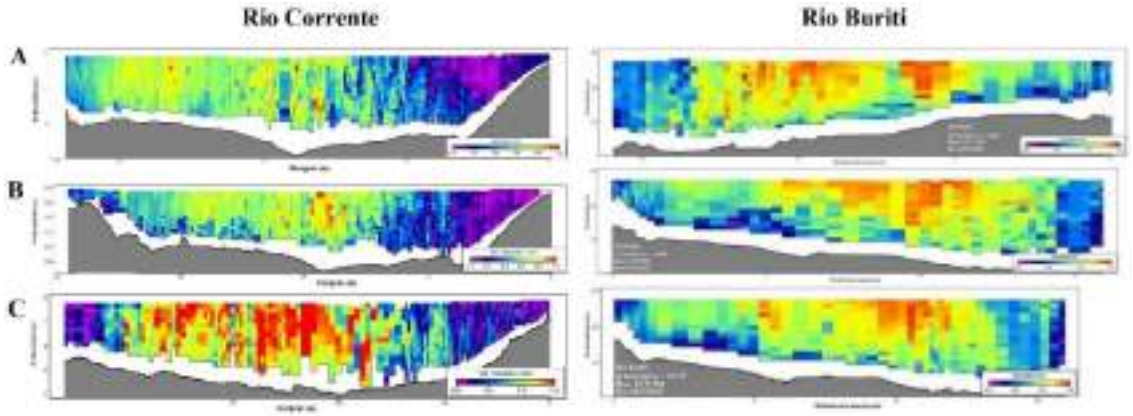


Figura 36: Dados de vazão com o ADCP (M9) no rio Corrente em 04/12/2019 (A), 20/12/2019 (B) e 11/03/2020 (C), e a vazão média no rio Buritis em 04/12/2019. Fonte: Programa RiverSurveyor LIVE (SonTek).

Em relação as análises físico-químicas de amostras discretas em rios (dezoito), cavernas (dez) e poços (sete), as concentrações de alcalinidade, potencial hidrogeniônico (pH) e condutividade são demostradas na figura 37. Houve pouca alteração nas concentrações médias dos parâmetros analisados entre os períodos de seca e chuva para os pontos amostrados. No entanto, as variações nos distintos pontos amostrados (rios, poços e cavernas) merecem destaque.

O pH, usado para expressar o grau de acidez ou basicidade de uma solução, apresentaram valores em rios entre 6,2 e 8,2 (seca) e 6,5 e 8,5 (chuva). Em cavernas essa variação foi entre 8,1 e 8,6 (seca) e 7,9 e 8,8 (chuva). Os poços registraram praticamente os mesmos valores no período seco e chuvoso, entre 6,3 e 8,9. No entanto, as amostras com menores valores de pH em rios (6,2) e poços (6,3) foram coletadas na formação arenítica, enquanto as amostras restantes estão associadas a forte presença dos carbonatos. Os resultados encontram-se entre os valores estabelecidos pela Resolução CONAMA 357/05 (6,0 a 9,0) para águas doces, e os mesmos não provocam modificações significativas no ambiente aquático, sendo considerados levemente ácidos ou alcalinos.

A condutividade elétrica absoluta, parâmetro relacionado a presença de íons dissolvidos água (Ca^{+}, Mg^{+}, K^{+}, Na^{+}, CO_3^{2-}, entre outros) apresentou maiores concentrações no período de seca nos grupos de amostras em poços e cavernas. A diminuição relativa da condutividade nos períodos chuva pode estar relacionada a diluição dos íons de bicabornato com a contribuição de águas advindas de fontes superiores (arenitos). Nos poços a variação foi entre 146 e 540 uS/cm (seca) e 176,8 e 310 uS/cm (chuva), exceto no poço Urucuia (3,17 e 3,37 uS/cm). Em cavernas a variação foi entre 116,4 e 388,5 uS/cm (seca) e 120,6 e 284 uS/cm (chuva).

Embora boa parte dos rios ocorrer pouca variação nos dois períodos, o rio Vermelho e o córrego Extrema apresentaram maiores alterações, entre 23,5 uS/cm (seca) e 108,6 uS/cm (chuva) e 118,3 uS/cm (seca) e 197,8 uS/cm (chuva), respectivamente. Os valores mais elevados de condutividade nesses dois pontos podem estar associados a dinâmica dos fluxos, hora superficial hora subterrânea, bem como a contribuição de afluentes subterrâneos ricos em íons de bicarbonato. As amostras coletadas no Grupo Urucuia (arenitos) a condutividade foi muito baixa devido à ausência de sais em sua formação.

A variação no teor de alcalinidade (mg/L) possui relação direta com a presença e/ou ausência de carbonatos (CO_3^{2-}), bicarbonatos (HCO_3^{-}) e íons de hidróxido (OH^{-}), expressos em termos de íons derivados de carbonatos de cálcio ($CaCO_3$). Esses íons de características básica reagente quimicamente com soluções ácidas, ocorrendo a reação de neutralização.

O valor médio para a alcalinidade em rios foi de 14,64 mg/L (seca) e 14,88 mg/L (chuva). Entre as cavernas foi de 48,8 mg/L para ambos períodos (seca e chuva). Os poços apresentaram a maior variação média entre os dois períodos, entre 87,84 mg/L (seca) e 122 mg/L (chuva). Os menores valores correspondentes (pH e alcalinidade) nos rios e poços estão associados as amostras coletadas no Grupo Urucuia, sendo um ponto de controle conhecido importante na regressão estatística.

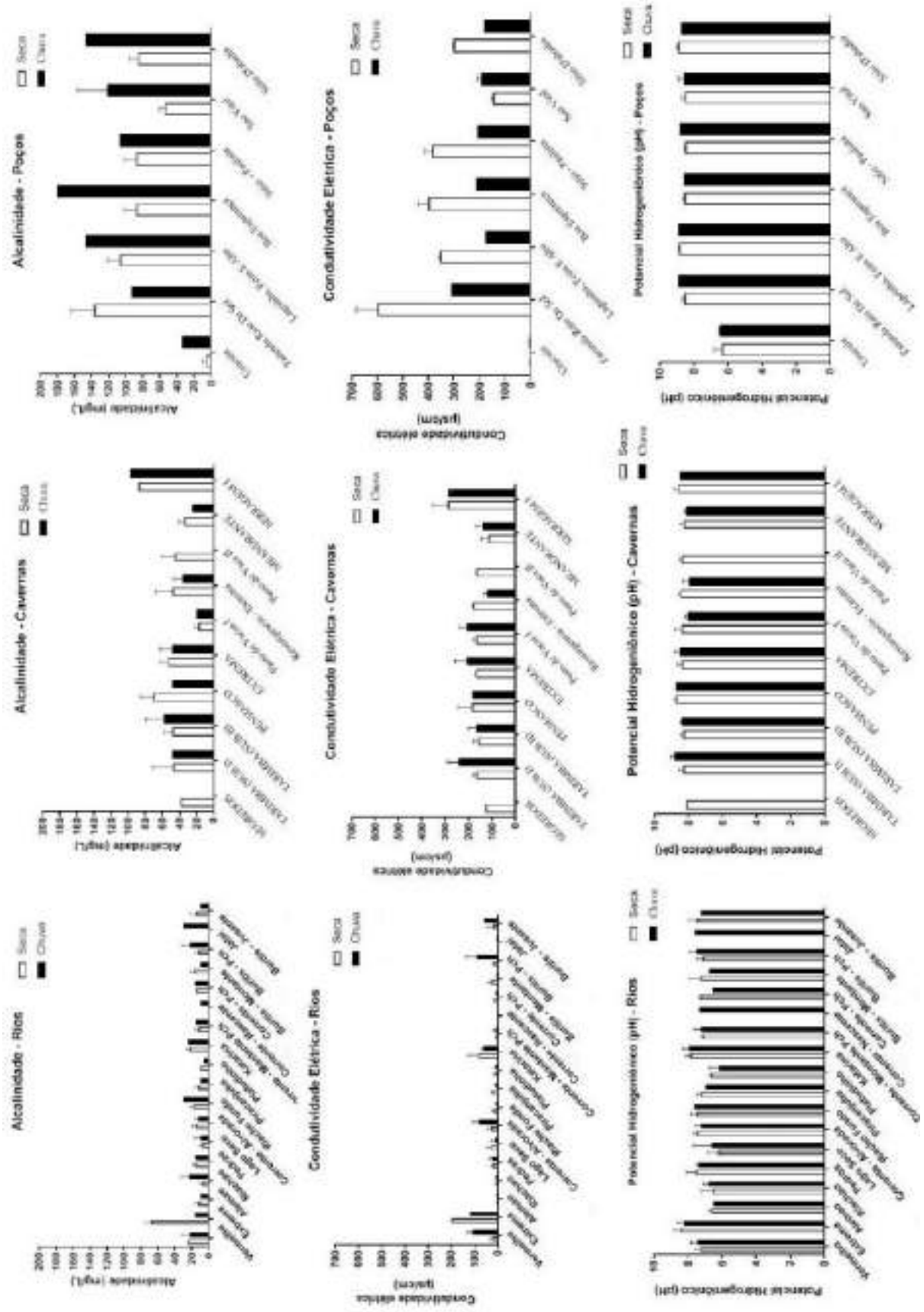


Figura 37: Média das concentrações de alcalinidade, pH e condutividade nas amostras em rios, cavernas e poços, nos períodos seco e chuvoso.

No gráfico de dispersão (figura 38) no comportamento entre as variáveis alcalinidade e pH percebe-se que um platô é atingido conforme os valores de pH entre 8,5 e 9,0, mesmo com o aumento continuo das concentrações de alcalinidade.

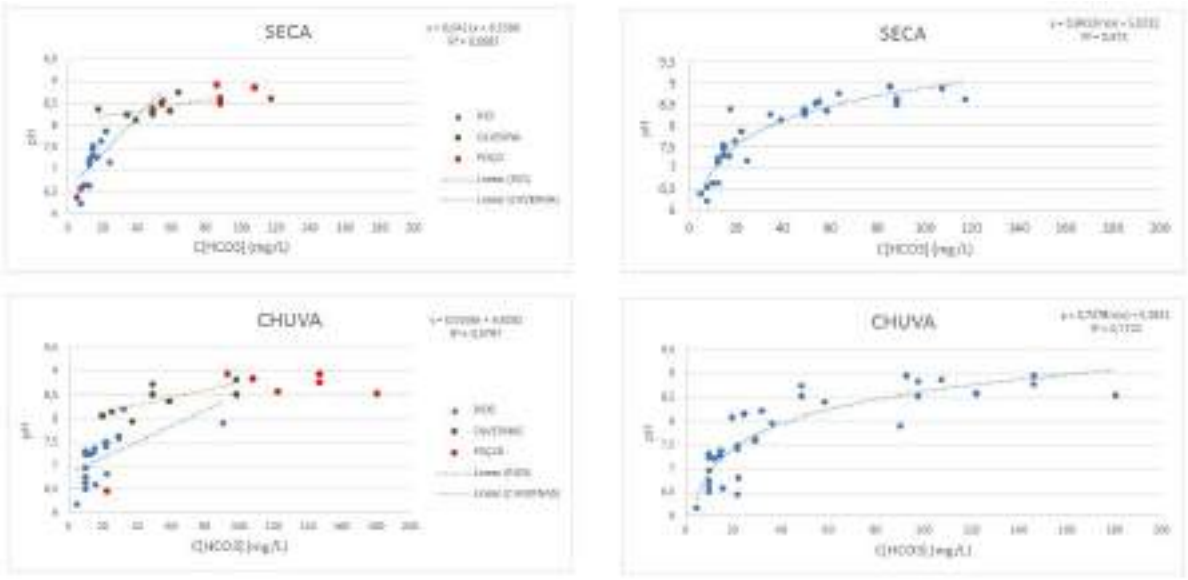


Figura 38: Correlação entre pH e a alcalinidade nas amostras em rios, cavernas e poços.

Para representar os distintos grupos de água quanto aos íons dominantes foi utilizado o diagrama triangular de Piper (Figura 39), que ilustra as relações iônicas e permite caracterizar as águas associadas a diferentes tipos litológicos. Consiste em dois triângulos e um losango ao centro, formando três eixos triangulares utilizados para concentrações dos cátions Ca^{2+}, Mg^{2+} e $Na^{+} + K^{+}$. O triângulo de ânions é construído para os íons Cl^{-}, SO_4^{2-} e alcalinidade ($HCO_3^{-} + CO_3^{2-}$). Desse modo, cada análise resulta em um ponto no triângulo de ânions e um ponto no triângulo de cátions. Estes pontos são então projetados diagonalmente para cima e paralelamente nas diagonais do diagrama até o seu ponto de interseção no losango central (MIZUNO, 2012).

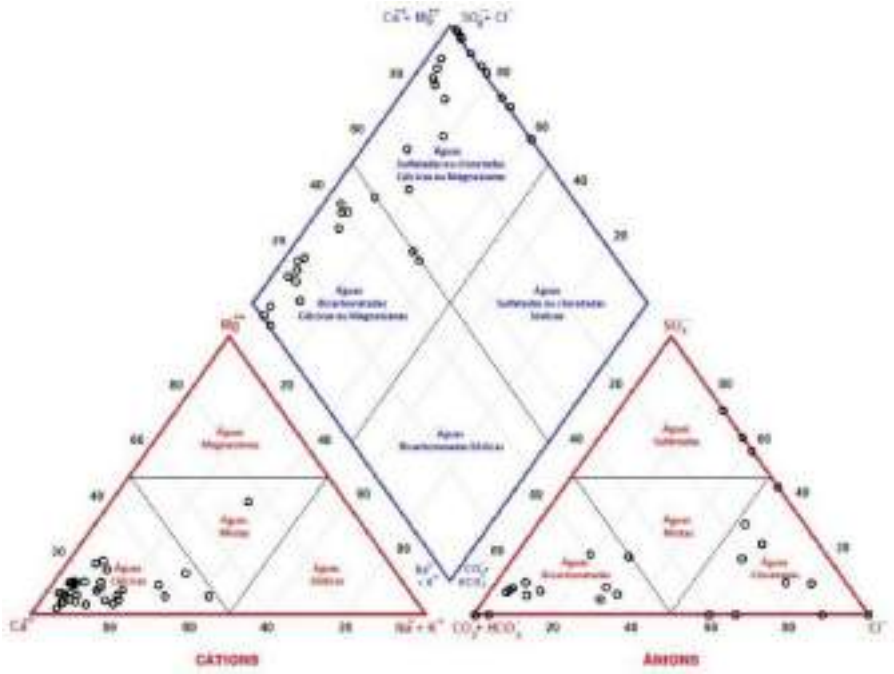


Figura 39: Diagrama de Piper para as amostras de água analisadas.

Os pontos plotados no diagrama refletem o domínio dos íons principais. Os íons de Ca^{+2} foram predominantes, seguido pelo íon Mg^{2+}, tendo forte relação com a presença dos carbonatos em quase todos os pontos amostrado, classificadas como águas cálcicas bicarbonatadas (CO_3+HCO_3).

Os teores mais elevados de nitratos (NO_3^-) e sulfatos (SO_4^{2-}) podem estar associados aos adubos nitrogenados do cultivo agrícola e decomposição da matéria orgânica, principalmente nas amostras em rios coletas no Grupo Urucuia e nas cabeceiras dos afluentes da bacia, classificadas como sulfatadas ou cloretadas. Em cavernas e poços os teores de fosfato (PO_4^{3-}) são mais elevados e podem estar associados a lixiviação em áreas cultivadas e dissolução de substâncias húmicas e fúlvicas presentes no sedimento aluvionar gerados pela decomposição da matéria orgânica.

Os principais aníons são destacados na Figura 40. Na distribuição dos pontos no mapa é visível que as maiores concentrações de ácido nítrico (HNO_3^-) estão nas amostras coletas em cavernas, enquanto o NO^{3-} e SO_4^{2-} predominam nas áreas mais elevadas, na presença dos arenitos.

	Pontos Coletados	Cl (mg/L)	NO3	PO4	SO4	HCO3
1	RIO (VERMELHO)	0,59	0,485	<LD	0,34	0,24
2	RIO (EXTREMA)	0,32	1,86	0,06	0,31	4,76
3	RIO (ALEMÃO)	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
4	RIO (RIACHÃO)	<LD	0,96	0,13	<LD	0,07
5	RIO (PEDRAS)	0,31	0,965	0,14	<LD	<LD
6	RIO (Urucuia)	3,01	0,88	<LD	11,46	<LD
7	RIO (CORRENTE - exutório)	0,71	1,35	0,21	0,6	0,35
8	RIO (RIACHO FUNDO)	0,64	0,715	0,17	<LD	<LD
9	RIO (PIRACANJUBA - PCH)	0,25	<LD	<LD	0,29	<LD
10	RIO (PLATUDINHO - Urucuia)	0,26	0,595	0,11	0,51	<LD
11	RIO (KATARINA)	0,26	0,94	<LD	<LD	<LD
12	RIO (CORRENTE -PCH)	0,32	0,83	0,1	<LD	0,28
13	RIO (CORRENTE - Nascente)	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
14	RIO (CORRENTE - Foz PCH)	0,61	<LD	<LD	<LD	<LD
15	RIO BURITIS (Nascente)	0,42	0,6	<LD	0,08	0,08
16	RIO (BURITIS - PCH)	0,09	0,68	0,11	<LD	<LD
17	RIO (JATAÍ)	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
18	RIO BURITIS (exutório)	0,38	2,14	0,45	0,18	0,25
19	CAVERNA DOS SEGREDOS	0,06	1,33	<LD	<LD	<LD
20	CAVERNA TARIMBA (I)	0,205	0,77	2,31	<LD	0,24
21	CAVERNA TARIMBA (II)	0,42	0,525	0,16	0,09	0,15
22	CAVERNA (PENHASCO)	0,35	2,23	1,18	0,78	6,98
23	CAVERNA (EXTREMA)	0,21	2,08	1,23	0,57	7,06
24	CAVERNA (Pasto de Vacas I)	0,24	<LD	<LD	0,58	<LD
25	CAVERNA (Ressurgência)	0,17	1,45	0,62	0,49	6,67
26	CAVERNA (Pasto de Vaca II)	0,24	2,24	2,37	0,67	7,57
27	CAVERNA (MEANDRANTE)	0,96	<LD	0,31	<LD	<LD
28	CAVERNA (SERRAOEM I)	0,44	5,59	3,86	<LD	21,11
29	POÇO (URUCUIA)	0,75	3,94	0,11	<LD	0,17
30	POÇO (Fazenda Raio de Sol)	0,05	9,56	0,12	<LD	52,32
31	POÇO (Lagoinha, Feira e Alto)	0,915	2,83	0,34	0,43	3,42
32	POÇO (Boa Esperança)	0,53	2,345	3,18	0,14	2,05
33	*POÇO (Sítio Paulista)*	*0,305*	*2,7*	*<LD*	*0,29*	*3,4*
34	POÇO (São Vital)	0,1	1,3	1,02	0,16	0,56
35	POÇO (Sítio D'Abadia)	1,77	14,92	1,47	0,53	5,63

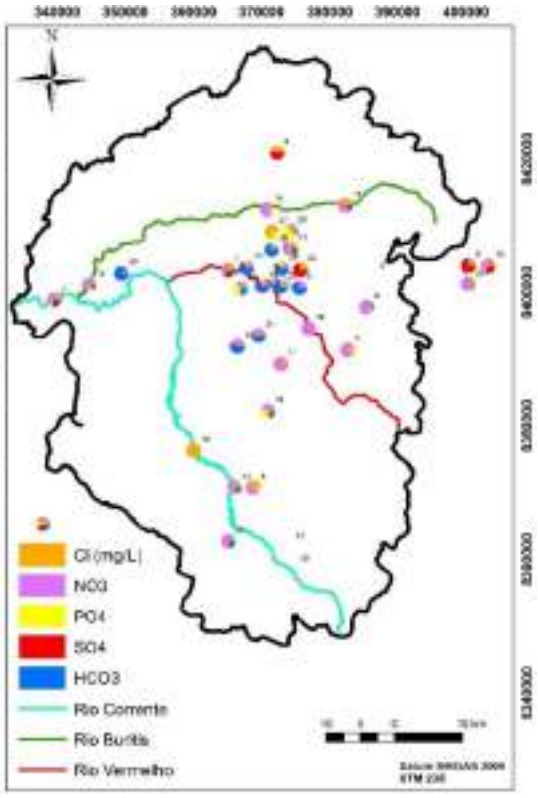


Figura 40: Média das concentrações dos íons cloreto (Cl^-), nitrato (NO^{3-}), fosfato (PO_4^{3-}), sulfato (SO_4^{2-}) e ácido nítrico (HNO_3^-).

4.2 Carga Sedimentar Fluvial e Subterrânea no Sistema Carstico da Sub-bacia do Córrego Extrema

Seguindo as recomendações de Santos et al. (2001) um levantamento topo-batimétrico da seção foi realizado com nível óptico Kolida e trena de fibra, para delimitar a seção nos pontos de monitoramento da PCD 1 (sumidouro) e PCD 2 (ressurgência) (Figura 41).

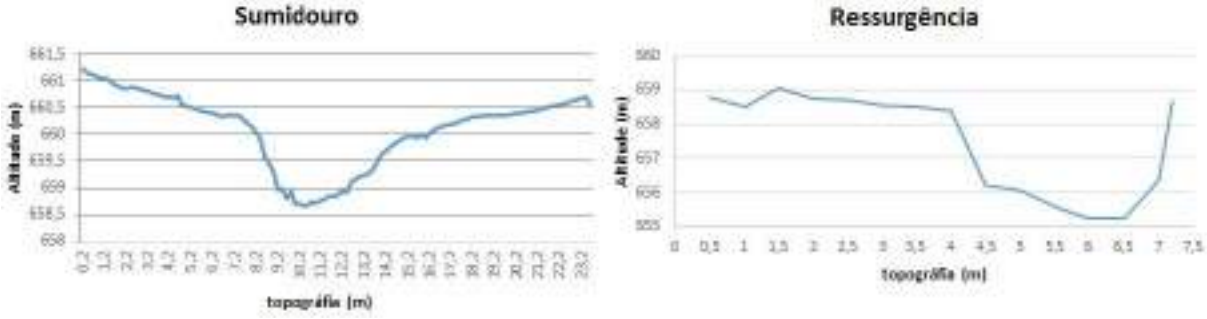


Figura 41: Seção topográfica dos pontos de monitoramento na entrada (Sumidouro) e saída (Ressurgência) da caverna Extrema.

As medições de vazão registradas no sumidouro, fluxo subterrâneo e ressurgência após a ocorrência de eventos de cheia podem ser observadas na tabela 11.

Tabela 11: Medições diretas de vazão nos pontos monitorados do Sumidouro e Ressurgência.

Data de medição	Local	profundidade média (cm)	área total (m^2)	velocidade média (m/s)	vazão (m^3/s)
20/12/2019	Sumidouro	32,00	0,330	0,119	0,039
	Fluxo Subterrâneo	15,00	0,096	0,082	0,007
	Ressurgência	41,00	0,550	0,310	0,170
06/02/2020	Sumidouro	16,00	0,330	0,277	0,091
	Fluxo Subterrâneo	15,00	0,096	0,452	0,031
	Ressurgência	38,00	0,842	0,156	0,132
12/03/2020	Sumidouro	25,00	0,330	0,35	0,115
	Fluxo Subterrâneo	17,00	0,017	0,547	0,009
	Ressurgência	30,00	0,842	0,297	0,250

Os valores de turbidez na mesma data (figura 42) registram uma variação de 820 NTU (sumidouro) e 1.101 NTU (ressurgência), e a concentração de sedimentos suspensos (Css) foi superior a 500 Mg/L em ambos os pontos. Nos períodos de seca os valores variam de 20 a 30 NTU, e a Css entre 7,20 e 31,28 Mg/L.



Figura 42: Amostras iniciais coletadas após eventos de cheia no sumidouro e ressurgência.

Foram coletadas trinta e cinco amostras em níveis de ascendência durante sete eventos de cheia nas estações sumidouro e ressurgência (Tabela 12).

Tabela 12: Amostras coletadas pós eventos de cheia no sumidouro e ressurgência.

Eventos de cheia	Nível (cm)	
	Sumidouro	Ressurgência
06/02/2020	50, 80, 110	50, 80, 110
08/02/2020	50, 80	50, 80
16/02/2020	50, 80	50, 80, 110
03/03/2020	50, 80, 110, 140, 170	80, 110
07/03/2020	50, 80, 110, 140, 170	50, 80, 110, 140, 170
20/04/2020	50	50, 80
27/10/2020	50, 80, 110, 140	50, 80

Foi possível observar que os picos de cheia ocorrem em passo de tempo acelerado e não ultrapassaram 30 minutos (figura 43).



Figura 43: Vazões estimadas e turbidez medida no sumidouro da caverna Extrema.

A granulometria nas amostras do sumidouro (Figura 44) é composta praticamente de areia fina e muito fina no nível inicial (50 a 80 cm), um material siltoso no nível intermediário (110) e argiloso no nível mais elevado (140 a 170 cm). A ressurgência (Figura 45) apresentou um material mais grosseiro no nível inicial e intermediário (50, 80 e 110 cm), com areia fina e média, e a maior frequência de silte e argila no nível elevado (140 a 170 cm).

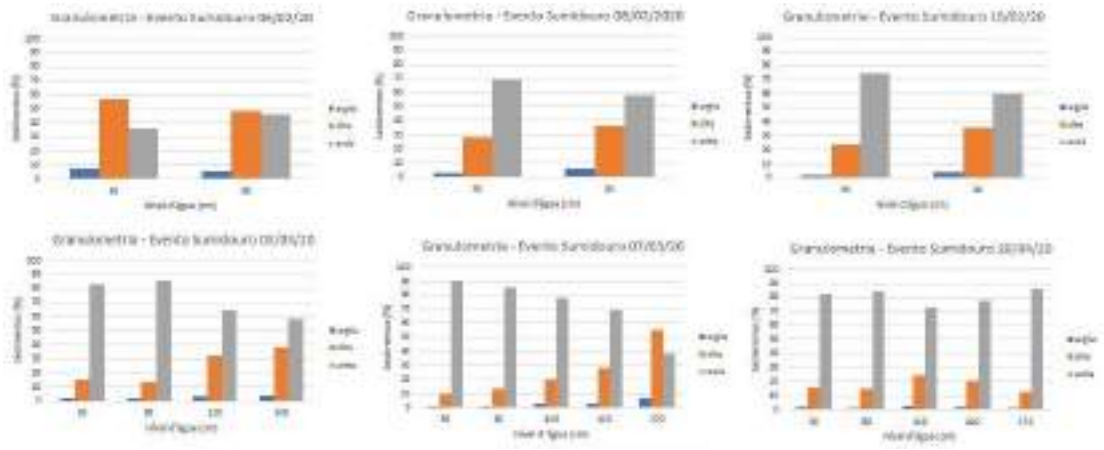


Figura 44: Granulometria dos sedimentos das garrafas em nível ascendente (50 a 170 cm) no Sumidouro do córrego Extrema.

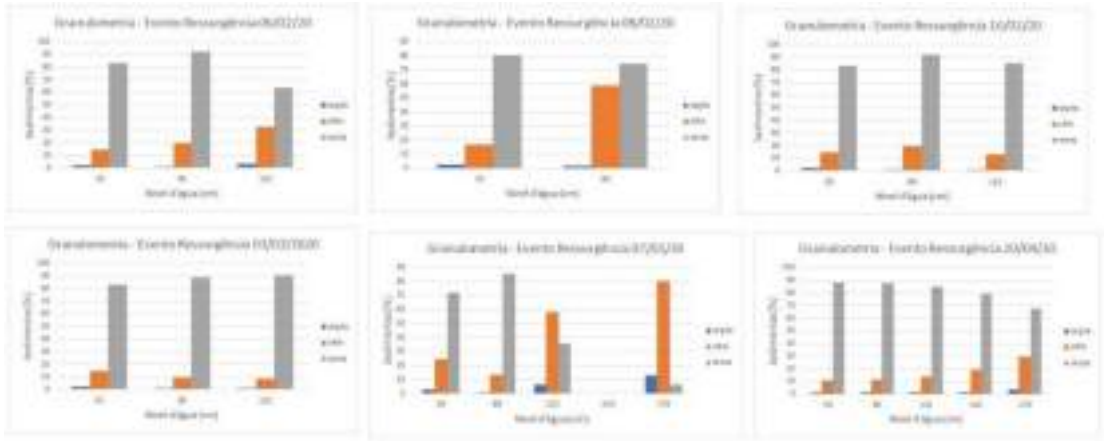


Figura 45: Granulometria dos sedimentos das garrafas em nível ascendente (50 a 170 cm) na Ressurgência do córrego Extrema.

Um dos eventos registrados no início das chuvas (27/10/2020) apresentou uma variação distinta entre os níveis de ascendência mencionados acima (Figura 46). No sumidouro as concentrações de silte e areia fina foram muito próximas do nível inicial (50, 80 cm), enquanto nos níveis intermediário e elevado, a presença de silte foi predominante. Na ressurgência a concentração de silte foi maior no nível inicial amostrado (50, 80 cm).

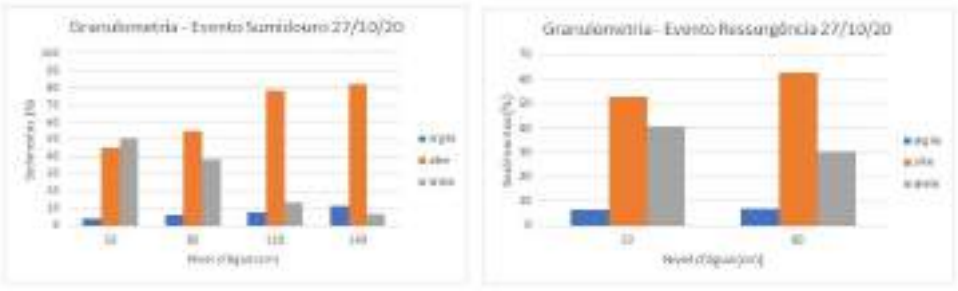


Figura 46: Granulometria dos sedimentos das garrafas em nível ascendente no início das chuvas (27/10/20) para o Sumidouro e Ressurgência.

Os sedimentos contidos nas garrafas (500 ml) foram coletados no dia seguinte ao evento de cheias, e praticamente ocupou todo o volume do recipiente nos níveis iniciais (50 a 80 cm). As variações entre o volume de sedimentos no Sumidouro e Ressurgência pode estar relacionada a contribuição do material carreado através do fluxo subterrâneo que se conecta a caverna Extrema (figura 47). Logo, para indicar possíveis áreas fonte de sedimentos a analise mineralógica por difratometria de raios X é uma etapa importante a ser executada.

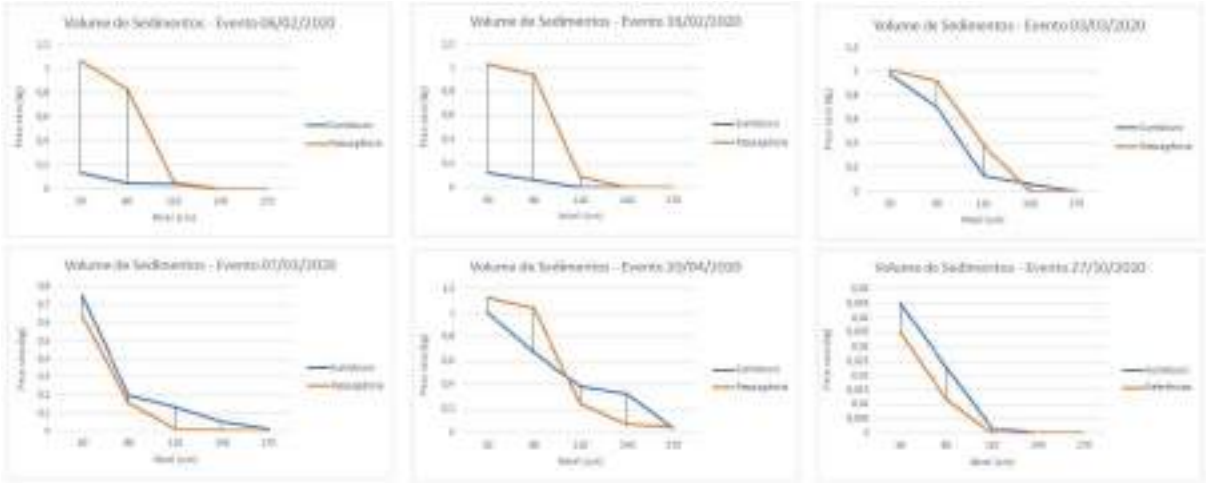


Figura 47: Volume de carga sedimentar armazena em nível ascendente após eventos de chuva registrados no Sumidouro e Ressurgência.

De acordo com os resultados obtidos por Nunes (2020), três classes de solos foram sugeridas para a bacia do córrego Extrema (Figura 48). A classe dos Neossolos Quartzarênicos domina a maior parte da bacia, com 57%, seguido pelos Chernossolos (34%), nos terrenos mais

baixos, e os Latossolos (9%) na chapada. Por se tratar da transição de domínios dos carbonatos e da chapada (arenito), o material de origem tem forte influência sobre a formação dos solos.

A partir da classificação supervisionada pelo método de máxima verossimilhança (*MaxVer*) por meio de imagem multiespectral do satélite CBERS 4A (órbita/ponto 38 e resolução espacial de 2 m), foram definidas as classes de uso do solo. A fitofisionomia predominante é mata rala/esparsa (64,17%), seguido por pastagem (26,56%), solo exposto (5,38%), mata adensada (3,06%) e plantio anual (0,85%). O modelo digital de elevação (MDE) foi obtido a partir de imagens do satélite ALOS (sensor Palsar), com 12,5 m de resolução espacial.

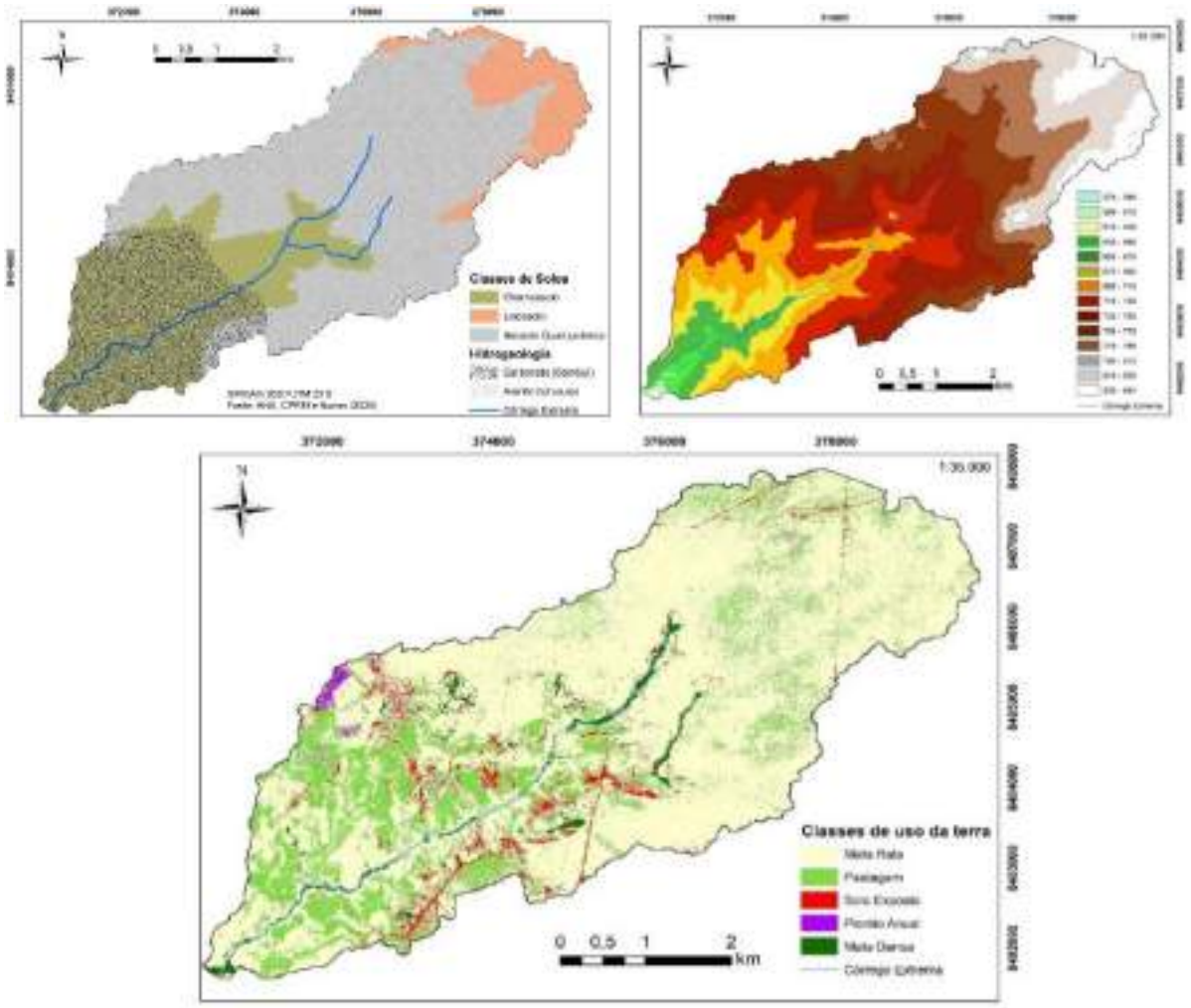


Figura 48: Classes de uso e tipos de solos, aspecto hidrogeológico e modelo digital de elevação.

4.3 ALGUMAS CONSIDERAÇÕES

Como foi destacado até aqui, a elaboração de um banco de dados consistente para simular a dinâmica hidrossedimentológica carstica por meio do SWAT-MODFLOW vem sendo

ajustada para a bacia do rio Corrente. As áreas pontuais de recarga de água para o subterrâneo através de cavernas e dolinas mapeadas e dados de vazão por testes de bombeamento em poços tabulares próximos a esses locais, mesmo não sendo constantes, estabelece informações importantes sobre a dinâmica de fluxo subterrâneo para ajuste na modelagem em etapas como a análise de sensibilidade dos parâmetros, calibração e verificação do modelo.

O esforço amostral por meio de coletas discretas na bacia do rio Corrente e no monitoramento da descarga sólida na sub-bacia experimental do córrego Extrema é uma tentativa de estimar as principais áreas fonte de sedimentos bem como a evolução do carste na produção e transporte desses materiais. Além disso, é importante mencionar que pesquisas em andamento na região visam contribuir para o conhecimento acerca dos processos de evolução da paisagem cárstica, e podem fornecer dados relevantes para ajustes na modelagem.

As pesquisas atualmente abrangem a datação estratigráfica em depósitos sedimentares fluviais e cavernícolas, avaliação da erosão e produção de sedimentos por meio de método direto em parcelas experimentais, caracterização e mapeamento de dolinas e classificação dos tipos de solos da região. Como o presente estudo, as pesquisas em andamento são parte integrante do projeto de compensação espeleológica na Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho (APA NRV), em parceria com a Vale S.A, Instituto Chico Mendes de Biodiversidade (ICMBio), Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas (CECAV) e Agência Nacional de Águas (ANA).

Portanto, este trabalho e outras pesquisas que estão sendo desenvolvidas na região carstica de Mambaí/GO, serviram como subsidio científico para a gestão da APA, visto que a base de informações científicas ainda é precária na região. Logo, as próximas etapas do presente estudo irão permitir avaliar com mais lucidez a relação do aspecto evolutivo do sistema carstico na produção e transporte de sedimentos e sua relação com mudanças antrópicas, principalmente a respeito das alterações no uso e cobertura da terra.

Por fim, é possível afirmar que a modelagem por si própria não é capaz de trazer respostas absolutas, devido às diversas fontes de incerteza associadas a qualidade e disponibilidade dos dados, à parametrização adotada, a metodologia e aos próprios modelos em si. No entanto, a modelagem pode ser muito útil para a compreensão dos processos dentro de um sistema e para a geração de novos questionamentos e indagações que permitem ao usuário, através do desenvolvimento de um senso crítico, propor soluções e medidas mais racionais e efetivas para a solução de determinado problema. Sendo, dessa forma, uma ferramenta fundamental para a correta gestão, inclusive de recursos hídricos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANA, Agência Nacional de Águas. **Inventário das Estações Fluviométricas**. 2ed. Ministério do Meio Ambiente. Superintendência de Gestão da Rede Hidrometeorológica, Brasília-DF, p. 196, 2009.

ARNOLD, J.G.; SRINIVASAN, R.; MUTTIAH, R.S.; WILLIAMS, J.R. Large area hydrologic modeling and assessment Part I: Model development. **J. Am. Water Resour. Assoc**., n. 34, pp. 73-89, 1998.

ARAUJO, D. L. **Avaliação dos impactos da explotação de águas subterrâneas na bacia do ribeirão rodeador por meio de simulação integrada entre os modelos SWAT e MODFLOW**. Dissertação (f. 186) Tecnologia ambiental e recursos hídricos, Departamento de Engenharia Civil, Universidade de Brasília, 2018.

BICKNELL, B.R., IMHOFF, J.C., KITTLE, J.L., DONIGIAN, A.S. E JOHANSON, R.C. **Hydrologic Simulation Program – FORTRAN (HSPF)**. In: User's Manual for Release 10.0. EPA 600/3-84-066. U.S. Environmental Protection Agency. Athens, GA. 1993.

CHUNG, I.M.; KIM, N.W.; LEE J.W.; SOPHOCLEOUS, M. Assessing distributed groundwater recharge rate using integrated surface water-groundwater modeling: application to Mihocheon watershed, South Korea. **Hydrogeology Journal**. Vol. 18, nº 8, 1253–1264 p. 2010.

CONAMA, Conselho Nacional Do Meio Ambiente. Resolução 357. **Classificação das águas, de 17 de março de 2005**. Diário Oficial da União, Seção 1, Brasília, DF, 2005.

CPRM, SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Mapa Geológico do Estado de Goiás: corte cartográfico 1:250.000**. Folha SD23YB-Posse, 2008.

CRUZ, P.K.S.G. **Simulação do transporte e reabilitação de contaminações de hidrocarbonetos em solo**. Dissertação. Engenharia do Meio Ambiente, Faculdade de Engenharia, Universidade de Porto, Portugal, 2003.

FEFLOW 5.4. **Finite elemento subsurface flow and transport simulation system**. User's manual. WASY Institute for Water Resource Planning and Systems Research Ltd., Berlim, Alemanha. 202p. 2009

FERREIRA, C. F. **Detecção de dolinas com apoio de Modelos Digitais de Elevação e imagens de alta resolução: Estudo de caso na APA Nascentes do Rio Vermelho-GO**. 139f. Dissertação (Mestrado em Geografia), Universidade de Brasília, 2020.

GYAMFI, C.; NDAMBUKI, J.M.; SALIM, R.W. Application of SWAT Model to the Olifants Basin: Calibration, Validation and Uncertainty Analysis. **J. of Water Resource and Protection**, n. 8, pp. 397-410, 2016.

HALL, M. J. How well does your model fit the data? **J. of Hydroinfor.,** 3(1), p. 49–55, 2001.

HARTMANN, A.; GOLDSCHEIDER, N.; WAGENER, T.; LANGE, J.; WEILER, M. Karst water resources in a changing world: Review of hydrological modeling approaches. **Rev. Geophys.**, n. 52, pp. 218–242, 2014.

HARBAUGH, A.W. **Direct solution package based on alternating diagonal ordering for the U.S. Geological Survey modular finite-difference ground-water flow model**. In: U.S. Geological Survey Open-File Report 95–288, 46p. 1995.

HARBAUGH, A.W. **MODFLOW-2005, The U.S. Geological Survey Modular Ground-Water Model - the Ground-Water Flow Process**. In: U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-A16, Virgínia, EUA. 2005.

HARGREAVES, G.H.; SAMANI, Z.A. Reference crop evapotranspiration from temperatures. **Applied Engineering in Agriculture**, v. 1, 96-99p. 1985.

HILL, M.C. **Preconditioned conjugate-gradient 2 (PCG2), a computer program for solving ground-water flow equations**. In: U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 90–4048, 43p. 1990.

HUBER, W.C. E DICKINSON, R.E. **Storm water management model, version 4**. In: User's Manual EPA/600/3-88/001a, U.S. Environmental Protection Agency. Athens, GA. 1988.

LIN, H.C.J., RICHARDS, D.R., YEH, G.T., CHENG, J.R. E CHENG, H.P. FEMWATER: **A Three-Dimensional Finite Element Computer Model for Simulating Density-Dependent Flow and Transport in Variably Saturated Media**. Technical Report CHL-96-12. U.S. Army Corps of Engineers, Vicksburg, MS, 126p. 1997.

JAIN, S. K.; SUDHEER, K. P. Fitting of Hydrologic Models: A Close Look at the Nash–Sutcliffe Index. **Journal of Hydrologic Engineering**, 13(10), 981–986. 2008.

KUMAR, S.; SINGH, A.; SHRESTHA, D. P. Modelling spatially distributed surface runoff generation using SWAT-VSA: a case study in a watershed of the north-west Himalayan landscape. **Modeling Earth Systems and Environment**, v. 2, n. 4, pp. 1-11, 2016.

KRESSIC, N. **Hydrogeology and groundwater modeling**. 2 ed. Taylor & Francis Group, LLC. New York. 807p. 2007.

MCDONALD, M.G.; HARBAUGH, A.W. **MODFLOW - A Modular Three-Dimensional Finite-Difference Ground-Water Flow Model**, In: US Geol Surv Water Resour. Invest Rep, Cap. A1, Livro 6, 528p., USGS. 1988.

MIZUNO, M. G. M. **Hidroquímica das águas subterrâneas do Distrito Federal**. 135f. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, UnB, Brasília-DF, 2012.

MONTEITH, J.L.; MOSS, C.J. **Climate and the efficiency of crop production in Britain. Philosophical Transactions of the Royal**. Society of London (Science B), n. 281, pp. 277-294, 1977.

MORIASI, D.N., ARNOLD, J.G., VAN LIEW, M.W., BINGNER, R.L., HARMEL, R.D., VEITH, T.L. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. **Transactions of the ASABE,** v. 50, n. 3, pp. 885-900, 2007.

NEITSCH, S. L.; ARNOLD, J. G.; KINIRY, J. R.; WILLIAMS, J. R. Soil and Water Assessment Tool, Theoretical documentation version 2009. Temple. **Blackland Research Center**. Texas Agricultural Experiment Station, 2011.

NUNES, J.; G. S. **Mapeamento de solos através de técnicas diretas e indiretas na APA Nascentes Do Rio Vermelho, Mambaí-GO**. [110] f., il. Dissertação (Mestrado em Geografia), Universidade de Brasília, Brasília, 2020.

PRIESTLEY, C.H.B. E TAYLOR, R.J. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. **Mon. Weather Rev**. Vol. 100, n.1, 81-92 p. 1972.

RENNÓ, C. D.; SOARES, J. V. Conceitos básicos de Modelagem Hidrológica. In: MEIRELLES, M. S. P.; CAMARA, G.; ALMEIDA, C. M. Geomática: Modelos e Aplicações Ambientais. Embrapa-DF, ed. 1, pp. 531-556, 2007.

SANTINELLO, M. **Estimativa de Velocidades Superficiais e Vazão em Canais Usando Velocimetria por Imagem**. 100f. Monografia - Universidade de Brasília. Faculdade de Tecnologia. Departamento de Engenharia Civil e Ambiental. ENC/FT/UnB, 2019.

SANTOS, I. et al. **Hidrometria Aplicada**. Curitiba, Instituto de Tecnologia para o Desenvolvimento. 372p. 2001.

SOPHOCLEOUS, M.A.; KOELLIKER, J.K.; GOVINDARAJU, R.S.; BIRDIE, T., RAMIREDDYGARI, S.R.; PERKINS, S.P. Integrated numerical modeling for basin-wide water management: the case of the Rattlesnake Creek basin in Southcentral Kansas. **J. Hydrol**., vol. 214, n. 1-4, p. 179–196, 1999.

SLOAN, P. G., MOORE, I. D., COLTHARP, G. B. E EIGEL, J. D. Modeling surface and subsurface stormflow on steeply-sloping forested watersheds. **Water Resources Inst. Report** v. 142. Univesity of Kentucky, Lexington, 184 p. 1983.

STEYAERT L. T.; GOODCHILD, M. F. **Integrating geographic information systems and environmental simulation models: a status review**, 1993.

TAVORÁ, B. E. **Zona Ripária de Cerrado: processos hidrossedimentológicos**. 132f. Tese (Doutorado). Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos, Universidade de Brasília, 2017.

TUCCI, C.E.M. **Modelos hidrológicos**. ABRH Editora da UFRGS. Porto Alegre. 669 p., 1998.

TUCCI, C.E.M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. 4 ed. Porto Alegre: UFRGS. 943p. In USDA Soil Conservation Service. (1972). “Section 4: Hydrology.” In: National Engineering Handbook. Chapter 4-10. 2009.

VOSS, C. I. E PROVOST, A. M. SUTRA - A model for saturated-unsaturated variable- density ground-water flow with solute or energy transport. In: U.S. **Geological Survey Water-Resources Investigations Report**. 02-4231. 250p. 2002.

WEINSTEIN, H.G.; STONE, H.L.; KWAN, T.V**. Iterative procedure for solution of systems of parabolic and elliptic equations in three dimensions**. Industrial and Engineering Chemistry Fundamentals. Vol. 8, n. 2, 281–287 p. 1969.

YOUNG, R. M., BARNARD, P. J., SIMON, A. J., E WHITTINGTON, J. E. How would your favourite usermodel cope with these scenarios? **SIGCHI Bulletin**. Vol. 20, n. 4, 51-55 p. 1989.

ResearchGate

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: https://www.researchgate.net/publication/360652910

AVALIAÇÃO DE PARÂMETROS DE QUALIDADE DE ÁGUA SUPERFICIAL E SUBTERRÂNEA EM AQUÍFERO CÁRSTICO NO CERRADO BRASILEIRO

Conference Paper · July 2021

CITATIONS
0

READS
7

2 authors:



Andre Silva Tavares
University of Brasília
20 PUBLICATIONS **67** CITATIONS
SEE PROFILE



Rogerio Uagoda
University of Brasília
82 PUBLICATIONS **280** CITATIONS
SEE PROFILE

Some of the authors of this publication are also working on these related projects:

Avaliação dos processos hidro-erosivos em encostas sob diferentes usos e coberturas de solo no bioma cerrado - CNPq - processo n. 472124/2014-5 View project

Mapeamento e Monitoramento Geoambiental do Campo de Ins-trução de Formoas/GO. - ACORDO DE COOPERAÇÃO / EME/UnB Nº 12-047-00 View project

All content following this page was uploaded by Andre Silva Tavares on 17 May 2022.

The user has requested enhancement of the downloaded file.

AVALIAÇÃO DE PARÂMETROS DE QUALIDADE DE ÁGUA SUPERFICIAL E SUBTERRÂNEA EM AQUÍFERO CÁRSTICO NO CERRADO BRASILEIRO

André Silva Tavares
Universidade de Brasília
Campus Universitário Darcy Ribeiro, Brasília-DF | CEP 70910-900
E-mail: andresttavares@gmail.com
Rogério Elias Soares Uagoda
Universidade de Brasília
Campus Universitário Darcy Ribeiro, Brasília-DF | CEP 70910-900
E-mail: rogeriouagoda@unb.br

Resumo

Amostras de água superficial e subterrânea foram coletadas em um sistema cárstico onde alterações na cobertura vegetal nativa deu origem a áreas agropecuárias degradadas em meio aos afloramentos dos carbonatos. Um desnível topográfico negativo acentuado na intersecção dos Grupos Urucuia e Bambuí permite que águas dos arenitos tributam para a região dos carbonatos. Essa recarga natural eleva o potencial hídrico e é favorável a viabilização de projetos de irrigação, diante dos baixos índices pluviométricos e mananciais de com baixa vazão. Portanto, analises físico-químicas em rios, poços e cavernas foram realizadas nos períodos de seca e cheias. Os resultados indicaram que a composição química reflete a compartimentação estrutural dos aquíferos. A diluição química nos períodos de cheia reduziram os valores de pH e podem estar associados a contribuição de águas do aquífero superior. No entanto, um monitoramento permanente é necessário para dar suporte à explotação sustentada na região.

Palavras-chave: Geomorfologia Cárstica. Qualidade da Água. Bioma Cerrado.

1. Introdução

O cárste é uma paisagem em que o intemperismo químico, por meio da dissolução da rocha, determina as formas do relevo. Tal processo gera em superfície um terreno de depressões fechadas, drenagens descontínuas e sistemas de drenagens subterrâneas. Com a combinação da alta solubilidade da rocha e porosidade secundária (subterrânea) bem desenvolvida o cárste evolui para formas de drenagem singulares, com fraturas alargadas e descontinuidades (WHITE, 1988).

A interação entre água-rocha, independentemente da composição mineral da rocha, pode sofrer dissolução dependendo da condição e ambiente específico. Em temperatura elevada a dissolução é mais lenta, devido a quantidade de gás carbónico retido na água. Apesar disso, em regiões tropicais a vegetação compensa esta relação, devido a maior quantidade de gás carbónico produzido (MOURA, 1990). Logo, aquíferos cársticos são sensíveis a pequenas alterações na superfície, visto que dualidades na dinâmica de armazenamento de água, como a infiltração difusa/lenta nos microporos e concentrada/rápida nas fraturas, e fluxo rápido/turbulento nos condutos subterrâneos, torna-os ambientes mais susceptíveis a poluição por diferentes fontes (FORD; WILLIAMS, 2007).

No processo de evolução da paisagem cárstica, na dissecação do relevo, a água carrega informações relevantes sobre o tipo, a quantidade e qualidade material transportado, podendo revelar aspectos importantes do funcionamento do aquífero, em termos de poluição e vulnerabilidade diante das mudanças climáticas (HARDT, 2011). Assim, os constituintes presentes na água estão sujeitos a uma serie de processos e reações, com influência de fatores endógenos e exógenos ao sistema, como processos de dissolução progressiva de minerais do aquífero, reações de troca catiônica, mudanças nas condições de oxi-redução, infiltração de águas provenientes de outras unidades aquíferas ou de recarga da própria chuva (CPRM, 2007).

No contexto deste estudo, uma região entre o Oeste do Estado da Bahia e o Nordeste do Estado de Goiás ocorre um desnível topográfico negativo acentuado na intersecção entre os arenitos (Grupo Urucuia) e os carbonatos (Grupo Bambuí), interligados nas escarpas da Serra Geral de Goiás. O caminho dessa intersecção contém sedimentos residuais colúvio-eluvionares sustentados por coberturas detríticas arenosas tércio-quaternárias, até os níveis mais baixos, onde as rochas carbonáticas e pelítico-carbonáticas do Grupo Bambuí são expostas (GASPAR; CAMPOS, 2007).

Na região em questão, sobretudo no Oeste Baiano, ocorreram mudanças expressivas no uso e ocupação da terra a partir da década de 1980, devido a supressão da vegetação nativa do Cerrado e a expansão do agronegócio, com destaque para os cultivos de soja, milho, sorgo e algodão. Nas últimas duas décadas, com o uso de irrigação, tecnologias e insumos agrícolas em larga escala, foi constatado o aumento dos níveis de degradação dos solos na região (PIMENTEL et al., 2011).

De tal modo, Faquim et al. (2017) descreve que o aquífero superior (Urucuia) contribui, devido ao desnível topográfico, com nascentes e condutos subterrâneos que fluem para os patamares aplainados no sopé da Serra Geral, alcançando os afloramentos de calcários da Formação Lagoa do Jacaré. Essa recarga natural nos calcários puros, fraturados e carsificados do Bambuí, eleva o potencial hídrico subterrâneo e é favorável a viabilização de projetos de irrigação agropecuária, diante dos baixos índices pluviométricos e mananciais de superfície com baixa vazão.

Nesse sentido, a discretização de amostras de água para a análise geoquímica permite avaliar sinais de qualidade e/ou origem das águas conforme os principais componentes químicos. Logo, este estudo teve como objetivo avaliar parâmetros físico-químicos da água entre os Sistemas Aquífero Urucuia (SAL) e Bambuí (SAB), com ênfase na sensível região cárstica, uma vez que a mesma recebe a contribuição de águas advindas das fontes superiores do aquífero Urucuia, ou seja, de uma região de intensiva produção agroindustrial.

Assim, campanhas de coleta discreta de água superficial e subterrânea em períodos de seca e cheias foram realizadas entre os anos de 2018 e 2021. As amostras foram coletadas em rios, poços e cavernas. Os resultados das análises geoquímica e dos parâmetros físico-químicos podem servir de auxilio no planejamento e gestão da Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho (APA NRV) (Decreto de 27 de setembro de 2001), responsável pela preservação do patrimônio espeleológico da região.

2. Área de Estudo

Entre as bacias hidrográficas do rio São Francisco e Tocantins-Araguaia, a bacia do rio Corrente está localizada na região nordeste do Estado de Goiás (Figura 1), na Formação Lagoa do Jacaré (Grupo Bambuí), e entre os divisores topográficos da Serra da Saudade, Formação Três Marias e os Grupos Urucuia e Areado (CPRM, 2008). Em grande parte da bacia há um acúmulo de sedimentos clasto-químicos (rochas carbonáticas) que são favoráveis à carstificação.

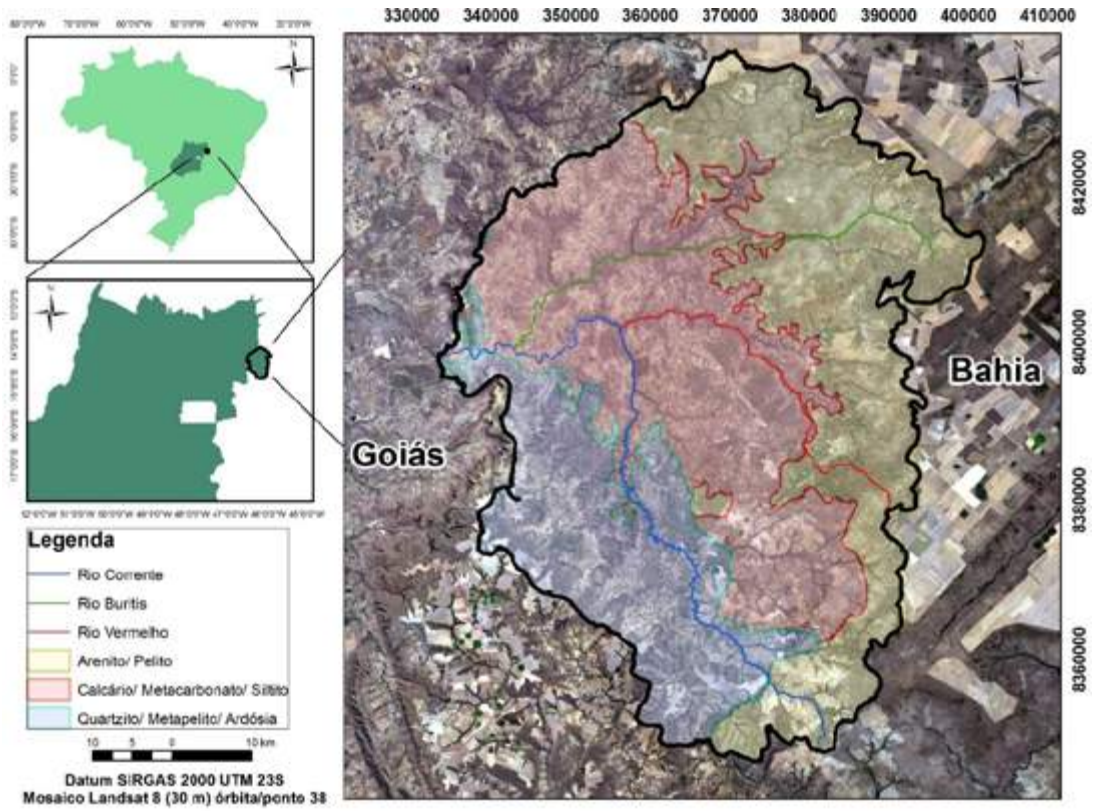


Figura 1: Hidrogeologia da bacia do rio Corrente e seus principais afluentes. Fonte: Autores.

A geomorfologia é composta pelo Chapadão Central (porção superior), originário da superfície Sulamericana que constitui o Grupo Urucuia, formado por arenitos que apresentam sedimentos siliciclásticos inconsolidados, e a porção inferior (Vão do Paranã) com rochas pelíticas intercaladas aos carbonatos da Formação Lagoa do Jacaré (Grupo Bambuí).

Conforme explicitado no decreto de criação da APA NRV (Art. 4° - inciso III), o sistema cárstico da região é sensível a pequenas alterações no uso das terras, e por consequência são proibidas atividades que coloque em risco a erosão das terras, assoreamento dos rios e poluição do aquífero. No entanto, é visto que ocorre uma sucessiva substituição da cobertura vegetal do Cerrado para a produção de pastagens, principalmente próximas aos afloramentos do carbonato, onde a mecanização é inviabilizada.

3. Metodologia

As coletas de água foram realizadas em dezoito rios, dez cavernas e sete poços tabulares (Figura 2). O período amostral foi entre os anos de 2018 e 2021, totalizando três campanhas em cada uma das estações (seca e chuvosa). A escolha dos pontos foi orientada pelas áreas mais acessíveis no transector dos Sistemas Aquífero Urucuia (SAU) e Sistema Aquífero Bambuí (SAB), considerando também as orientações das principais cavernas mapeadas pelo Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas (CECAV).

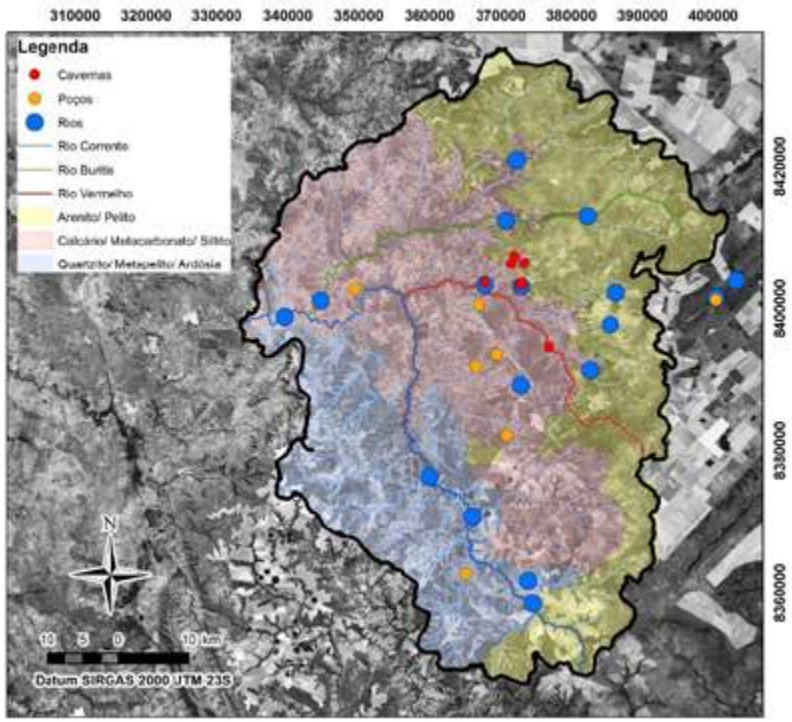


Figura 2: Pontos de coleta das amostras discretas de água na bacia do rio Corrente. Fonte: Autores.

A análise geoquímica foi realizada no Laboratório de Geoquímica da Universidade de Brasília, a partir dos procedimentos estabelecidos no "Standard Methods" (ALPHA, 2012). As amostras foram coletadas em frascos, filtradas e conduzidas ao Espectrômetro de Emissão Óptica com Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-OES) para a identificação dos principais cátions. Os ânions (F^-, Cl^-, PO_4^{3-}, SO_4^{2-}, NO_3^-) foram determinados por meio do Cromatógrafo Iônico modelo "Dionex ICS90".

A alcalinidade (íon bicarbonato) foi obtida pelo Método Titulométrico, utilizando H2SO4 0,02N padronizado com NaOH 0,05N, por meio do titulador automático "Schott" modelo "Titroline Easy", resultando no seguinte cálculo:

$$HCO_{3_} = \frac{V * M * 61000}{Va}$$

, onde: V = volume de ácido (ml) até pH 4,3; M = molaridade do ácido; Va = volume da amostra (ml). Os parâmetros físico-químicos de Temperatura, pH e Condutividade Elétrica foram medidos em campo através de Sonda Multiparâmetro portátil WTW modelo "Multi350I".

4. Resultados e discussões

O grau de acidez ou basicidade da solução, expressado pelo valor do pH (potencial hidrogeniônico), apresentou uma média de 5,7 nas águas superficiais e 6,1 nas águas subterrâneas, ambas na formação arenítica do platô da Serra Geral, não ocorrendo variabilidade sazonal para os valores encontrados nos períodos de seca e chuvoso. Esses valores são considerados ligeiramente ácidos, como já era esperado encontrar no Grupo Urucuia, devido a composição do substrato com baixa mineralização.

O grupo de amostras de águas superficiais coletadas na transição dos arenitos para os carbonatos apresentaram uma variação maior do pH, entre 6,2 e 8,5, revelando a forte associação com a presença dos carbonatos. Houve variação sazonal nesse grupo de amostras, com valores mais elevados nos períodos de seca em fluxos hora superficiais hora subterrâneos, e menores valores de pH no período chuvoso, o que pode estar associada a contribuição das águas do aquífero Urucuia, devido a maior diluição química.

As águas subterrâneas em cavernas e poços em meio aos carbonatos apresentaram um pH médio de 8,1 e 8,6, respectivamente, indicando um grau de basicidade conforme os valores estabelecidos pela Resolução CONAMA 357/05 (pH entre 6,0 e 9,0) para águas doces, não provocando modificações significativas no ambiente aquático, sendo consideradas levemente alcalinas. Não houve variação sazonal para esse grupo de amostras.

A condutividade elétrica, parâmetro relacionado a presença de íons dissolvidos na água (Ca^{+}, Mg^{+}, K^{+}, Na^{+}, CO_3^{2-}, e outros), apresentou variação sazonal no grupo de amostras de águas subterrâneas (poços e cavernas). Nos poços os valores mais elevados foram verificados no período de seca, com variação entre 146 e 540 uS/cm, e variação entre 176,8 e 310 uS/cm no período chuvoso. No único poço tabular amostrado nos arenitos a variação foi entre 3,17 e 3,37 uS/cm. Nas cavernas a condutividade também apresentou variação sazonal, com valores mais elevados no período de seca, entre 116,4 e 388,5 uS/cm, e valores ligeiramente menores no período chuvoso, entre 120,6 e 284 uS/cm.

Os valores reduzidos da condutividade em águas subterrâneas no período chuvoso podem estar relacionados a diluição dos íons de bicabornato na contribuição das águas do aquífero poroso, devido à ausência de sais na formação dos arenitos.

No caso das águas superficiais, não houve variação sazonal para os valores de condutividade, exceto nos rios Vermelho e Extrema, que apresentaram variações significativas. No rio Vermelho os maiores valores de condutividade foram verificados no período chuvoso (108,6 uS/cm), com valores bem reduzidos no período de seca (23,5 uS/cm). O mesmo ocorreu para o rio Extrema no período chuvoso (197,8 uS/cm) e seco (118,3 uS/cm). A dinâmica hora superficial hora subterrânea, com sumidouros e ressurgências, é uma possível explicação para o aumento dos valores de condutividade no período chuvoso, visto que os rios Vermelho e Extrema são abastecidos por afluentes subterrâneos (não rastreados) ricos em íons de bicarbonato (Figura 3).

A ausência ou presença de carbonatos (CO_3^{2-}), bicarbonatos (HCO_3^{-}) e íons de hidróxido (OH^{-}), expressos em termos de íons derivados de carbonatos de cálcio ($CaCO_3$), pode ser indicada conforme as variações dos teores de alcalinidade (mg/L). Esses íons básicos reagem quimicamente com soluções ácidas, ocorrendo a reação de neutralização. A variação média dos teores de alcalinidade das amostras coletadas em rios, cavernas e poços, variaram entre 14,64, 48,8 e 122 mg/L, respectivamente. Uma correlação entre os valores de pH e alcalinidade revelou grupos distintos de água para o grupo de amostras superficiais (rios) e subterrâneas (cavernas e poços),

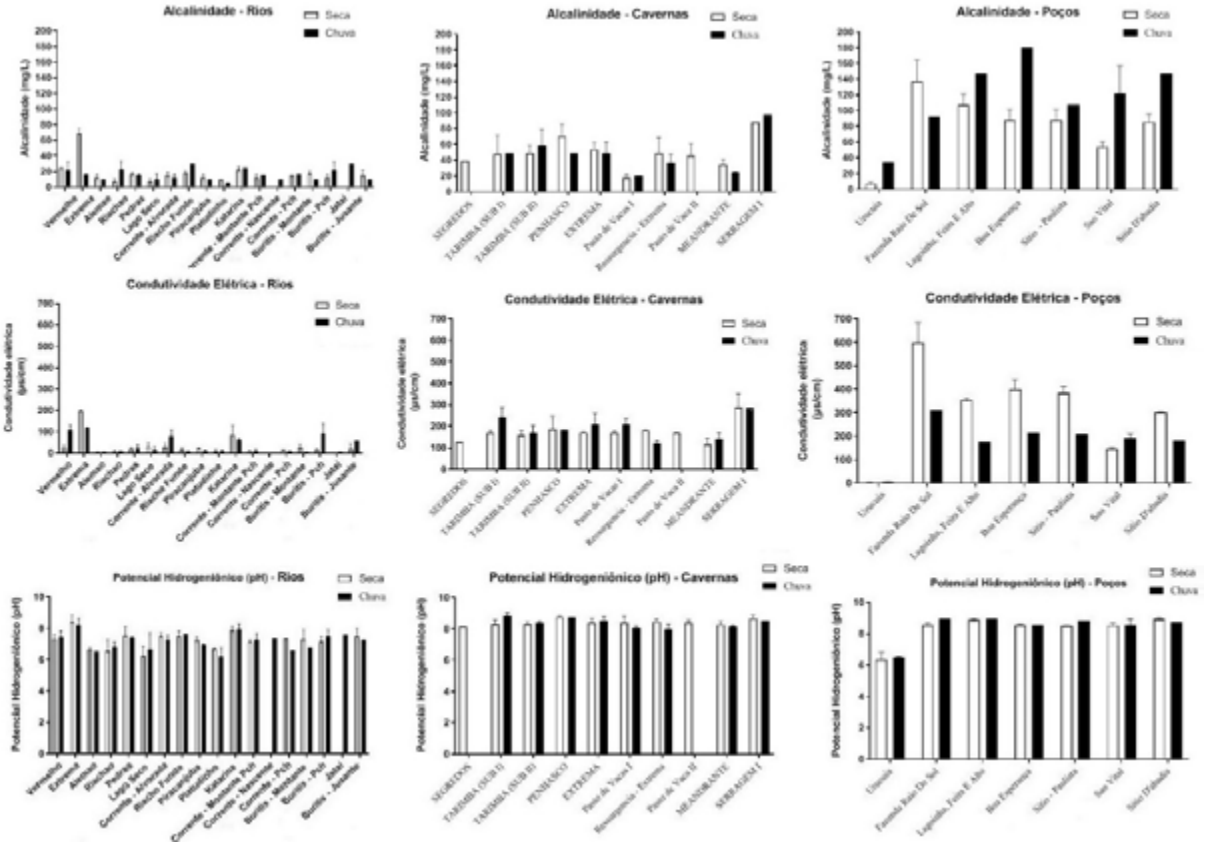


Figura 3: Média das concentrações de alcalinidade, pH e condutividade nas amostras em rios, cavernas e poços, nos períodos seco e chuvoso. Fonte: Autores.

Para representar os distintos grupos de água quanto aos íons dominantes foi utilizado o diagrama triangular de Piper (Figura 4), que ilustra as relações iônicas e permite caracterizar as águas associadas aos diferentes tipos litológicos. Nos três eixos triangulares do diagrama são demonstradas as concentrações dos cátions Ca^{2+}, Mg^{2+} e Na^{+} + K^{+}, enquanto o triângulo de ânions é composto pelos íons Cl^{-}, SO_4^{2-} e alcalinidade (HCO_3^{-} + CO_3^{2-}). Portanto, cada análise resultou em um ponto no triângulo de ânions e outro ponto respectivo no triângulo de cátions, sendo projetados diagonalmente e paralelamente até o seu ponto de interseção no losango central (MIZUNO, 2012).

Os pontos plotados no diagrama refletem o domínio dos íons principais. Os íons de Ca^{+2} foram predominantes, seguido pelo íon Mg^{2+}, classificadas como águas cálcicas bicarbonatadas (CO_3+HCO_3). Os teores elevados de nitratos (NO_3^{-}) e sulfatos (SO_4^{2-}) em alguns pontos amostrados podem estar associados à adubos nitrogenados utilizados no cultivo agrícola, com destaque para as águas superficiais na transição entre os arenitos e os carbonatos, classificadas como sulfatadas ou cloretadas.

As águas subterrâneas (cavernas e poços) os teores de fosfato (PO_4^{3-}) são mais elevados e podem estar associados a lixiviação em áreas cultivadas e dissolução de substâncias húmicas e fúlvicas presentes nos sedimentos aluvionares gerados pela decomposição da matéria orgânica.

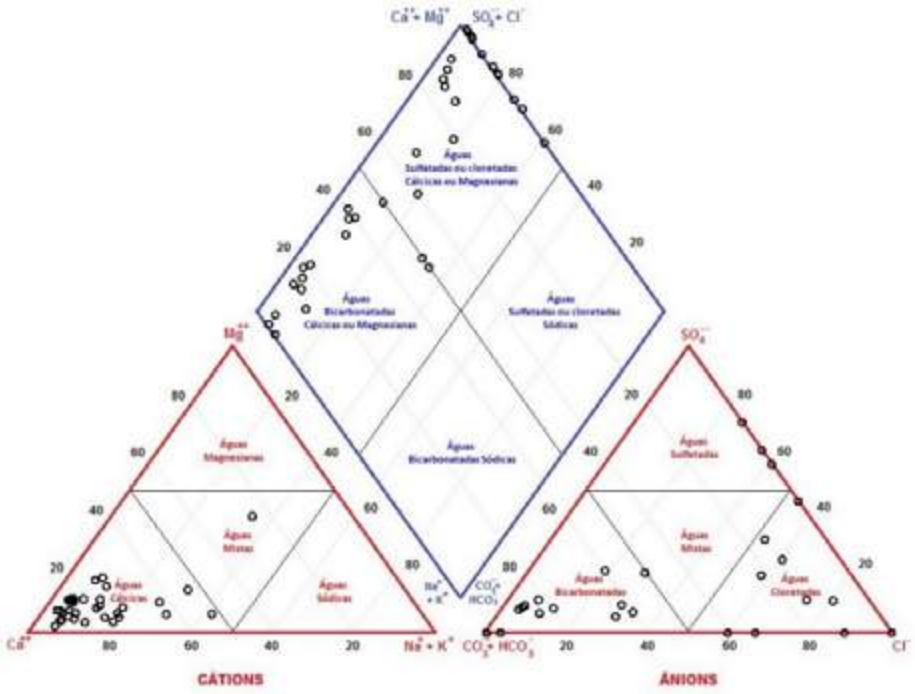


Figura 4: Diagrama de Piper para as amostras de água em rios, cavernas e poços. Fonte: Autores.

Os principais aníons foram destacados na Figura 5. Na distribuição dos pontos as maiores concentrações de ácido nítrico (HNO_3^-) estão nas amostras coletas em cavernas, enquanto o NO_3^- e SO_4^{2-} predominam nas áreas mais elevadas, nos arenitos.

	Pontos Coletados	Cl (mg/L)	NO3	PO4	SO4	HCO3
1	RIO (VERMELHO)	0,59	0,485	<LD	0,34	0,24
2	RIO (EXTREMA)	0,32	1,86	0,06	0,31	4,76
3	RIO (ALEMÃO)	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
4	RIO (RIACHÃO)	<LD	0,96	0,13	<LD	0,07
5	RIO (PEDRAS)	0,31	0,965	0,14	<LD	<LD
6	RIO (Urucuia)	3,01	0,88	<LD	11,46	<LD
7	RIO (CORRENTE - exutório)	0,71	1,35	0,21	0,6	0,35
8	RIO (RIACHO FUNDO)	0,64	0,715	0,17	<LD	<LD
9	RIO (PIRACANJUBA - PCH)	0,25	<LD	<LD	0,29	<LD
10	RIO (PLATUDINHO - Urucuia)	0,26	0,595	0,11	0,51	<LD
11	RIO (KATARINA)	0,26	0,94	<LD	<LD	<LD
12	RIO (CORRENTE -PCH)	0,32	0,83	0,1	<LD	0,28
13	RIO (CORRENTE - Nascente)	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
14	RIO (CORRENTE - Foz PCH)	0,61	<LD	<LD	<LD	<LD
15	RIO BURITIS (Nascente)	0,42	0,6	<LD	0,08	0,08
16	RIO (BURITIS - PCH)	0,09	0,68	0,11	<LD	<LD
17	RIO (JATAÍ)	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
18	RIO BURITIS (exutório)	0,38	2,14	0,45	0,18	0,25
19	CAVERNA DOS SEGREDOS	0,06	1,33	<LD	<LD	<LD
20	CAVERNA TARIMBA (I)	0,205	0,77	2,11	<LD	0,24
21	CAVERNA TARIMBA (II)	0,42	0,525	0,16	0,09	0,15
22	CAVERNA (PENHASCO)	0,35	2,28	1,18	0,78	6,98
23	CAVERNA (EXTREMA)	0,21	2,08	1,23	0,57	7,06
24	CAVERNA (Pasto de Vacas I)	0,24	<LD	<LD	0,58	<LD
25	CAVERNA (Ressurgência)	0,17	1,45	0,62	0,49	6,67
26	CAVERNA (Pasto de Vaca II)	0,24	2,24	2,37	0,67	7,57
27	CAVERNA (MEANDRANTE)	0,96	<LD	0,31	<LD	<LD
28	CAVERNA (SERRAGEM I)	0,44	3,39	3,86	<LD	21,11
29	POÇO (URUCUIA)	0,75	3,94	0,11	<LD	0,17
30	POÇO (Fazenda Raio de Sol)	0,05	9,56	0,12	<LD	52,32
31	POÇO (Lagoinha, Feira e Alto)	0,915	2,83	0,34	0,43	3,42
32	POÇO (Boa Esperança)	0,53	2,345	3,18	0,14	2,05
33	*POÇO (Sítio Paulista)*	*0,305*	*2,7*	*<LD*	*0,29*	*3,4*
34	POÇO (São Vital)	0,1	1,3	1,02	0,16	0,56
35	POÇO (Sitio D'Abadia)	1,77	14,92	1,47	0,53	5,63

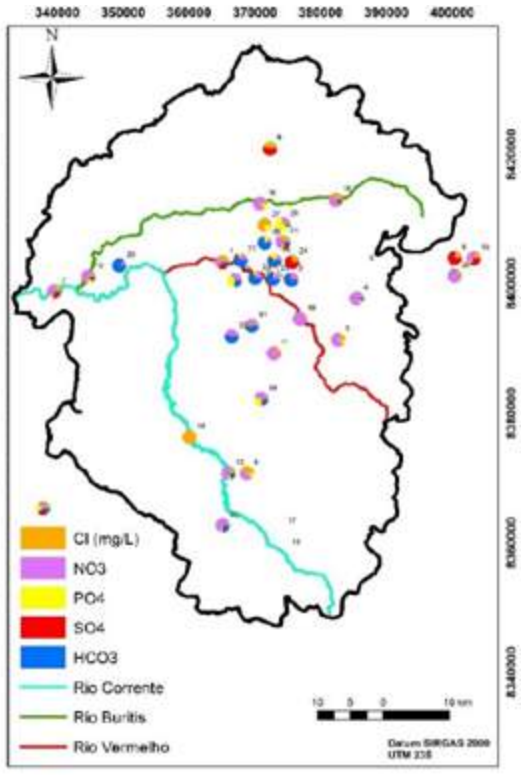


Figura 5: Média das concentrações dos íons cloreto (Cl-), nitrato (NO3-), fosfato (PO43-), sulfato (SO42-) e ácido nítrico (HNO3-). *LD = Abaixo do limite detectável. Fonte: Autores.

5. Considerações Finais

A partir das análises realizadas foi possível demonstrar distintos grupos de águas conforme as características **físico-químicas das amostras avaliadas. As águas subterrâneas e superficiais do aquífero Urucuia possui baixa mineralização e boa potabilidade para abastecimento humano, dessedentaçao** animal e irrigação.

As águas coletadas na Formação Lagoa do Jacaré indicaram um grau de basicidade que variou sazonalmente, indicando no período chuvoso uma relação com processos de diluição, na contribuição de águas com baixa mineralização do aquífero superior (arenitos). No entanto, mesmo no período de seca, as águas em meio aos carbonatos n**ão** provocam modificações significativas no ambiente aquático, sendo consideradas levemente alcalinas, conforme os valores estabelecidos pela Resolução CONAMA 357/05 para águas doces.

Contudo, um monitoramento permanente é necessário para dar suporte à explotação sustentada das águas superficiais e subterrâneas na região.

Agradecimentos

Ao Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade (ICMBio), Agência Nacional de Águas (ANA), Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas (CECAV) e a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES).

Referências

APHA, American Public Health Association. **Standard methods for the examination of waste waters**, 22. Washington: American Public Health Association; 2012.

BITTENCOURT, V. L. A.; HINDI, E. C.; MANTOVANI, L. E.; ROSA FILHO, E. F. Aspectos da Qualidade de Águas do Aquífero Cárstico em Almirante Tamandaré-PR***. Anais*** XII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 2002.

CPRM, Serviço Geológico do Brasil. **Hidrogeologia da Bacia Sedimentar do Urucuia: Bacias Hidrográficas dos Rios Arrojado e Formoso: Caracterização Hidroquímica e de Vulnerabilidade**. Comportamento das bacias sedimentares da região semi-árida do nordeste brasileiro. Rede Cooperativa de Pesquisa: UFBA / CPRM, 2007.

CPRM, Serviço Geológico do Brasil. **Mapa Geológico do Estado de Goiás: corte cartográfico 1:250.000**. Folha SD23YB-Posse, 2008.

FORD, D.; WILLIAMS, P. **Karst Hydrogeology and Geomorphology**. Wiley: Chichester p. 562, 2007.

HARDT, R. **Carstificação em Arenitos: Aproximação com o suporte de geotecnologias**. Tese (doutorado). 224f. Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Rio Claro - SP, 2011.

GILLIESON, D. **Caves: Processes, Development, Management**. Blackwell, 324p. 1996.

CULIVER, D.C. & WHITE, W. **Encyclopedia of caves**. Elsevier Academic Press, 654p. London. 2005.

BOGLI, A. **Karst Hydrology and Physical Speleology**. Springer-Verlag, Berlim. 1980.

FAQUIM, A. C. S.; ZANCOPÉ, M. H. C.; CHEREM, L. F. S. Potencial de Transferência de Sedimentos das bacias Contribuintes do Sistema Cárstico Terra Ronca. **Boletim Goiano de Geografia**. Goiânia, v. 37, n. 3, p. 449-465, 2017.

FORD, T. D. & CULLINGFORD, C. H. D. **The Science of Speleology**. Academic Press, London. 1976.

GASPAR, M. T. P.; CAMPOS, J. E. G. O Sistema Aquífero Urucuia. **Revista Brasileira de Geociências**. n. 37, pp. 216-226, 2007.

JENNINGS, J. N. **Karst Geomorphology**. Brazil, Brackwell. 2ª ed. 1987.

MIZUNO, M. G. M. **Hidroquímica das águas subterrâneas do Distrito Federal**. 135f. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, UnB, Brasília-DF, 2012.

MOURA, M.T.T. **O Cárste da região de Prudente de Moraes-MG**. Boletim Paulista de Geografia, n. 73, pp. 125-148, 1990.

PIMENTEL, L. M.; SOUZA, T. C. L.; TÁVORA, G. S. G.; TURETTA, A. P. D. **Mudanças de uso da terra e expansão da agricultura no oeste da Bahia**. Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento / Embrapa Solos. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 27 p., 2011.

WHITE, W. B. **Geomorphology and hydrology of karst terrains.** Oxford: Oxford University Press, p. 464,1988.

View publication stats

ResearchGate

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: https://www.researchgate.net/publication/363257914

Assessment of Soil Losses by Erosion in a Karst Environment in the Cerrado Biome of Brazil

Conference Paper · August 2022

CITATIONS
0

READS
38

2 authors:



Andre Silva Tavares
University of Brasília
20 PUBLICATIONS **67** CITATIONS
SEE PROFILE



Rogerio Uagoda
University of Brasília
82 PUBLICATIONS **280** CITATIONS
SEE PROFILE

Some of the authors of this publication are also working on these related projects:



Investigação sobre a origem das formas denudacionais em cabeceiras de drenagem View project



Susceptibilidade, Hidrologia e Geomorfologia Cárstica Aplicadas à Conservação do Patrimônio Espeleológico da Área de Proteção Ambiental das Nascentes do Rio Vermelho. View project

All content following this page was uploaded by Rogerio Uagoda on 03 September 2022.

The user has requested enhancement of the downloaded file.

Assessment of Soil Losses by Erosion in a Karst Environment in the Cerrado Biome of Brazil

André Silva TAVARES (1), Rogério Soares UAGODA (2)

(1) University of Brasília, Darcy Ribeiro Campus, 70910-900 Brasília-DF, Brazil, andresttavares@gmail.com

(2) University of Brasília, Darcy Ribeiro Campus, 70910-900 Brasília-DF, Brazil, rogeriouagoda@unb.br (corresponding author)

Abstract

This work aimed to estimate the volume of soil losses due to water erosion in a watershed dominated by karst features, which results in the quantity of sediment directed to the caves in the region. The Corrente river watershed is located in the Northeast region of the State of Goiás, Brazil. Through the Potential Erosion Method (EPM) applied in the Geographic Information System, soil losses were quantified for the year 2021. The estimated average soil loss was 26.41 to/ha/year-1, with a maximum flow of 10,689,083.57 to/year-1 in the watershed outlet. The limits of the catchment, producing sediments to the caves were obtained, which allowed extracting an average estimate of transported sediments in these karst regions.

Résumé

Ce travail visait à estimer le volume des pertes de sol dues à l'érosion hydrique dans un bassin hydrographique dominé par des caractéristiques karstiques, ce qui se traduit par la quantité de sédiments dirigée vers les grottes de la région. Le bassin hydrographique de la rivière Corrente est situé dans la région nord-est de l'État de Goiás, au Brésil. Grâce à la méthode d'érosion potentielle (EPM) appliquée dans le système d'information géographique, les pertes de sol ont été quantifiées pour l'année 2021. La perte de sol moyenne estimée était de 26,41 to/ha/an^{-1}, avec un débit maximum de 10 689 083,57 to/an^{-1} en l'exutoire du bassin versant. A partir des limites des micro-bassins versants, ou zones productrices de sédiments, des zones de convergence vers les grottes ont été obtenues, ce qui a permis d'extraire une estimation moyenne des sédiments transportés dans ces régions karstiques.

Resumo

Esse trabalho visou estimar o volume das perdas de solo por erosão hídrica em uma bacia hidrográfica dominada por feições cársticas, que resulta no quantitativo de sedimentos direcionados para as cavernas da região. A bacia hidrográfica do rio Corrente está localizada na região Nordeste do Estado de Goiás, Brasil. Por meio do Método de Erosão Potencial (EPM) aplicado em Sistema de Informação Geográfica, foram quantificadas as perdas de solo para o ano de 2021. A perda de solo média estimada foi de 26,41 to/ha/year^{-1}, com vazão máxima de 10.689.083,57 to/year^{-1} no exutório da bacia. A partir dos limites das micro-watersheds, ou áreas produtoras de sedimentos, foram obtidas áreas de convergência para as cavernas, que permitiu extrair uma estimativa média de sedimentos transportados nessas regiões cársticas.

1. Introduction

In Brazil, karst makes up between 5 and 7% of the territory, and yet studies on hydrology and karst sedimentology are scarce (KARMANN, 2016). However, the karst evolution processes through superficial and underground flow networks carry relevant information about the type, quantity and quality of the transported material, revealing aspects of the functioning of the karst aquifer in the transport of sediments.

It is known that the degree of development of the karst relief forms varies according to the characteristics of the climate, vegetation and the type of source material. The characteristics of forms, surface and underground, have already been widely elucidated in the literature (PALMER, 1984, JENNINGS, 1985, FORD & WILLIAMS, 2007, HARDT, 2011).

In Brazil, the karst relief gains special importance in the Cerrado biome, where native vegetation is the most affected by suppression among other biomes in Brazil. Allied

to this, the deficiency of phosphorus and other nutrient minerals in some soils does not favor forest development and allows the origin of landscapes consisting mainly of pastures with sparse trees (BRECKLE, 2002). As a result, erosive processes become more and more intensified during rainfall, contributing to a large volume of sediment that is transported to underground channels and karst galleries.

The sources and types of dendritic sediments are varied, as the material is pedogenized on the surface, or alluvial sediments, or epiphreatic mud, or insoluble residues, or suspended solids and organic deposits. Deposition zones are seen in widened fractures, abysses, sinks, internal subsidence, flooded gallery networks and back-flooding (LAUREANO & KARMANN, 2013). These zones of autochthonous and allochthonous sediment transport can

imply high speeds and rise of the water table, which can promote rapid flooding above the vadose zone (CALDEIRA et al., 2019). Thus, the preservation of speleological heritage involves the need to delimit the areas that produce sediment, since inadequate land management and the replacement of native vegetation accelerate erosion processes, increasing the amount of sediment in rivers and caves.

2. Materials and methods

The Corrente River watershed (3,824 km2) belongs to the Tocantins River basin, located in the northeast of the State of Goiás, Brazil. The upper portion (Highlands) is formed by sandstones (Urucuia Group) that constitute unconsolidated siliciclastic sediments, while the lower portion (Karst Terrains) has pelitic rocks intercalated with carbonates (Bambuí Group). The area with densification of karstic features acts as recharge areas through fractures and large convections distributed in sinks and underground flows. About 47 cavities with perennial flows were identified (Fig. 1). The climate is tropical with dry winter (Aw), with an average of 1,165 mm/year-1 (CARDOSO et al., 2014).

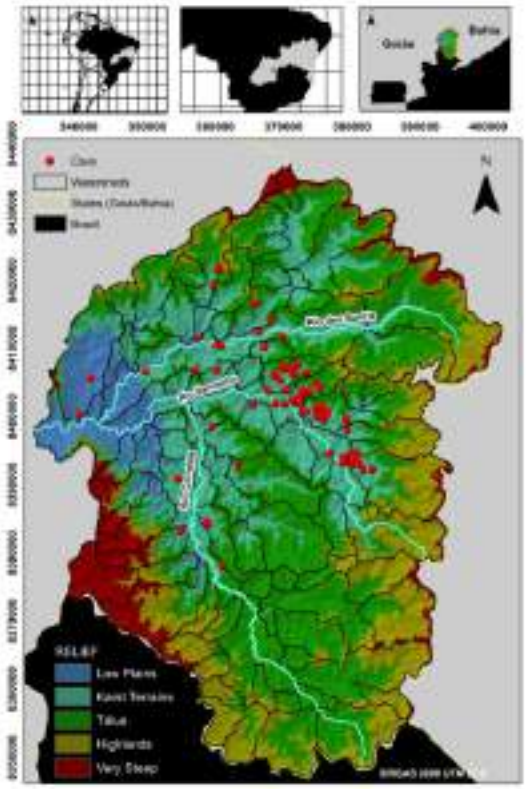


Figure 1: Stream river basin and mappe caves.

Between the domain of carbonates and siliciclastic sediments, karstic depressions occur with intensified erosive processes, from which there is capture of surface runoff by fractures or collapsed sinks, generating the accumulation of sediments in some caves above the base level.

Therefore, in order to assess soil loss and sediment production due to water erosion, this study used a watershed dominated by karst features in the Brazilian Cerrado biome, in which an extremely active process of underground karstification and relief dissection occurs. To quantify the sediments directed to the caves, the Potential Erosion Method (EPM) was used, which quantifies the loss of soil by erosion.

- Erosion Potential Method (EPM)

The EPM is an empirically-based model that estimates soil loss and the determinants of water erosion intensity, which directly affect soil loss rates at the scale of watersheds, such as soil slope, soil strength, erosive features , land use and management, air temperature and precipitation (GAVRILOVIC, 1988).
Soil loss (Wyr) in the EPM model is estimated by Equation 1.

$$W_{yr} = T * H_{yr} * \varphi * \sqrt[3]{Z^3} \qquad \text{Eq. 1}$$

Where: Wyr = total sediment production (m^3 yr^{-1}); T = temperature coefficient (dimensionless); Hyr = mean precipitation (mm $year^{-1}$); π = 3.14; Z = erosion coefficient (dimensionless).

The temperature coefficient (T) is calculated according to Equation 2.

$$T = \sqrt[3]{\frac{t_0}{10}} + 0{,}1 \qquad \text{Eq. 2}$$

Where: T = temperature coefficient (dimensionless); t_0 = mean air temperature (°C $year^{-1}$).

The erosion coefficient (Z) is obtained by Equation 3:

$$Z = Y * X_a * (\varphi + \sqrt[3]{I_{sr}}) \qquad \text{Eq. 3}$$

Where: Y = soil resistance to water erosion (dimensionless); Xa = land use and management (dimensionless); ϕ = degree of erosion features in the soil (dimensionless); Isr = mean slope of the watershed (%).
The Z coefficient values are classified according to the degree of erosion intensity (Figure 2).

Categories	Erosion intensity	Erosion Coefficient (Z)	Average of Z
I	Very severe	Z > 1.0	Z = 1.25
II	Severe	0.71 < Z < 1.00	Z = 0.85
III	Moderate	0.41 < Z < 0.70	Z = 0.55
IV	Weak	0.20 < Z < 0.40	Z = 0.30
V	Very weak	Z < 0.20	Z = 0.10

Figure 2: The degree of erosion intensity (Z)

In the ENVI 5.3 program, land use and land cover were classified using the OBIA (Object-Based Image Analysis) method. The method is based on the segmentation of matrix images, where samples are defined for training in supervised machine learning, based on the Support Vector

Machine model, a non-probabilistic linear binary algorithm (COHENCA & CARVALHO, 2015). LandSat 8 satellite images (OLI sensor) were used.

Through temporal series of rainfall stations, the average rainfall and temperature of the last 30 years was established, using the inverse distance weighting (IDW) method, which interpolates and gathers the areas of influence of each station from the polygons of Thiessen. Soils were classified based on the Brazilian Soil Classification System (EMBRAPA, 2018). Digital images from the Alos satellite (Palsar sensor) with 12.5 meters of spatial resolution were used for the relief classes. In addition to results obtained in the analyzes published by Nunes (2020).

3. Results

The predominant phytophysiognomy is field/pasture (56.67%), followed by Cerrado (21.40%), dense forest (10.98%), agricultural culture (7.60%), exposed soil (2.83%) and water bodies (0.49%). The dominant soils were Quartzarenic Neosols (38.51%), followed by Red-Yellow Latosols (29.47%), Chernosols (24.46%) and Cambisols (7.54%). The steepest slopes are located near the springs and dissected canyons. However, flat to smooth sloping areas (0-8%) are predominant, with an average slope of 5.6%. The average soil loss for the year 2021 in the Corrente River watershed was 26.41 to/ha/year^{-1}.

Figure 3 highlights the micro-watersheds that act as producers of sediments that converge to the caves. The caves with perennial courses are accumulated in the karst areas of the Vermelho River, more specifically, in the Extrema, Serragem and Ventura micro-watersheds, which contribute to a sediment production in the scale of 33.66, 19.45 and 35.22 to/ ha/year^{-1}, respectively.

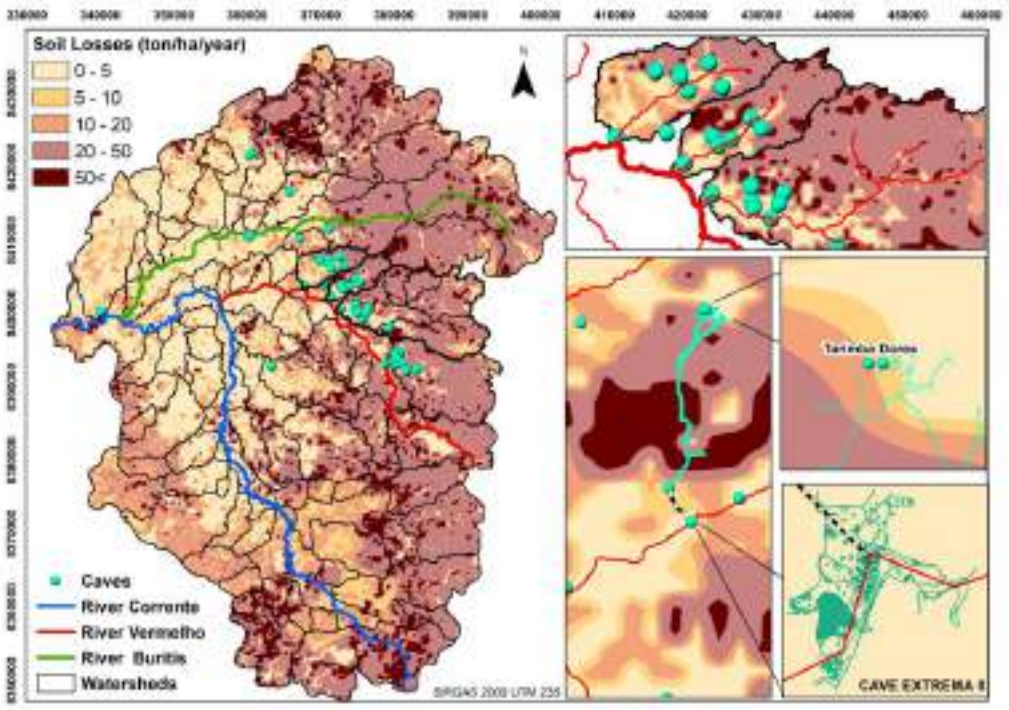


Figure 3 : Soil losses by erosion in the Corrente River watershed and in the karst areas

4. Discussions

In the watershed of the River Corrente, the cretaceous sediments of the Urucuia Group (upper), which would cover the Bambuí Group (lower), are found inside caves, guided by networks of conduits and fractures. The morphology of the transition from sandstones to carbonates occurs through abrupt breaks, in the form of steep slopes, with the presence of erosion in an advanced stage. Part of these structures are related to karstification, which in this situation is expressed externally in the form of sinkholes.

Cave Extrema III, for example, receives volumes of sediment in the scale of 33.12 to/ha/year^{-1}, originating from surface and underground flows associated with sinkholes and adjacent caves, such as coming from the Tarimba cave.

As the study is carried out in a covered karst, the hypothesis is that the underlying karst system works as an inducer of superficial erosion processes, that is, the opening of sinkholes or sinks leads to a rearrangement of the balance profile of rivers and, consequently, expands the erosive capacity of captured surfaces. The absence of

conservation practices in land use can increase this process, both with the increase in the sediment load in the suppression of native vegetation, and with the abstraction of water from aquifers, which tends to make karst systems more unstable.

In Figure 4, the estimated values of sediments transported in caves of perennial flows are highlighted, according to the related micro-watershed.

	Micro-Watershed			Soil loss average (to/ ha/ year^{-1})		
	Extrema	Serragem	Ventura	Extrema	Serragem	Ventura
Caves	Ponte de terra	Melândrica	Cachoeira do Funil	0,38	12,32	0,25
	Extrema I	Lapa I	Corredeiras	0,38	1,33	67,13
	Esperança	Ana Paula I	Posto	2,28	0,5	56,38
	Extrema II	Judite	Porcos	0,23	0,35	16,14
	Extrema III	Dores	Marimbondos	33,12	2,36	11,88
	Vila Nova	Tarimbo	Associação II	0,43	2,36	1,27
		Serragem II	Desgosto		10,40	1,62
		Penhasco			10,34	

Figure 4: Average estimate of sediment transport to the caves.

5. Conclusion

Through the estimation of soil loss in the watershed scale, it was possible to evaluate the spatial dynamics of the sediment producing areas, allowing to highlight the transport potential of these materials in karstic micro-watersheds. From there, such units can be investigated and monitored to better assess the causes and effects that are still little known. The karst region in this research is managed by an important Conservation Unit for the preservation of the region's speleological heritage.

Acknowledgments

The authors thanks the Chico Mendes Institute for Biodiversity Conservation (ICMBio), National Water Agency (ANA), National Center for Research and Conservation of Caves (CECAV) and "Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil" This study was financed in part by CAPES – Finance Code 001.

References

BRECKLE, S.W. (2002) Walter's Vegetation of the Earth : The Ecological Systems of the Geo-Biosphere, Springer Berlin Heidelberg, ed. 4, 527 p.

CALDEIRA, D.M.V.S.; Uagoda, R. and Nogueira, A.M. (2019) Dinâmica dos sedimentos clásticos cavernícolas: Potencialidade para estudo paleoambientes no Brasil. *Espaço & Geografia*, n°22 (1), 153-189.

CARDOSO, M.R.D.; Marcuzzo, F.F.N. and Barros, J.R. (2014) Classificação climática de Köppen-Geiger para o Estado de Goiás e o Distrito Federal. *Acta Geográfica*, 8(16), 40-55.

COHENCA D., CARVALHO, R. (2015) Comparação de métodos de classificação OBIA, Máxima Verossimilhança e Distância Mínima em imagem OLI/Landsat-8 em área de alta diversidade de uso do solo. *Anais* XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, João Pessoa-PB, Brasil, 1035-1042.

EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (2018) Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. Brasília, 4. ed.356 p.

FORD, D.; WILLIAMS, P. (2007) Karst Hydrogeology and Geomorphology. Wiley: Chichester, 562 p.

GAVRILOVIC, Z. (1988). The use of empirical method (Erosion Potential Method) for calculating sediment production and transportation in unstudied or torrential streams. In: White, W.R. (ed.), International Conference on River Regime; Chichester, 411–422.

HARDT, R. Da Carstificação em Arenitos: Aproximação com o suporte de geotecnologias. Tese (doutorado). 224f. Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Rio Claro - SP, 2011.

JENNINGS, J.N. (1985) Karst Geomorphology. Oxford: Basil Blackwell, 293 p.

KARMANN, I. (2016) Carste e cavernas no Brasil: distribuição, dinâmica atual e registros sedimentares, breve histórico e análise crítica das pesquisas realizadas no âmbito do IGc USP. Livre Docência em Espeleologia. Instituto de Geociência. Universidade de São Paulo, 62 p.

LAUREANO, F. V. KARMANN, I. (2013) Sedimentos clásticos em sistemas de cavernas e suas contribuições em estudos geomorfológicos: uma revisão. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, (14) 23-33.

NUNES, J.G.S. (2020) Mapeamento de solos através de técnicas diretas e indiretas na APA Nascentes Do Rio Vermelho, Mambaí-GO. Dissertação, Universidade de Brasília, 110 p.

PALMER, A.N. (1984) Geomorphic interpretation of karst features. In: Lafleur, R.G. Groundwater as a Geomorphic Agent. Boston: Allen and Unwin, 173-209

View publication stats

agriculture

MDPI

Type of the Paper (Article)

Evaluation of Vegetation Cover Changes and Soil Losses by Water Erosion in a Karst Region of the Brazilian Cerrado

André Silva Tavares 1*, Rogério Soares Uagoda 2

1 University of Brasília, Institute of Applied Geosciences and Geodynamics; andresttavares@gmail.com
2 University of Brasília, Institute of Applied Geosciences and Geodynamics; rogeriouagoda@unb.br
* Correspondence: andresttavares@gmail.com;

Abstract: Water erosion is a serious and widespread problem in Brazil, but in regions with a seasonal tropical climate, such as the Cerrado biome, sediment production is even more intense. This condition is especially critical in karst terrains, where changes in land cover result in high rates of soil loss, part of which is directed to underground cavities, causing changes in microclimatic dynamics, water quality and maintenance of local biodiversity. Given this context, the present study aimed to simulate soil losses due to water erosion in a hydrographic basin dominated by karst features, identifying source areas of sediments that contribute to sedimentary deposits in caves in this region. To achieve this goal, simulation scenarios were performed for the last four decades, using the revised universal soil loss equation. The results revealed a significant variation in soil losses, ranging between 20.57 and 32.59 Mg ha^{-1} $year^{-1}$. It is important to highlight that these values are considerably above the soil loss tolerance established for the Cerrado biome, which varies between 4 e 12 Mg ha^{-1} $year^{-1}$. The implementation of conservationist practices and the proper use of the soil are essential to mitigate soil loss and protect biodiversity and the quality of water resources in the studied area. In addition, the results provide valuable information to support public policies and environmental management strategies aimed at preserving this important Brazilian ecosystem.

Keywords: Karst Geomorphology; Water Erosion; Geoprocessing.

1. Introduction

Water erosion is the main cause of soil degradation in Brazil [1,2]. In cultivated and natural areas a large amount of soil is periodically lost [3]. In karst landscapes, impacts are even more intense due to the inherent vulnerability to changing natural vegetation cover. In the Cerrado biome, these karst zones suffer important impacts, including rocky desertification, reduced flows and water quality [4,5].

Generally speaking, the karst system is a geological landscape that develops under the condition of water-soluble rocks such as limestone, dolomite and gypsum, resulting in a variety of distinctive features such as caves, sinkholes, dry valleys and underground rivers [1]. The unique nature of these landscapes manifests itself in shallow soils with low natural fertility, specific vegetation and complex hydrology [2]. It is known that the degree of development of karst forms varies according to the characteristics of climate, vegetation and parent material. The characteristics of surface and underground forms are widely elucidated in the literature [1,3,4,5].

The sources and types of dendritic sediments in karst are varied, depending on whether the material is pedogenized at the surface, or alluvial sediments,

Citation: To be added by editorial staff during production.

Academic Editor: Firstname Lastname

Received: date
Revised: date
Accepted: date
Published: date

Copyright: © 2023 by the authors. Submitted for possible open access publication under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

epiphreatic muds, insoluble residues, suspended solids and organic deposits. Deposition zones are seen in widened fractures, chasms, subsidence, internal subsidence, flooded culvert networks and backfloods [6]. These zones of transport of autochthonous and allochthonous sediments can imply high velocities and elevation of the water table, which can promote rapid flooding above the vadose zone [7]. Therefore, the preservation of the speleological heritage involves the need to delimit sediment-producing areas, in which inadequate soil management and replacement of native vegetation can intensify erosion processes, modifying the quantity and quality of sediments.

Although it only occupies between 5% and 7% of the Brazilian territory, the karst system is especially relevant in the Cerrado biome, where the suppression of natural vegetation for the expansion of livestock is the greatest among Brazilian biomes [8]. The advance of pasture areas over the Cerrado's native coverage in the last two decades is a worrying factor that threatens the preservation of biodiversity. Severe water erosion in Brazil is mainly due to the high erosivity and erodibility of soils, and the economic, social and environmental costs are still poorly measured [9].

In the Cerrado, edaphoclimatic characteristics show that soil losses are naturally high, and when associated with areas of karst formation there is a reality that is even more sensitive to changes in land use and cover, resulting in high rates of sediments, less water availability and nutrients in the soil, which can alter microclimatic conditions and affect not only biodiversity, but also agricultural production and other ecosystem services [10,11].

Deficiency of phosphorus and other mineral nutrients in Cerrado soils does not favor forest development and allows the emergence of landscapes composed mainly of low vegetation with sparse trees [12]. The grassland vegetation (Field Savannah), for example, is characterized by an open landscape with a predominance of grasses and herbs, with sparse shrub and tree species adapted to the conditions of recurrent droughts and fires, such as golden grass (Syngonanthus nitens), buriti (Mauritia flexuosa) and mangabeira (Hancornia speciosa), which play important roles in maintaining biodiversity, carbon storage and soil conservation [13].

The condition of the vegetation cover of the Cerrado associated with the karst terrain promotes the rapid removal and transport of sediments to underground channels and reactivated galleries, with greater or lesser intensity during the rainy season. The seasonal regimes of dry season (May to September) and rainy season (October to April) are well defined in the biome, and the evaluation of the relationship between changes in use and vegetation cover and the active factors in soil erosion can help in identifying areas more or less susceptible to water erosion. The maximum tolerable limit of soil loss on Cerrado slopes ranges from 4 to 12 Mg ha^{-1} yr^{-1}, depending on soil depth and textural relationship [14].

The projection of scenarios in the simulation of sediment production by water erosion goes through empirical equations or physical and conceptual models widely used in the world, such as the universal soil loss equation (USLE) [15], the water erosion forecast project (WEPP) [16], the European soil erosion model (EUROSEM) [17] or the erosion potential method (EPM) [18], among others.

In the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) [19] functions were added that allow extrapolating the limits of the experimental plots, which are reduced to specific conditions, to the scale of the hydrographic basin from techniques and tools of geoprocessing, remote sensing and geostatistical methods. This allowed adapting an empirical model to different climatic conditions and more heterogeneous and complex contexts in view of standard plots [20]. However, the complexity and the increase of variables in the models can produce evaluation errors mainly with regard to the over or underestimation of soil losses [21].

This study aimed to quantify the annual loss of soil by water erosion in the Corrente river basin, a region dominated by karstic features in the Cerrado biome. To achieve this objective, scientific methods were applied, including the use of the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE), to analyze scenarios over the last four decades. In addition, the normalized difference vegetation index (NDVI) was used to characterize the spatial distribution and evolution of land use and land cover in the year 2021. The results obtained provided valuable insights into the dynamics of soil loss and its relationship with changes in land use and land cover over time.

2. Materials and Methods

2.1. Study Area

The Corrente river watershed (3,824 km² – 14°04′02″S-15°05′26″S and 046°44′58″W-046°46′37″W) is located in the northeast of the State of Goiás, and flow under the basement of the Bambuí Group (Neoproterozoic), formed by carbonate and siliciclastic rocks that concentrates one of the main karst occurrences in Brazil [22]. In the eastern portion, the Urucuia Group (Cretaceous) is formed by reddish and white quartz sandstones, from eolian and fluvial deposition, with fine to medium grains, rounded grains and rare occurrence of clayey matrix [23]. In geomorphological terms, at the intersection of the Urucuia (sandstones) and Bambuí (carbonates) groups, there is a marked negative topographic difference (Figure 1), which contains residual colluvial-alluvial sediments down to the lowest levels, where carbonate and pelitic-carbonate rocks of Bambuí are exposed [24,25].

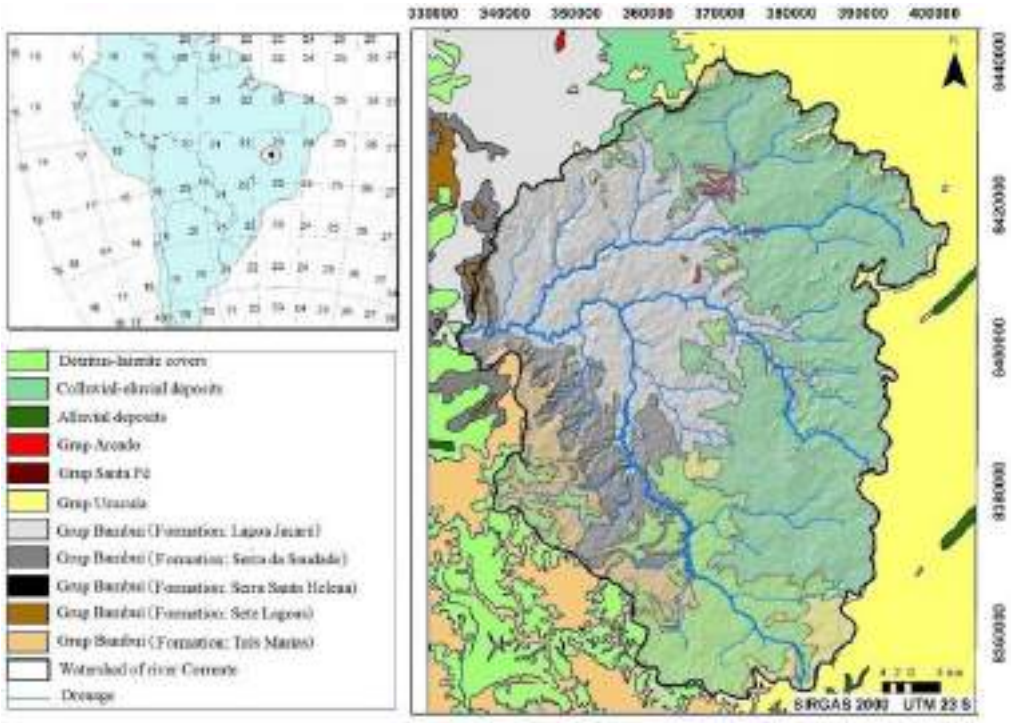


Figure 1. Location of the Corrente river watershed and its great lithological variation.

The regressive erosion in the cuesta of Serra Geral de Goiás reaches gaps of 500 meters, with abrupt cliffs and colluviums, giving rise to soils made up of quartz sand [26]. From the mouth of the Corrente river to the Serra Geral plateau there is a

variation of 473 to 1,022 meters in altitude (Figure 2). The humid tropical climate (Aw-Koppen) of the savannah type, with dry winters and humid summers. The average precipitation is 1,200 mm/year^{-1} concentrated in the summer, and the average temperature is 25°C [27].

In the region of densification of karstic features, water and sediment recharge occurs through fractures and large connections distributed in sinkholes and underground drains. Caves with perennial water drains were mapped by the National Center for Research and Conservation of Caves (CECAV), and there may be others that have not yet been catalogued. These are areas of convergence of sediments from the surface to the underground drains, which may return to the sprigs. The karst is sensitive to changes in land use and land cover, as poorly developed soils are vulnerable to the action of intense summer rains that can remove large amounts of soil, causing various risks to aquatic habitat, groundwater and surface water quality.

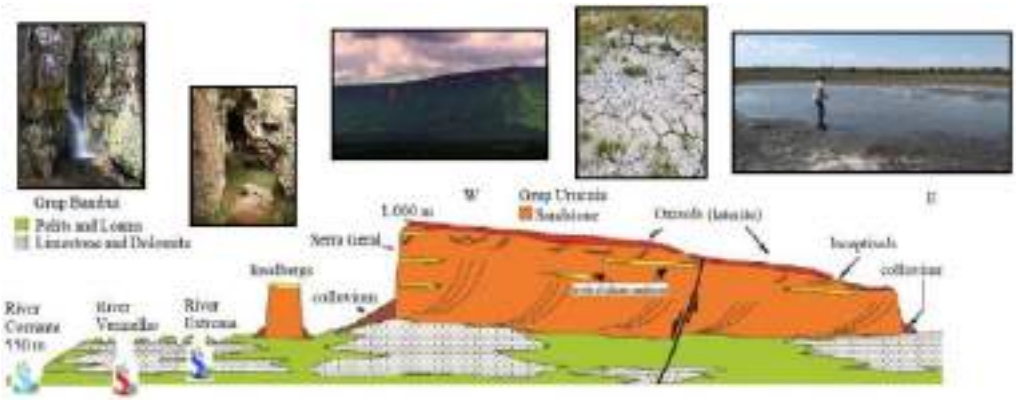


Figure 2. Lithological formations responsible for Serra Geral regression processes and the accumulation of colluvial sediments, with the Vermelho River as the local base level, controlling deposition levels in the caves, and the Corrente River as the regional base level [24, 29].

2.2. Methodological Process

This study followed the application routines of the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE), a model initially used under experimental plots [15], later modified for the hydrographic basin scale [19] and revised for the environmental conditions of Brazil [12]. The RUSLE allows evaluating natural (climatic, pedological and topographical), anthropic (practices of soil use, management and support) and biotic (vegetable cover) factors on the erosion process [30]. This model is expressed by equation (1):

$$A = R \times K \times LS \times C \times P \quad (1)$$

Where: A = mean annual soil loss (Mg ha^{-1} year^{-1}); R = rainfall erosivity factor (MJ mm ha^{-1} h^{-1} yr^{-1}); K = soil erodibility factor (Mg h MJ^{-1} mm^{-1}); LS = topographic factor, which involves the dimensionless length and slope of the slope; C = dimensionless soil use and management factor; and P = conservation practices, dimensionless.

By creating operations using geographic information system (GIS) tools, such as the map algebra technique, it was possible to stack raster images in the QGIS software [31], resulting in the average soil loss map yearly. With the tool "zonal statistic as table" [32] the sediment production was evaluated in relation to classes of use and occupation and areas of convergence for caves. For this construction,

databases available by the State System of Geoinformation [33], Meteorological Database of the National Institute of Meteorology [34] and the National Water and Sanitation Agency [35] were used. A flowchart of the procedures for preparing the factors that make up the RUSLE is described in figure 3.

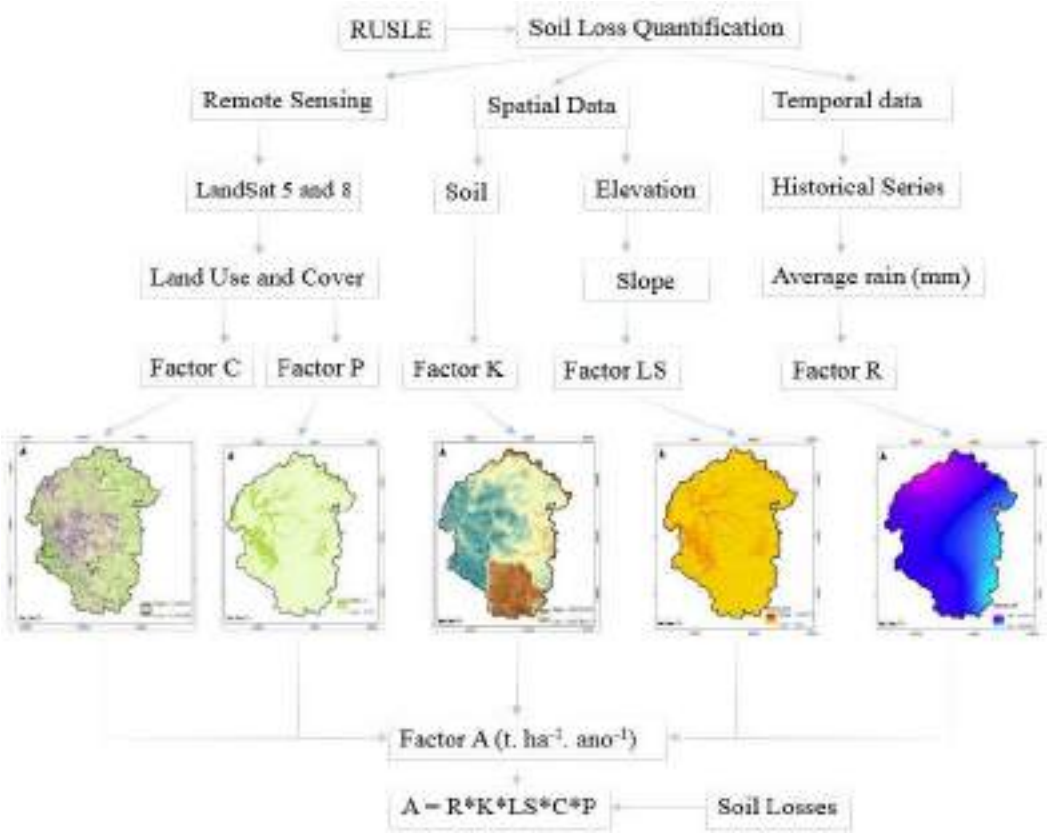


Figure 3. Flowchart adopted to obtain the RUSLE factors.

2.2.1 Soil Erodibility (K)

The K factor explains the effects of inherent soil properties on the erosion rate, such as depth, texture, structure, organic matter, porosity and permeability [15]. All over the world, the use of experimental plots has been widely applied to obtain this parameter. However, they are expensive and laborious experiments, as they require long periods of evaluation and high cost for implementation [19]. Therefore, at the scale of watersheds, the formulation of approximate scenarios is a viable alternative based on indirect simulation methods, which use values based on physical and chemical properties of the soil [30].

In Brazil, the interpolation of K values from the compilation of studies in experimental plots resulted in values that varied between 0.0002 and 0.0636 (Mg h^{-1} MJ^{-1} mm^{-1}) [36]. In the area of this study, the soils are distributed according to the upper and lower part of the watershed (Figure 4).

To assess whether these values are compatible with the soils in our study area, a soil map was prepared from existing bases, such as the soil map of the State of Goiás (scale 1:250,000) [33], the map of soils of the Environmental Protection Area "Nascentes do Rio Vermelho" [37] and the Digital Elevation Model (TOPODATA) [36]. Diagnostic attributes were considered up to the second categorical level (suborders) of the taxonomic system of soils in Brazil, which has a total of six levels

of detail [39, 40]. The average value of K according to the literature (table 1) was attributed to each soil class [36,41]. Na literatura foram encontrados valores de K que variam de 0,0078 a 0,032 (Mg h^{-1} MJ^{-1} mm^{-1}).

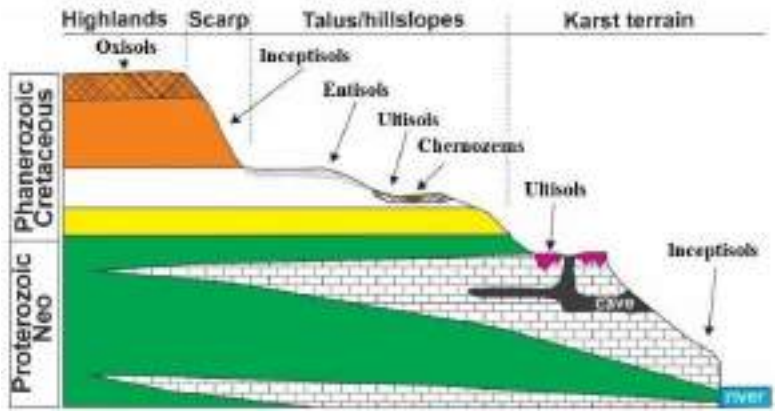


Figura 4. Hierarchy of soil distribution in the Corrente river watershed [37].

Table 1. The K values found in the literature for the soil classes according to the Brazilian system of soil classification (SiBCS, [40]) and the World Reference Base for Soil Resources (WRB/ EMBRAPA, 2021).

Soil (SiBCS)	Soil (WRB)	Area (%)	K Mg h^{-1} MJ^{-1} m m^{-1}	Literature
Argissolo Vermelho	Ultisols	9.29	0.0131	[42]
Cambissolo Haplico	Inceptisols	6.65	0.0243	[42]
Chernossolos Litólico	Chernozems	10.07	0.0130	[43}
Latossolo Vermelho-Amarelo	Oxisols	16.55	0.0042	[44]
Neossolo Litólico	Entisols Lithic	10.18	0.0434	[41]
Neossolo Quartzarênico	Entisols Quartzpsamment	47.24	0.0567	[41]

2.2.2 Rainfall Erosivity (R)

The factor R is an index that expresses the potential of rain to cause the detachment and transport of soil particles, resulting from the product between kinetic energy and its maximum intensity [44]. The factor is estimated from the average values of a historical rainfall series [30]. In this study, data from rainfall stations stored on the "HidroWeb" platforms of the National Water Agency [45], National Institute of Meteorology [46] and the Groundwater Information System [44] were compiled. From the historical series of each rainfall station, the average value (mm/year) was obtained, and subsequently, the interpolation method based on weighting the inverse of distances (IDW) was applied from Thiessen polygons (Figure 5).

To normalize the R factor in a karst micro-watershed within the watershed Corrente river, Fonseca et. al (2023) used the Fournier equation from [10], and found values ranging from 6,694 to 7,440 (MJ mm ha^{-1} h^{-1}). However, this study used the R-factor normalization equation for the Cerrado region [48] (Equation 1) which is more appropriate for this region [49] (table 2).

$$EI = 68{,}730(p^2/P)^{0{,}841} \quad (1)$$

where: EI = monthly mean erosion index in MJ mm ha^{-1} h^{-1}; p = average monthly precipitation in mm; P = mean annual precipitation in mm.

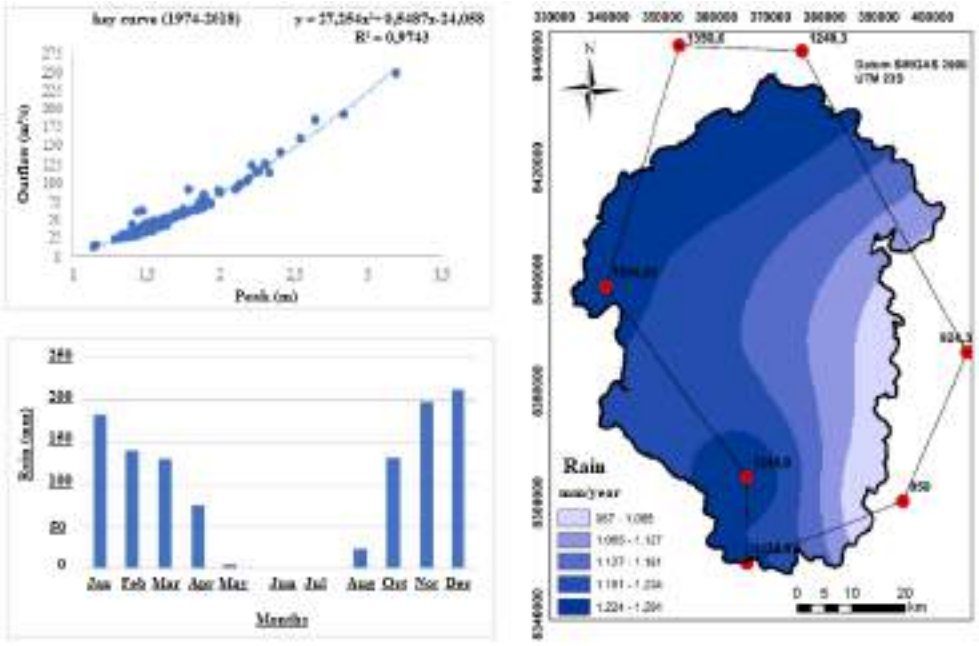


Figure 5. Rainfall time series and average values from monitoring stations [42,43,44].

Table 2. Average annual R-Factor for the river Corrente watershed and intensity index [50].

R factor index [47] (MJ mm h ha^{-1} $year^{-1}$)		**Annual average of the R factor (MJ mm h ha^{-1} $year^{-1}$)**			
		1990	2000	2010	2021
Very low	< 2,500				
Low	2,500 < R < 5,000	4,987			
Average	5,000 < R < 7,000				
High	7,000 < R < 10,000		7,896	7,675	7,396
Very high	R > 10,000				

2.2.3 Topographic (LS)

The LS factor corresponds to the length of the ramp (L) and the slope of the terrain (S). At the scale of watersheds, obtaining the LS involves the elevation model of the area. This study used the Topodata model (30 m) obtained from the Geomorphometric Database of Brazil [51], elaborated from the kriging refinement of SRTM (Shuttle Radar Topograph Mission) data [52]. In the QGIS 3.16.9 program, the TauDEM 5.12 tool was used for removing noise and outliers. Afterwards, the digital elevation model was converted to the American Standard Code for Information format Interchange (ASCII), and inserted into the LS-TOOL program [53], which performs the following equations:

$$LS = L * S \quad (2)$$

$$L = (\lambda/22.13)^m \quad (3)$$

$$m = \beta (1 + \beta) \quad (4)$$

$$\beta = (\text{sen } \theta) / [3 * (\text{sen } \theta)^{0.8} + 0.56] \quad (5)$$

$$S = 10.8 * \text{sen } \theta + 0.03 \text{ if } \theta < 9\% \quad (6)$$

$$S = 16.8 * \text{sen } \theta - 0.50 \text{ if } \theta \geq 9\% \quad (7)$$

Where: λ = slope length; m = exponent of the variation length-slope; β = factor that varies with the slope of the terrain; θ = angle of inclination.

2.2.4 Land Use Land Cover (CP)

Soil cover (C) and management practices (P) vary from 0 to 1, with values closer to zero indicating greater vegetation cover and conservation practices in land use. There are different methods for obtaining the C factor in the literature. Traditional empirical methods use the soil loss ratio (RPS) in an experimental plot, with vegetation cover in the development stage and another with exposed soil, and its relationship with the monthly erosivity (R). Thus, soil loss is reduced as the phenological cycle of the crop progresses [54].

However, in Brazil there is still a lack of experiments to obtain the C factor, and values from the literature are often used. Empirical methods assign weight values based on the identification and classification of plant species present in the area, considering vegetation height, canopy density and cover, root depth and identification of soil management practices, such as plowing, irrigation and fertilizer application. Thus, it is possible to calculate the average value of the CP factor by weighting the values of each type of vegetation cover and adopted management.

In this study, land use and land cover classes (LULC) were obtained from the MapBiomas project database using Google Earth Engine [56]. Based on the LULC classes, maps of the C factor were generated for the years 1990, 2000, 2010 and 2021, and the average C values available in the literature were assigned to each LULC class (table 3).

Table 3. CP factor for LULC classes in the Corrente river watershed.

LULC	CP	Bibliography
Gallery Forest	0,0010	[58]
Bush Savannah	0,013	[56]
Wood Savannah	0,050	[58]
Planted Pasture	0,125	[44]
Temporary Agriculture	0,143	[57]
Perennial Agriculture	0,20	[59]
Water	0,00	[10]
Urban	0,00	[44]

In addition to consulting the specialized literature, obtaining the C factor was performed by calculating the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) (equation 8) [55]. The NDVI is a measure obtained from the relationship between the difference in reflectances of the near infrared and visible red bands and the sum of these same reflectances (equation 9). This metric is highly sensitive to the amount and condition of vegetation present in a given area, and its values can vary on a scale ranging from -1 to 1. On surfaces where there is water or clouds, the NDVI variation will always be smaller what zero. The index is directly related to the photosynthetic activity of the plants, reflecting the ability of the vegetation cover to absorb energy and allowing the analysis of variations that occur over time in this cover.

$$C = (- NDVI + 1) / 2 \quad (8)$$

$$NDVI = (near\text{-}infrared - red) / (near\text{-}infrared + red) \quad (9)$$

Due to the lack of availability of monthly records of the NDVI index between 1990 and 2010, it was decided to carry out an evaluation based on the average monthly values of the NDVI for the year 2021. For this, Sentinel-2 images were used (Collection COPERNICUS/S2_SR_HARMONIZED) with a temporal resolution of 5 days and a spatial resolution of 10 meters, which allowed capturing the different cycles of vegetative growth [56]. Thus, the monthly loss of soil in this period was calculated.

As a way of evaluating soil losses under different land cover and land use (LULC), a supervised classification was performed based on the training of a deep learning model In recent years accurate land cover maps have used supervised classification of satellite images (Gómez et al., 2016). The Temporal Convolutional Neural Network (TempCNN) model was used from two thousand samples collected manually in the year 2021, using PlanetScope images as reference (Gorelick et al., 2017).

Training deep neural networks has two main challenges: the need for expertise to design the network architecture, choose the hyperparameters and decide how best to optimize it. However, these networks require less resource engineering compared to traditional classification algorithms and have shown greater accuracy in several tasks (Pelletier et al., 2019). Through Time Series Satellite Images (SITS) there is a combination of high temporal, spectral and spatial resolutions, which makes it possible to closely monitor the dynamics of vegetation. For this, a Sentinel-2 image cube containing twenty-four revisits was used. All processes up to the generation of the LULC map were performed in the Sits package of the R program (Simoes et al., 2021).

3. Results

The soil distribution in the watershed was as follows: Neossolo Quartzarênico (Entisol Quartzipsamment) cover the largest area, about 1,813.803 km² (47.24%); the Latossolos Vermelho-Amarelo (Oxisols) cover 635,591 km² (16.55%); the Neossolos Litólicos (Entisols Lithic) corresponds to 390,910 km² (10.18%); Chernossolos Litólicos (Chernozems) about 386,918 km² (10.07%); the Argissolos Vermelhos (Ultisols) correspond to 356,779 km² (9.29%), and the Cambissolos Háplicos (Inceptisols) with 255,357 km² (6.65%) (figure 6). A declividade média _____

The region is characterized by a transition between Bush Savannah and Field Savannah, and with an expansion of Agriculture and mainly of Planted Pasture, which can influence soil erosion and consequent production of sediments. The cycle of natural plant growth in the Cerrado begins quickly with the first rains, generally between October and December, reaching maximum coverage between February and March. However, plants do not change their leaves at the same time in some deciduous species.

The Field Savannah areas (51.69%) are characterized by low vegetation cover, with a wide variety of herbaceous grass species and some sparse shrubs. This type of natural vegetation is largely under Entisols Quartzipsamments, and has been undergoing partial removal with the advance of Planted Pasture, being considered a high risk region for water erosion. The regions covered by Bush Savannah (15.18%) are historically the most affected by the advance of Planted Pasture (25.52%) over the last four decades. The rest of the mapped classes added together, agriculture (3.56%), Bare Soil (3.82%), Urban (0.23%) and Water (0.33%), totaling only 7.94% of the watershed (figure 7).

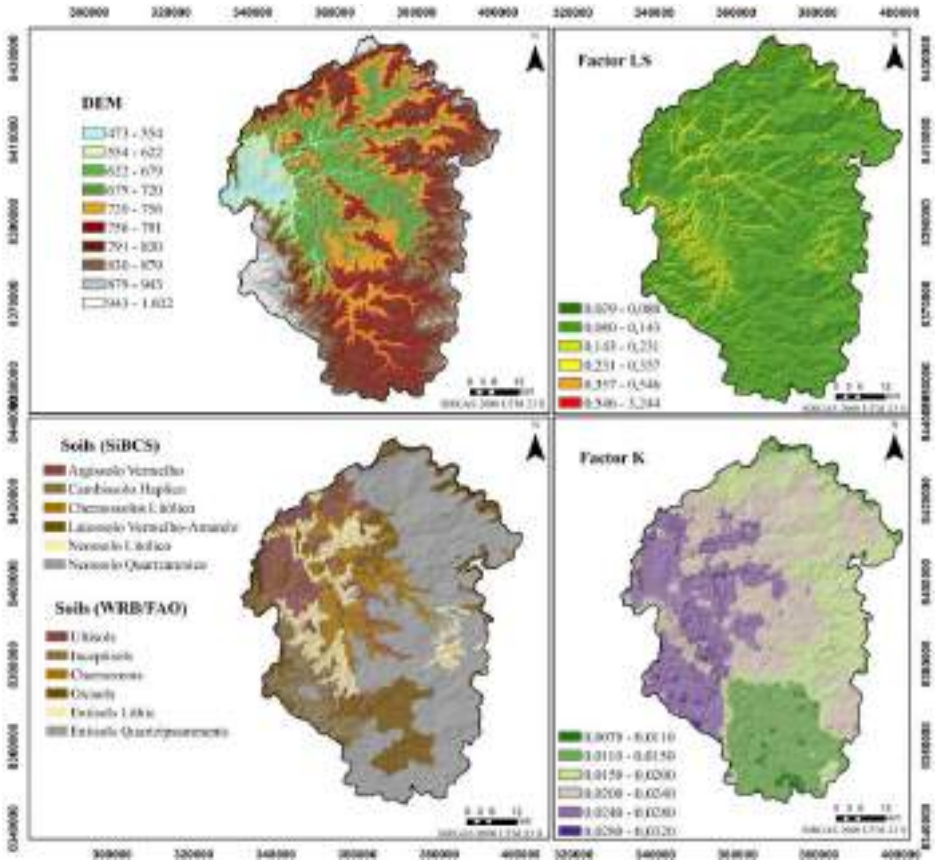


Figure 6. Digital Elevation Model (DEM) and watershed soils, and their respective topographical (LS) and erodibility (K) factors.

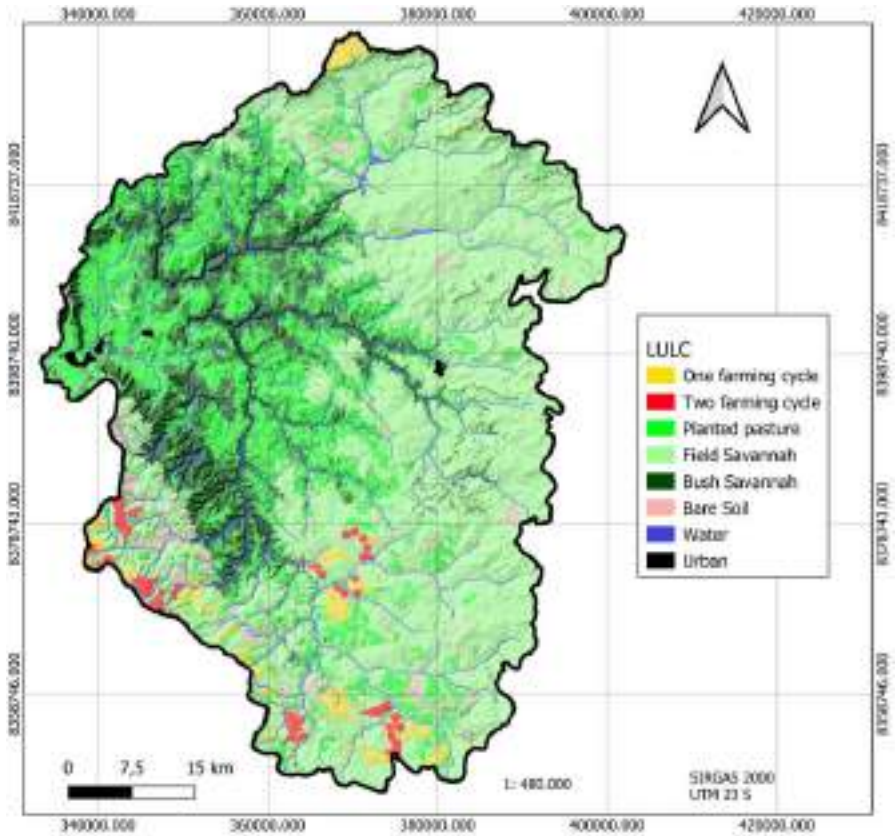


Figure 7. Land use and land cover from the Sentinel-2 image cube with 28 observations for the year 2021.

The two seasons of the year are well defined and are fundamental to understanding the high potential for soil loss in the biome. Torrential rains with greater erosive power begin in December in a scenario of vegetation cover still growing and with the canopy spaced out, resulting from the dormancy of tree species during the dry period of the Cerrado. The values of the R factor and the monthly rainfall volume for the years 1990 to 2021 can be seen in the table 4.

Table 4. Distribution of rainfall and erosivity (R) in months and years.

	Rain (mm)				**Factor R (MJ mm ha^{-1} h^{-1})**			
	Years				Years			
Months	1990	2000	2010	2021	1990	2000	2010	2021
January	91	258	103	136	452.00	1,906.39	440.29	754.32
February	106	137	72	228	584.24	657.40	241,09	1,798.82
March	189	222	311	9	1,545.40	1,480.58	2,824,73	7.83
April	40	63	98	159	113.42	177.97	404.94	981.05
May	40	0	10	0	113.42	0	8.71	0
June	0	0	0	6	0	0	0	3.96
July	12	0	0	0	14.96	0	0	0
August	44	0	0	0	133.14	0	0	0
September	61	0	17	0	230.65	0	21.27	0
October	43	95	87	90	128.09	355.14	331.45	376.68
November	48	245	301	133	154.12	1,747.61	2,673.64	726.54
December	187	230	139	285	1,517.99	1571,42	728,96	2,618.13
All	861	1,250	1,138	1,046	4,987.47	7,896.54	7,675.11	7,267.37

4. Discussion

Changes in land cover dynamics (C) and erosive potential of rainfall (R) were compared with soil losses (A) estimated in the watershed in 2021. To understand the behavior of these processes throughout the year, data were used remote sensing and geoprocessing, allowing a detailed analysis of seasonal patterns of vegetation cover and the erosive potential of rainfall (figure 8). In addition, information from the specialized literature was used to support the interpretation of the results obtained.

The Field Savannah areas (51.69%) showed an average soil loss of 7.62 Mg ha^{-1} ano^{-1}. This value is the highest among the mapped coverage classes. This is due to spaced vegetation and under the condition of Entisols Quartzipsamments. In this environment, soil management and conservation strategies are essential, to further prevent the removal of natural vegetation and worsening erosion and sediment production, which are ultimately directed to caves and water bodies.

In the agricultural areas (3.56%) the soil loss values are very close to those observed in the Field Savannah regions. This happens at the beginning of the torrential rains (December), when the agricultural cycle begins and occurs when the soil is exposed after the harvest of the previous cycle. Agricultural areas have increased over the last few decades, with the development of embedded irrigation in rivers and lakes, to supply the center pivot system. These irrigation systems must be evaluated regularly through monitoring and control of water discharge, whether superficial or underground.

Bare soil areas (3.82%) show soil losses similar to Field Savannahs. Uncontrolled deforestation, intensive agriculture, unsustainable use of water resources, climate

change, are some of the aggravating factors that can lead to desertification phenomena. In contrast, the Bush Savannah and Planted Pasture areas showed moderate soil losses, ranging between 3.42 and 3.44 Mg ha^{-1} ano^{-1} (table 5). The average soil loss in the watershed was 29.73 Mg ha^{-1} ano^{-1}, which is higher than the soil loss tolerance for the Cerrado, which varies between 4 and 12 Mg ha^{-1} ano^{-1} [51].

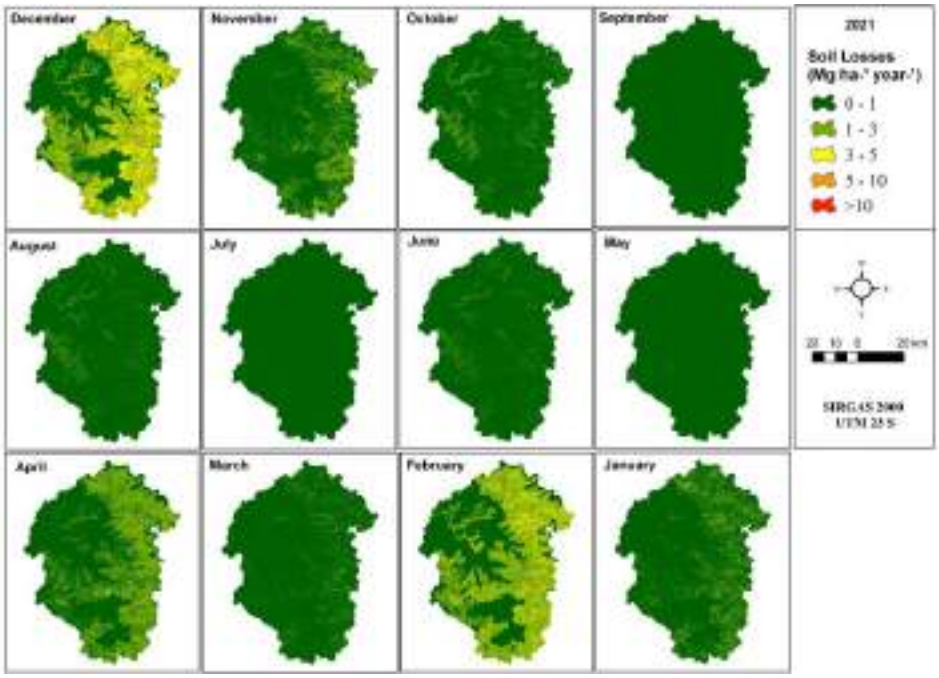


Figure 8. Distribution of soil losses during the months in 2021.

Table 5. Soil losses according to the main beige cover classes.

LULC	Area	Soil Losses (Mg ha^{-1} year^{-1})												
	(%)	jan	feb	mar	apr	may	jun	jul	aug	sep	oct	nov	dec	All
Field Savannah	51.69	0.69	2.03	0.01	1.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.56	0.78	2.47	7.62
Bush Savannah	15.18	0.22	1.08	0.00	0.48	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.58	0.25	0.83	3.42
Planted Pasture	25.52	0.31	0.86	0.00	0.49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.31	0.32	1.12	3.44
Agriculture	3.56	0.46	1.31	0.01	1.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.62	0.94	3.13	7.61
Bare Soil	3.82	0.79	1.82	0.01	1.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.48	0.79	2.68	7.64
Urban	0.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Water	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
All	100	2.47	7.10	0.03	4.24	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	2.55	3.07	10.23	29.73

The Quartzpsamment Entisol are the largest group (47.26%), and the Oxisols the smallest (16.55%). In the Cerrado, Entisol Quartzpsamment have a sandy texture, with low capacity to retain water and nutrients, and the shallow depth limits the development of plant roots, with a tendency to have a low pH and favor plant species adapted to conditions of low fertility and availability of nutrients. water, such as grasses and thorny shrubs, considered soils with high susceptibility to erosion [60, 61]. These

results indicate that the watershed is subject to high erosion processes, especially in the Field Savannah areas under Quartzpsamment Entisol.

The Oxisols are old and deep, with high aluminum saturation and low base saturation, with high iron and aluminum contents, sandy-clay texture and relatively low natural fertility, and have the lowest rates of soil loss (table x). On the other hand, Inceptisols are highly susceptible to erosion, especially in conditions of steep slopes and heavy rainfall. These soils have an incipient B horizon with little differentiation in relation to the horizon, with more sandy textures, low natural fertility and little accumulation of mineral and organic matter [61, 64].

Lithic Entisols are also shallow soils and occur in stony areas and with rocky outcrops, with low water storage capacity, limitations for the development of agricultural crops [61]. Chernozems have a dark surface horizon due to the presence of organic matter and greater water retention capacity, but they have a more sandy texture in the region and are more common in areas with more rugged terrain. Utilsols, on the other hand, have a clayey texture and generally good natural fertility with the presence of weathered minerals, such as clays and iron oxides, but low water retention [61].

Table 6. Monthly soil losses in the different types of soil in the watershed.

Soil (WBR)	**Area (%)**	**Soil Losses (Mg ha^{-1} year^{-1})**									
		jan	feb	mar	apr	jun	aug	oct	nov	dec	All
Ultisols	9.29	0.333	0.102	0.001	0.177	0.001	0	0.14	0.1	0.362	1.216
Inceptisols	6.65	1.348	0.456	0.005	0.716	0.002	0.001	0.406	0.511	1.721	5.166
Chernozems	10.07	0.364	0.103	0.001	0.19	0.001	0	0.171	0.108	0.368	1.306
Oxisols	16.55	0.197	0.067	0.001	0.106	0	0	0.062	0.075	0.259	0.767
Entisols Lithic	10.18	1.955	0.492	0.005	0.923	0.005	0.002	0.926	0.52	1.792	6.62
Entisols Quartzpsammen	47.26	2.432	0.855	0.008	1.32	0.004	0.002	0.696	0.959	3.077	9.353
All	100	6.629	2.075	0.021	3.432	0.013	0.005	2.401	2.273	7.579	24.428

The change in land use and cover that has occurred over the last four decades is associated with the replacement of Bush Savannah to Planted Pasture areas. With the advancement of agricultural technology, the natural vegetation is increasingly threatened. In figures X and X it is possible to visualize the relationship between vegetation cover, erosion potential and soil losses in each mapped class.

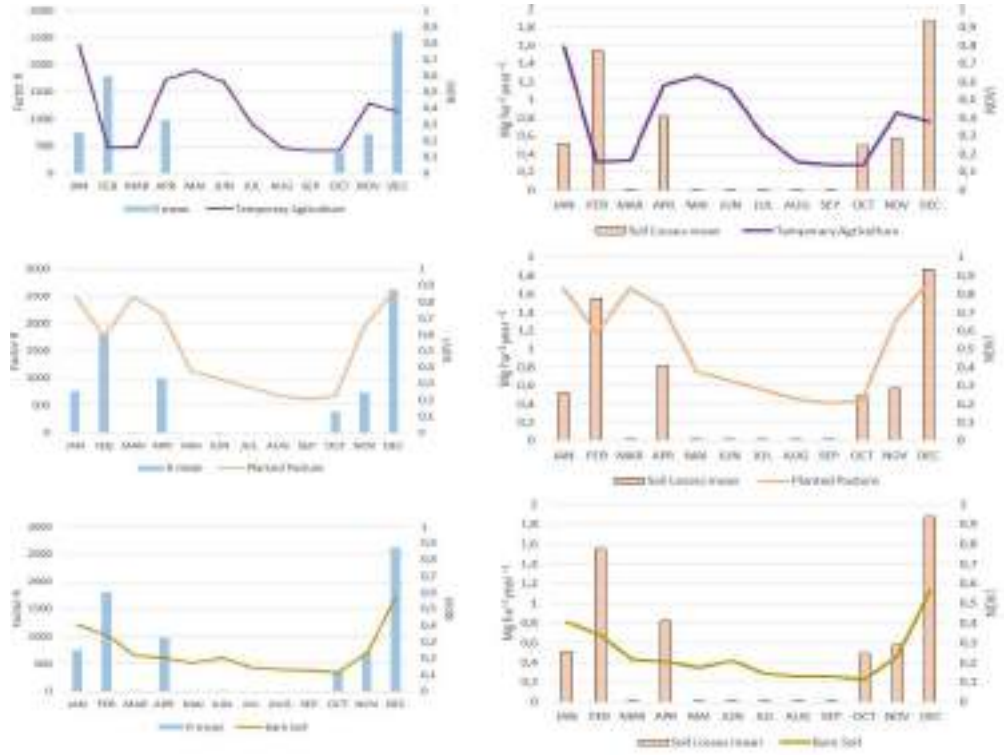


Figure 9. LULC variation from NDVI in anthropized areas, and the relationship between erosivity (R) and soil loss (A).

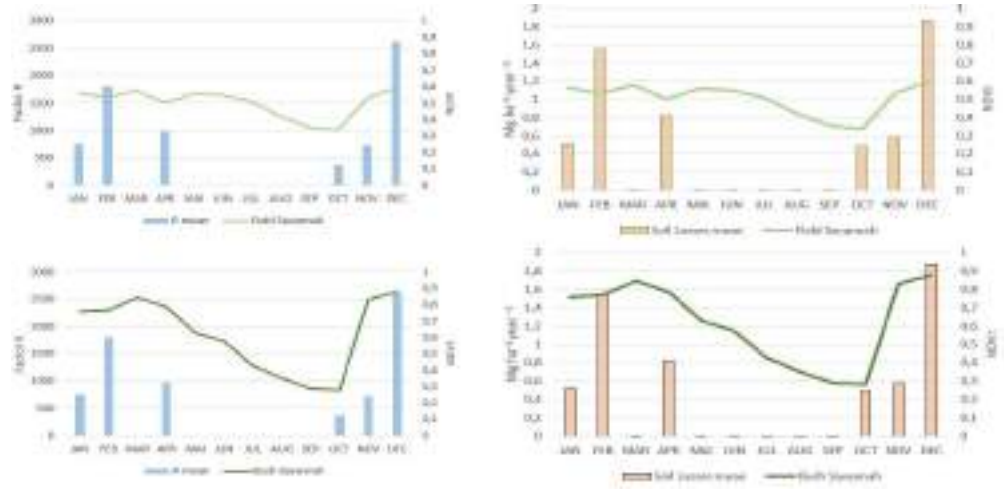


Figure 10. LULC variation from NDVI in natural areas, and the relationship between erosivity (R) and soil loss (A).

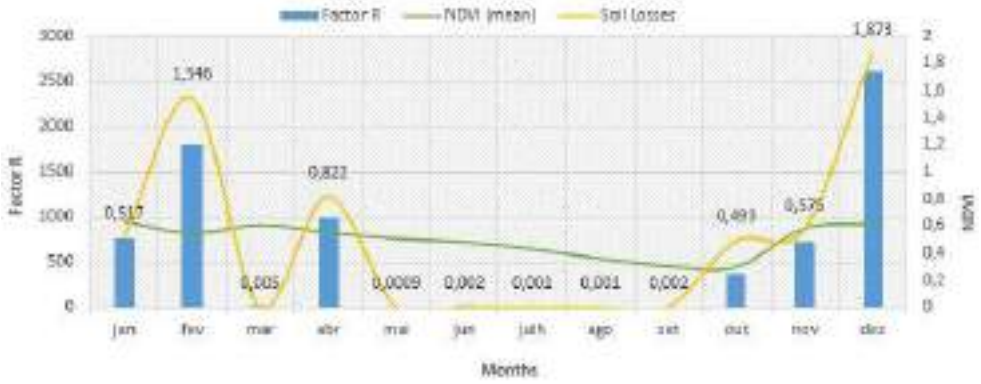


Figure 2. Monthly soil losses in the different types of soil in the watershed.

Table 1. Perdas de Solo

Category		**Soil losses mean Mg ha^{-1} year^{-1}**			
Mg ha^{-1} year^{-1}		**1990**	**2000**	**2010**	**2021**
0-2,5	Low				
2,5-5	Mild/Moderate				
5-10	Moderate				
10-15	Moderate/High				
15-25	High	20,57			
25-100	Very High		32,59	29,16	30,24
>100	Extremely High				

Table 2.

LULC	**Soil losses mean (Mg ha^{-1} year^{-1})**			
	2021	2010	2000	1990
Bush Savannah	10,181	10,567	10,563	6,668
Planted Pasture	25,355	27,354	30,543	19,315
Temporary Agriculture	41,091	38,203	55,633	31,479
Field Savannah	54,915	48,071	57,289	36,207

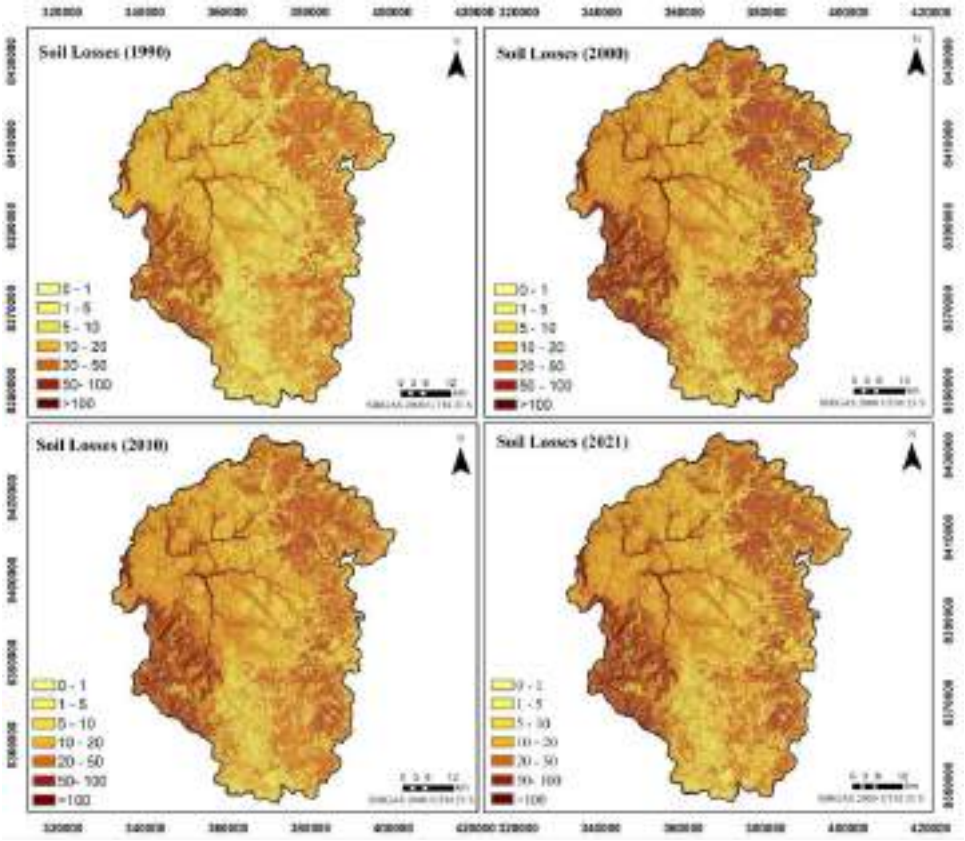


Figure 2. Distribution of soil losses in different years separated by a decade.

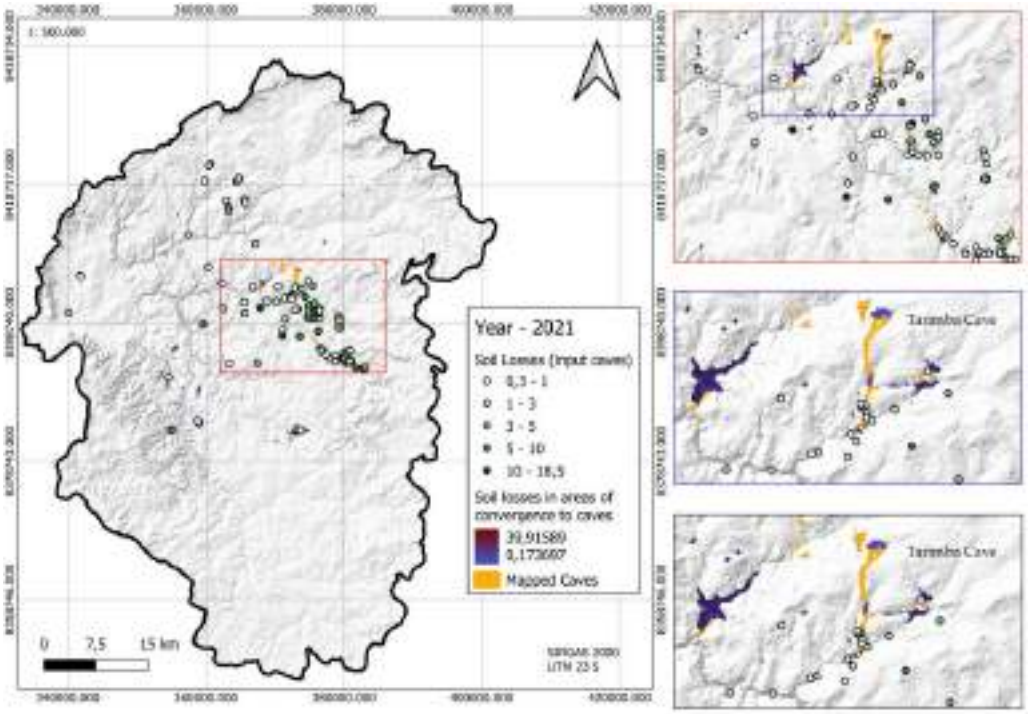


Figure 2.

5. Conclusions

A combinação de métodos de análise, dados de sensoriamento remoto e informações da literatura especializada permitiu uma avaliação detalhada das perdas de solo na região, fornecendo subsídios para o desenvolvimento de estratégias de manejo e conservação ambiental adequadas e eficazes.

Este estudo pode subsidiar a formulação de estratégias e políticas voltadas à conservação do solo e dos recursos hídricos na região estudada, considerando as características específicas do bioma Cerrado e suas particularidades sazonais. Com a crescente pressão sobre esses ecossistemas, o conhecimento detalhado da dinâmica das perdas de solo é fundamental para o desenvolvimento de práticas de uso sustentável da terra e a mitigação dos impactos ambientais. A combinação de métodos de análise amplia a compreensão dos processos erosivos e fornecem insights valiosos para futuros estudos e aprimoramento das estratégias de conservação ambiental na região do bioma Cerrado.

Acknowledgments: This study is part of the project 'Hydrological and geomorphological susceptibility of the headwaters of the Rio Vermelho' nº 01/2018 and of the UNESCO International Sediment Initiative-ISI/LAC. The authors would like to acknowledge the financial support of CAPES-Brasil.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest

References

1. Ford, D.; Williams, P. Karst Hydrogeology and Geomorphology. 2nd ed.; Wiley: Chichester, 2007; p.576. https://doi.org/10.1002/9781118684986
2. Gunn, J. Encyclopedia of Caves and Karst Science. 2nd ed. New York: Routledge, 2019; p.1970. https://doi.org/10.4324/9780203483855
3. Palmer, A.N. Geomorphic interpretation of karst features. In: Lafleur, R.G. Groundwater as a Geomorphic Agent. Boston: Allen and Unwin, 1984; pp.173-209. https://doi.org/10.1029/EO066i005p00044
4. Waele, D., Gutiérrez, F. Karst Hydrogeology. In: Karst Hydrogeology, Geomorphology and Caves. 1nd ed, John Wiley & Sons Ltd. 2022; pp. 260-335. https://doi.org/10.1002/9781119605379.ch5
5. Hardt, R. Carstificação em Arenitos: Aproximação com o Suporte de Geotecnologias. Thesis (doctorate degree). Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Rio Claro-SP, 2011; p.224. https://doi.org/10.13140/RG.2.1.3307.3362
6. Laureano, F. V. Karmann, I. Sedimentos clásticos em sistemas de cavernas e suas contribuições em estudos geomorfológicos: uma revisão. Revista Brasileira de Geomorfologia, 2013, 14; pp.23-33. https://doi.org/10.20502/rbg.v14i1.306
7. Caldeira, D., Uagoda, R., Nogueira, A., Garnier, J., Sawakuchi, A., Hussain, Y. Late Quaternary episodes of clastic sediment deposition in the Tarimba Cave, Central Brazil, Quaternary International, 580, 2021, pp. 22-37. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.01.012
8. Corrêa, E., Moraes, L., Pinto, S. Estimating soil erodibility and soil loss tolerance of the mideastern Sao Paulo state. Geociências, 2015, 34; pp. 848–860. https://doi.org/10.1590/18069657rbcs20150497
9. Marques, J.J.G.S.M.; Curi, N.; de Lima, J.M.; Ferreira, M.M.; Silva, M.L.N.; Ferreira, D.F. Estimation of erodibility from attributes of soils with argillic horizon in Brazil. Revista Brasileira de Ciência do Solo, 1997, 21 (3); pp. 457–465. https://doi.org/10.1590/s0100-06831997000300015
10. Silva, A.M. Rainfall erosivity map for Brazil. Catena, 57, 2004; pp. 251–259. doi:10.1016/j.catena.2003.11.006
11. Hernani, L.C.; Freitas, P.L.; Pruski, F.F.; de Maria, I.C.; Castro Filho, C.; Landers, J.C. Soil erosion and its impacts. In: Manzatto, C.V., Freitas Junior, E.; Peres, J.R.R. (Eds.) Uso Agrícola Dos Solos Brasileiros. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2002; pp. 47–60.
12. Bertoni, J. C., Lombardi Neto, F. Conservação do Solo. In: Manejo e conservação do solo, Oficina de Textos, 2014; pp. 111-141.
13. Breckle, S.W. Walter's Vegetation of the Earth: The Ecological Systems of the Geo-Biosphere, Springer Berlin Heidelberg, 4nd ed., 2002; p.527.

14. Chaves, H.M.L. Relações de aporte de sedimento e implicação de sua utilização no pagamento por serviço ambiental em bacias hidrográfias. Rev. Bras. Ciência do Solo, 34, 2010; PP. 1469–1477. https://doi.org/10.1590/s0100-06832010000400043
15. Wischmeier, W.H.; Smith D.D. Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning. Washington, DC: USDA. Agricultural handbook, 1978; p.537.
16. Nearing, M.A.; Foster, G.R.; Lane, L.J.; Finkner, S.C. A processbased soil erosion model for USDA – Water Erosion Prediction Project technology. Transactions of the American Society of Agricultural Engineers, 32 (5), 1989; pp. 1587–1593. https://doi.org/10.13031/201331195
17. Morgan, R. P. C.; Quinton, J. N.; Smith, R. E.; Govers, G.; Poesen, J. W. A.; Auerswald, K.; Chisci, G.; Torri, D.; Styczen, M. E. The European soil erosion model (EUROSEM): a dynamic approach for predicting sediment transport from fields and small catchments, Earth Surf. Proc. Land., 23, 1998; pp. 527–544, https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(199806)23:6<527::AID-ESP868>3.0.CO;2-5
18. Gavrilovic, Z. The use of empirical method (Erosion Potential Method) for calculating sediment production and transportation in unstudied or torrential streams. In: White, W.R. (ed.), International Conference on River Regime; Chichester, 1988; pp. 411–422.
19. Renard, K.G,; Foster, G.R.; Weesies, G.A; McCool, D.K.; Yoder, D.C. Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation(RUSLE). Agriculture Handbook, USDA-ARS, 703, 1997; p.407.
20. Morgan, R. P. C.; Nearing, M. A. Handbook of erosion modeling. West Sussex: Wiley-Blackwell, 2011.
21. Karydas, G. C.; Panagos, P.; Gitas, I.Z.A classification of water erosion models according to their geospatial characteristics, International Journal of Digital Earth, 7 (3), 2014; pp. 229-250. https://doi.org/10.1080/17538947.2012.671380
22. Campos, J. E.; Dardenne, M. A. Estratigrafia e Sedimentação da Bacia Sanfranciscana: Uma Revisão. Revista Brasileira de Geociências, 27 (3), 1997; pp. 269-282.
23. Iglesias M.; Uhlein A. Estratigrafia do Grupo Bambuí e coberturas fanerozóicas no vale do rio São Francisco, norte de Minas Gerais. Revista Brasileira de Geociências, 39(2), 2009; pp. 256-266. https://doi.org/10.25249/0375-7536.2009392256266
24. Gaspar, M.T.P.; Campos, J.E.G. The Urucuia Aquifer System. Rev. Bras. Geociências, 37, 2007; pp. 216–226. doi:10.25249/0375-7536.200737s4216226
25. Cherem, L. F. S.; Varajão, C. A. C. O papel da lito-estrutura do carste na morfodinâmica cenozóica da Serra Geral de Goiás (GO/TO/BA): aproximações iniciais. Revista Geonorte , 10, 2014; pp. 180-184.
26. Vieira, M. S. B. Estudo das vazões em períodos de recessão hídrica no sistema aquífero Urucuia. Thesis (Doctorate in Applied Geosciences). Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, 2021.
27. Cardoso, M.R.D.; Marcuzzo, F.F.N.; Barros, J.R. Classificação climática de Köppen-Geiger para o Estado de Goiás e o Distrito Federal. Acta Geográfica, 8(16), 2014; pp. 40-55. https://doi.org/10.5654/actageo2014.0004.0016
28. Hussain, Y.; Uagoda, R. GIS-Based Relief Compartment Mapping of Fluvio-Karst Landscape in Central Brazilian Highlands. Int. J. Econ. Environ. Geol. 11, 4, 2020; pp. 61-64. https://doi.org/10.46660/ijeeg.Vol11.Iss4.2020.518
29. Castro, R.M.; Alves, W.S.; Marcionilio, S.M.; Moura, D.M.; Oliveira, D.M. Soil losses related to land use and rainfall seasonality in a watershed in the Brazilian Cerrado. Journal of South American Earth Sciences, 119, 2022; pp. 1-15. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.104020.
30. OSGeo. Annual General Meeting 2020 Proceedings. Link: http://download.osgeo.org/osgeo/osgeo-agm-2020.pdf
31. ESRI. (2020). ArcGIS 10.8. Link: https://www.esri.com/en-us/arcgis/products/arcgis-pro/resources
32. SIEG, Sistema Estadual de Geoinformação (SIEG). Instituto Mauro Borges de Estatísticas e Estudos Socioeconômicos - IMB. Link: http://www2.sieg.go.gov.br/
33. INMET, Instituo Nacional de Meteorologia. Ministério da Agricultura e Pecuária. link: https://portal.inmet.gov.br/
34. ANA, Agência Nacional de Águas. HIDROWEB v3.2.7. Séries Históricas de Estações. Link: https://www.snirh.gov.br/hidroweb/serieshistoricas
35. Godoi, R. F.; Rodrigues, D. B. B.; Borrelli, P.; Oliveira, P. T. S. High-resolution soil erodibility map of Brazil. Science of The Total Environment. 781, 2021. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.146673.
36. Nunes, J.G.S. Mapeamento de solos através de técnicas diretas e indiretas na APA Nascentes Do Rio Vermelho, Mambaí-GO. Masters dissertation, Universidade de Brasília, 2020. 110p.
37. INPE, Instituto nacional de Pesquisas Espaciais. Banco de Dados Geomorfométricos do Brasil (TOPODATA). Link: http://www.dsr.inpe.br/topodata/. Access at: jun. 2022.
38. SiBCS, Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária - Embrapa Solos. Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento, 5nd, 2021; 355p.
39. Rennó, C. D.; Soares, J. V. Conceitos básicos de Modelagem Hidrológica. In: Meirelles, M. S. P.; Camara, G.; Almeida, C. M. Geomática: Modelos e Aplicações Ambientais. Embrapa-DF, 1nd, 2007; pp. 531-556.
40. Santos, H. G. dos; Jacomine, P. K. T.; Anjos, L. H. C. dos; Oliveira, V. A. de; Lumbreras, J. F.; Coelho, M. R.; Almeida, J. A. de; Araujo Filho, J. C. de; Oliveira, J. B. de; Cunha, T. J. F. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. 5. ed. rev. e ampl. Brasília, DF: Embrapa, 2018.

41. Bertoni, J. C.; Lombardi Neto, F. Conservação do Solo. In. Manejo e conservação do solo, 2nd Oficina de Textos, 2014; pp. 111-141.
42. Eduardo, N.; Carvalho, D.; Machado, R.; Soares, P.; Almeida, W. Erodibility, soil cover and management and conservation practices in rainfed ultisol. Rev. Bras. Ciênc. Solo, 37, 3, 2013; pp. 1-8. https://doi.org/10.1590/S0100-06832013000300026
43. Raimo, L. A.; Amorim, R. S.; Torres, G. N.; Bocuti, E. D.; Couto, E. G. Variabilidade espacial da erodibilidade no estado de Mato Grosso, Brasil. Revista de Ciências Agrárias, 2019; 42, 1, pp. 55-67. https://doi.org/10.19084/RCA18122
44. Bertol, I.; Schick, J.; Batistela, O. Razão de perdas de solo e fator C para as culturas de soja e trigo em três sistemas de preparo em um cambissolo húmico alumínico. Revista Brasileira de Ciência do Solo, 25, 2001; pp. 451–461. https://doi.org/10.1590/S0100-06832001000200021
45. Silva, A.M.; Silva, M.L.N.; Curi, N.; Avanzi, J.C.; Ferreira, M.M. Erosividade da chuva e erodibilidade de Cambissolo e Latossolo na região de Lavras, sul de Minas Gerais. R. Bras. Ci. Solo, 2009, 33:1811-1820. https://doi.org/10.1590/S0100-06832009000600029
46. Castro, W.; Castro, M.; Lima, J.; Oliveira, L.; Rodrigues, C.; Figueiredo, C. Erodibilidade de solos do cerrado goiano. Revista em Agronegócio e Meio Ambiente – RAMA, 4, 2, 2011; pp. 1-16. https://doi.org/10.17765/2176-9168.2011v4n2p%25p
47. ANA, Agência Nacional de Águas. Sistema Nacional de Informações sobre Recursos Hídricos (SNIRH). HidroWeb [Internet]. Brasília: SNIRH, c2021 [citado em 05 de 05 de 2023]. Disponível em: https://www.snirh.gov.br/hidroweb/.
48. INMET, Instituto Nacional de Meteorologia. Brasília: INMET, 2021. Disponível em: https://portal.inmet.gov.br/. Access at: 29/05/2023.
49. SIAGAS-CPRM, Sistema de Informações de Águas Subterrâneas - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Brasília: CPRM, c2021. Disponível em: http://siagasweb.cprm.gov.br/. Access at: 29/05/2023.
50. Lombardi Neto, F.; Moldenhauer, W.C. Erosividade da chuva: sua distribuição e relação com as perdas de solo em Campinas (SP). Bragantia, Campinas, 51(2), 1992. https://doi.org/10.1590/S0006-87051992000200009
51. Galdino, S. Distribuição espacial da erosividade da chuva no Estado de Goiás e no Distrito Federal. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite. Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento, 29, 2015; p. 19.
52. Santos, C.N. El Niño, La Niña e a erosividade das chuvas no Estado do Rio Grande do Sul. Universidade Federal de Pelotas. Faculdade de Agronomia Eliseu Maciel, Programa de Pós-Graduação em Agronomia. 2008; p.140.
53. Valeriano, M. M.; Albuquerque, P. C. G. Topodata: processamento dos dados SRTM. São José dos Campos, SP: INPE: Coordenação de Ensino, Documentação e Programas Especiais (INPE-16702-RPQ/854). 2010, p. 79.
54. USGS, United States Geological Survey. Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), órbita 224 e ponto 073, Global Land Cover Facility, University of Maryland, College Park, Maryland, 2000.
55. Zhang, H.; Yang, Q; Li, R.; Liu, Q.; Moore, D; He, P.; Ritmsema, C.J.; Geissen, V. Extension of a GIS procedure for calculating the RUSLE equation LS factor. Computers & Geosciences, 52, 2013; pp. 177-188. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.09.027
56. Gyssels, G.; Poesen, J.; Liu, G.; Van Dessel, W.; Knapen, A.; De Baets, S. Effects of cereal roots on detachment rates of single- and double-drilled topsoils during concentrated flow. European Journal of Soil Science, 57, 2006; pp. 381–391. https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2005.00749.x
57. Durigon, V.L.; Carvalho, D.F.; Antunes, M.A.H.; Oliveira, P.T.S.; Fernandes, M.M. NDVI time series for monitoring RUSLE cover management factor in a tropical watershed. International Journal of Remote Sensing. 35(2), 2014; pp. 441–453. https://doi.org/10.1080/01431161.2013.871081.
58. Pelletier, C.; Webb, G.I.; Petitjean, F. Rede Neural Convolucional Temporal para Classificação de Séries Temporais de Imagens de Satélite. Remote Sens. 2019; 11, 5, 523. https://doi.org/10.3390/rs11050523
59. Gómez, C.; White, J.C.; Wulder, M.A. Optical remotely sensed time series data for land cover classification: A review. ISPRS J. Photogramm. Remote Sens. **2016**; 116, 55–72. https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2016.03.008
60. Gorelick, N., Hancher, M.; Dixon, M.; Ilyushchenko, S.; Thau< D.; Moore, R. Google Earth Engine: Planetary-scale Geospatial Analysis for Everyone. Remote Sensing of Environment. 2017; 202, 18-27. https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.06.031
61. Simoes, R.; Camara, G.; Queiroz, G.; Souza, F.; Andrade, P. R.; Santos, L.; Carvalho, A.; Ferreira, K. Satellite Image Time Series Analysis for Big Earth Observation Data. Remote Sens., n. 13, p. 2428, 2021. https://doi.org/10.3390/rs13132428
62. MapBiomas, Classes de cobertura da terra do Brasil. Google Earth Engine. Disponível em: https://mapbiomas.org/ferramentas. Access at: mai. 2023.
63. Oliveira, P. T. S.; Nearing, M. A.; Wendland, E. Orders of magnitude increase in soil erosion associated with land use change from native to cultivated vegetation in a Brazilian savannah environment. Earth Surface Processes and LandForms Earth Surf. Process. Landforms, 40, 2015; pp. 1524–1532. https://doi.org/10.1002/esp.3738
64. Helfer, F.; Lopes, F.; Risso, A.; Beltrame, L.; Merten, G. Estimativa da perda de solo por erosão laminar na bacia hidrgráfica do rio Cuiabá usando técnicas de geoprocessamento. XV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. 2003.
65. Barbosa, A. M. S.; Martorano, L. G.; Dos Santos, L. S., Oliveira Aparecido, L. E. Potencial erosivo das chuvas em simulador portátil em diferentes coberturas do solo. Revista ibero-americana de ciências ambientais, 9, 2018; pp. 200-209. https://doi.org/10.6008/cbpc2179-6858.2018.004.0017
66. Campos, J. C. Solos do Cerrado: caracterização, classificação e manejo. 2nd, Embrapa Informação Tecnológica, 2012.

67. Guimarães, M.F.; Oliveira, J.B.; Lopes, A.S. Solos do Cerrado. In: L.C. Donadio; C.C. Silva; M.F. Guimarães (Org.). Cerrado: Ecologia, Biodiversidade e Conservação. Ministério do Meio Ambiente, Brasília, 2008; pp. 137-148.

Disclaimer/Publisher's Note: The statements, opinions and data contained in all publications are solely those of the individual author(s) and contributor(s) and not of MDPI and/or the editor(s). MDPI and/or the editor(s) disclaim responsibility for any injury to people or property resulting from any ideas, methods, instructions or products referred to in the content.

CAPÍTULO 12

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UnB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG
PROGRAMA DE PÓS- GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS APLICADAS E GEODINÂMICA - PPGGAG

MANEJO EM TERRENOS CÁRSTICOS: ESTUDO DE CASO NA ÁREA DE PROTEÇÃO AMBIENTAL NASCENTES DO RIO VERMELHO – APANRV/GO

Elis Rejane Freire

Orientador(a): Prof(a). Dr(a) Rogério Elias Soares Uagoda

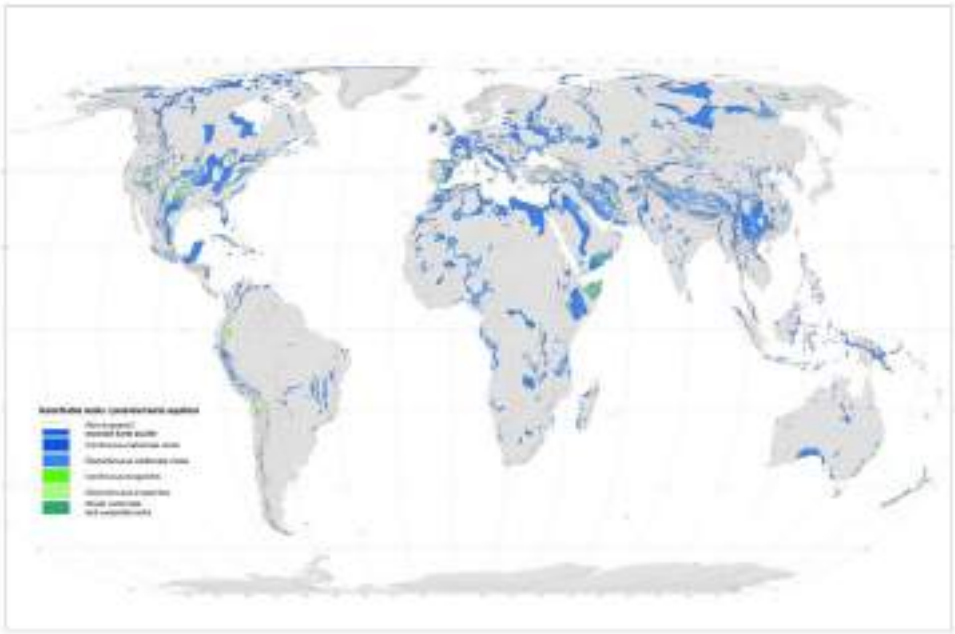
Brasília-DF, 29 de setembro de 2022

1. REFERENCIAL TEÓRICO

1.1 Terrenos cársticos tropicais & Fluviocarstes

As paisagens cársticas correspondem mundialmente a cerca de 20% da superfície terrestre (FORD & WILLIAMS, 1989). Desse percentual total 13,1% ocorrem em regiões de clima tropical e 3,7% em território brasileiro (GOLDSHEIDER et al., 2020) (Figura 1). Espacialmente singulares, as paisagens cársticas são extremamente importantes por serem fonte de água doce, recursos naturais, alta biodiversidade e belezas cênicas distinguíveis. Ademais sofrem alta propensão a impactos ambientais adversos e alto risco de poluição dos aquíferos cársticos (GOLDSHEIDER et al., 2020; KLAAS, et al., 2019).

Figura 1 – Distribuição global de rochas em terrenos cársticos



Fonte - GOLDSHEIDER et al., 2020

O terreno cárstico se desenvolve a partir de um sistema diferenciado de drenagem, com alta dissolução química de rochas especialmente solúveis como calcário, mármore e gesso combinados ao alto desenvolvimento da porosidade secundária de descontinuidades e fraturas (FORD & WILLIAMS, 2007). O carste compreende uma topografia distinta que se desenvolve como resultado da ação de dissolução da água em leito rochoso solúvel (BC, 2003) e excepcionalmente em rochas não solúveis como quartizitos e granitos (WILLEMS et al, 2002; PONTES, et. al.,2020). O carste é dessa forma um terreno exclusivo dotado de valores biológicos, hidrológicos, mineralógicos, científicos, culturais, recreativos e econômicos significativos (BC,2003).

Em função da diferenciação que ocorre entre a superfície do carste em relação ao carste subterrâneo é possível obter a formação de sistemas cársticos ainda que não exista uma superfície cárstica aparente (FORD & WILLIAMS, 2007). Regiões transicionais morfológicas com características fluviais e cársticas denominam-se de fluviocársticas, aonde os cursos dos rios estão em superfície e subsuperfície, podendo originar-se do sistema cárstisco ou não (WHITE,1988).

Os aquíferos fluviocársticos podem ser descritos como aqueles com referência definida a uma bacia de drenagem e complexo fluxo de materiais superficiais em aquífero subterrâneo proveniente de sedimentos dentro da bacia hidrográfica (HERMAN, 2012). Podendo ser considerada uma cavidade com as extremidades fechadas de vales cegos (*Blind valleys)* que evoluíram através de processos fluviais e cársticos (CULVER & WHITE, 2005). Para FORD & WILLIAMS (2007), o fluviocarste pode ser considerado uma paisagem de hidrologia subterrânea que se desenvolve como consequência da operação de dissolução e erosão mecânica por água corrente (Figura 2).

Figura 2 - Esboço da drenagem de um fluviocarste. Onde, Aa: correntes superficiais em rochas não cársticas; Ai: depressão fechada e Ad: área sobre rocha carbonática



Fonte - Adaptado de Herman, et al. 2012

A Figura 2 também ilustra a precipitação terminal na bacia e é distribuída em fluxo de superfície de três modos distintos de recarga no aquífero cárstico:

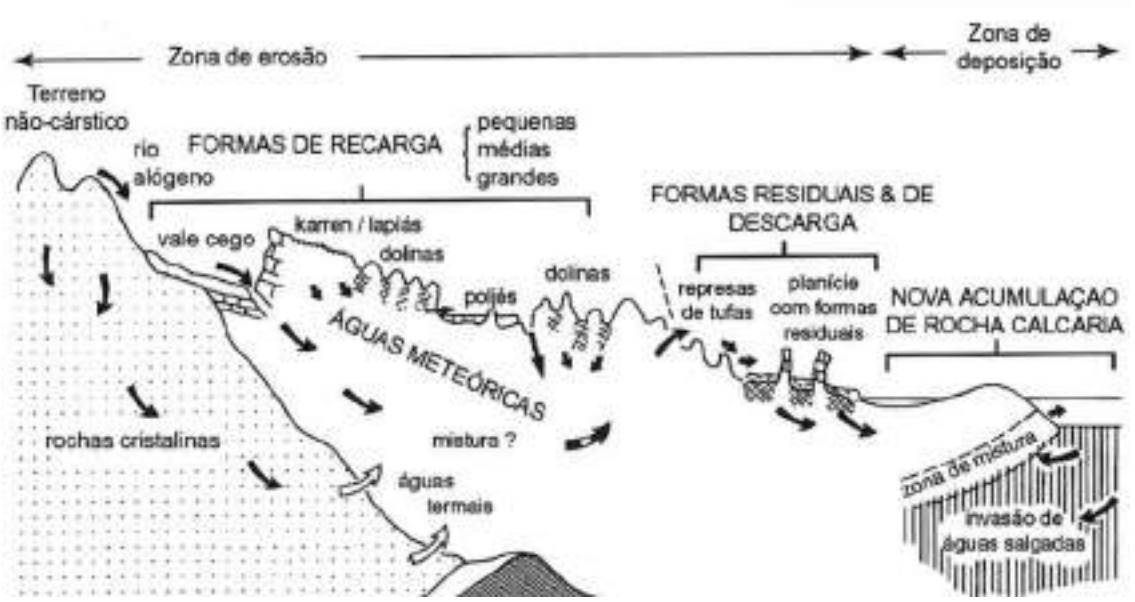
(i) Aa: recarga alogênica pelos fluxos de superfície que afundam com área de captação;

(ii) Ai: recarga por sobrefluxo, onde a água é drenada para depressões fechadas como escoamento interno com área coletiva;

(iii) Ad: recarga por infiltração dispersa de chuva diretamente pelo solo e pelo epicarste.

Algumas feições do sistema cárstico (Figura 3) são extremamente relevantes em carstes tropicais e aquíferos fluviocarsticos para compreensão prévia de processos importantes na gestão de recursos hídricos do carste ou para o próprio manejo de terrenos cársticos.

Figura 3 – Sistema cárstico com seus principais elementos e a circulação da água



Fonte – Travassos (2019)

Os vales cegos (*Blind valleys*) são definidos por Travassos (2019) como um tipo de fluviocarste, vale fluvial que se fecha subitamente à jusante, capturando a água por meio de um sumidouro ou ponor. Em um vale cego considerado verdadeiro, a água é drenada completamente e desaparece próxima do mesmo lugar e durante todo o ano. Enquanto os vales secos (*Dry valleys*) são vales fluviais sem rios devido a captura da água por sistema subterrâneo (TRAVASSOS, 2019).

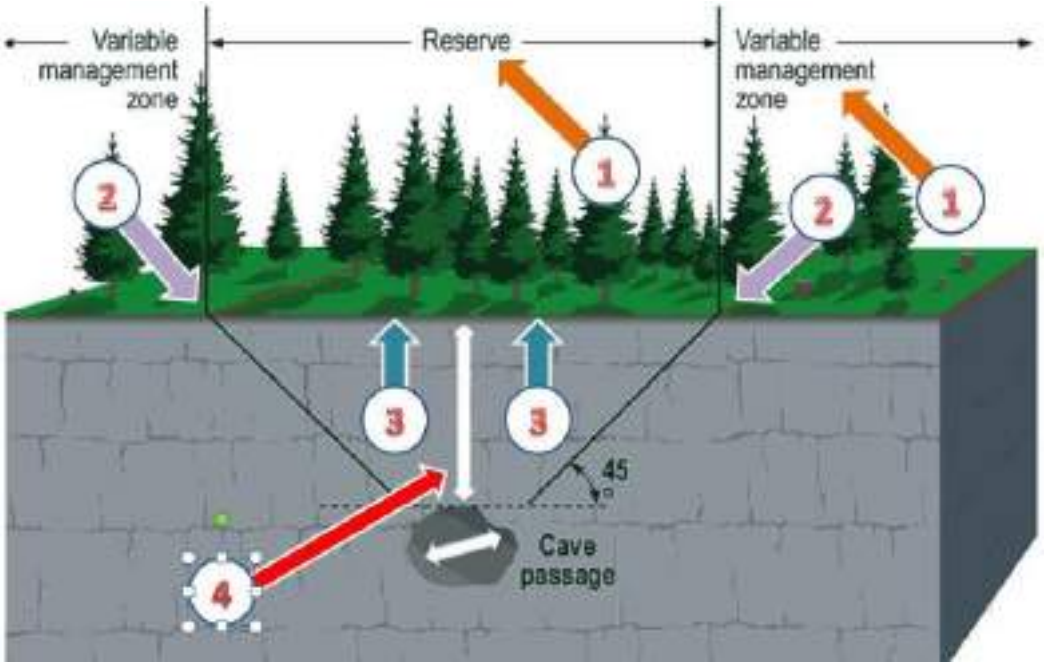
Sistemas alogênicos tem suas águas derivadas de fora do sistema cárstico, um sistema puramente alogênico (ou alóctone) deriva completamente da água que escoa de uma área de captação não cárstica vizinha (FORD & WILLIAMS, 2007). As bacias de drenagem que convergem para os nos sumidouros do fluviocarste, possuem em sua

maioria águas alógenas (HERMAN, et. al. 2012). Enquanto sistemas autogênicos são aqueles em que ocorrem inteiramente por rochas cársticas e derivam sua água apenas daquela precipitada sobre elas (FORD & WILLIAMS, 2007). Em grande maioria os sistemas cársticos são mistos, com materiais provenientes de ambos as formações, sejam de rochas cársticas (autogênicos) e não cársticas (alogênicos), considerado um sistema binário para Bakalowicz (2011).

Sedimentos clásticos são fragmentos transportados e deposicionados de rochas, podendo ser vistos em cavernas como depósitos de argilas, areias, siltes e ocasionais pedras e pedregulhos. A deposição ocorre em função da atividade intempérica das rochas de dentro da bacia de drenagem, porém podem ser de várias épocas, estendendo-se desde o Plioceno até o evento de tempestade mais recente (HERMAN, 2012).

Os conceitos a seguir referem-se ao manual de gestão cárstica de British Columbia (2003) onde áreas de captação cárstica compreendem todas as áreas e terrenos que contribuem com o escoamento superficial da água ou também para a recarga de um sistema cárstico. Inventários cársticos consistem num inventário em nível de planejamento realizados em escalas de 1:20.000 ou 1:50.000 com mapas de reconhecimento da área e circundante ao carste, demarcação dos limites da paisagem cárstica associado ao mapa de vulnerabilidade em 4 níveis de risco. As práticas de manejo em áreas de cavernas são ilustradas para terrenos sobre cavernas (Figura 4).

Figura 4 - Cenários para reservas e zonas de manejo acima de cavernas.



Fonte – British Columbia (2003)

O risco de contaminação de fluviocarstes e ambientes sensíveis como os sistema cársticos ocasionam o que PARISE 2015 denomina de geo-riscos cársticos, eventos perigosos geológicos (*geo-hazards*) ou hidrológicos que ocasionam eventos extremos até os desastres naturais. A vulnerabilidade de terrenos cársticos contribui para o aumento de georiscos, inclusive eventos críticos como inundações e poluição do aquífero cárstico.

Em decorrência da fragilidade dos terrenos cársticos é importante distinguir alguns conceitos frequentes na gestão do sistema cárstico. O risco em um contexto econômico corresponde a probabilidade de uma perda ou injúria, ou seja, a possibilidade de um efeito adverso de perda ou ferimento causado por exposição ao perigo (*hazard*). Atrelado a vulnerabilidade que pode denotar a suscetibilidade de um sistema responder a determinado perigo (*hazard*) referindo-se a fonte potencial de dano (GANOULIS,2009; YOUNG,2018).

Dessa forma o risco pode ser uma estimativa quantitativa (Equação 1) e não apenas qualitativa de um evento. Correspondendo a probabilidade de falha ou de perigo de determinado evento multiplicado pelo próprio dano, perigo (*hazard*).

$$RISCO = P\ (VULNERABILIDADE)\ X\ D(PERIGO) \tag{1}$$

Onde, P = probabilidade do perigo ou dano; D = perigo ou dano

O dano em terrenos cásticos corresponde principalmente aos geo-riscos, entretanto o carste é altamente vulnerável ao risco associado a contaminação e poluição dos recursos hídricos pela interferência direta dos agentes externos, desde atividades antrópicas como agricultura, mineração e indústria ou ao próprio processo de dissolução química de minerais carbonáticos (OLLIVIER, 2019; KASAKIS, et al.,2018; PARISE, 2015).

1.2 Legislação aplicada aos terrenos cársticos

As cavernas brasileiras que compõem o sistema cárstico subterrâneo são áreas dotadas de particularidade que integram a legislação brasileira e recebem amparo legal fundamental a sua proteção; uma legislação específica é a base para a gestão e manejo de

áreas nativas e esta é ausente em diversos países do mundo. Dessa forma, são consideradas bens da união, de acordo com Art. 20 da Constituição Federal (CF) de 1988 parágrafo X, as cavidades naturais subterrâneas e os sítios arqueológicos e pré-históricos.

A dissociação das cavernas aos sistemas cársticos não podem ocorrer devido a formação das cavernas ser inerente às formações cársticas, por isso quando a legislação incorpora o reconhecimento e proteção de cavernas o mesmo vale para todo o terreno cársticos. Reconhecidas como patrimônios culturais brasileiro (Artigo 216, CF/1988), as cavernas podem ser classificadas quanto a geologia, gênese, tamanho e características proeminentes (BOGLI, 1980).

Classificação proposta por Travassos (2019) categoriza cavernas primárias como normalmente as que se formam simultaneamente às rochas diferindo das de origem secundárias que se formam posterior a diagênese; podem ser identificadas cavernas em função do tipo de rocha - calcário, arenito, dolomito, halita ou conglomerados de rochas como em função da gênese. Cavernas epigênicas correspondem cerca de 80% das cavernas mundiais e são formadas pela dissolução de rochas "de cima para baixo" enquanto nas hipogênicas a dissolução ocorre por águas profundas ascendentes.

Muitas leis estaduais brasileiras categorizam cavernas e cavidades naturais subterrâneas como áreas de proteção permanente (APP). Os estados da Bahia e São Paulo são exemplos, nos artigos 215 e 197 respectivamente aos regramentos constitucionais estaduais mencionados. O arcabouço legal para a proteção de terrenos cársticos conta com legislações federais estaduais, municipais e ainda decretos e portarias, como a de n° 57 e 78 do IBAMA que instituem o Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas – CECAV.

A proteção de áreas cársticas também está prevista nos objetivos da Lei n° 9985 de 2000, lei do Sistema Nacional de Unidades de Conservação da Natureza (SNUC). Portanto são objetivos do SNUC a proteção de paisagens naturais de notável beleza cênica, bem como a proteção das características relevantes de natureza geológica, geomorfológica, espeleológica, arqueológica, paleontológica e cultural. A criação de unidades de conservação (UC), sejam parques nacionais, áreas de proteção ambiental ou áreas de relevante interesse ecológico são embasadas pela Lei do SNUC e diversas áreas cársticas estão inseridas na criação de áreas protegidas e suas respectivas UCs (BENINI, 2009).

A legislação ainda ressalta para os 02 (dois) grupos das unidades de conservação que integram o SNUC, as unidades de proteção integral e as unidades de uso sustentável.

A área de preservação ambiental (APA) está inserida no grupo das unidades de uso sustentável e dessa forma a APA Nascentes do Rio Vermelho (NRV) dentro do estado de Goiás entra na categoria de uso sustentável. Segundo SNUC:

> "APA corresponde a seguinte denominação: Área em geral extensa, com um certo grau de ocupação humana, dotada de atributos abióticos, bióticos, estéticos ou culturais especialmente importantes para a qualidade de vida e o bem-estar das populações humanas, e tem como objetivos básicos proteger a diversidade biológica, disciplinar o processo de ocupação e assegurar a sustentabilidade do uso dos recursos naturais" (SNUC).

Criada pelo decreto 9335 em 27 de setembro de 2001, a APA Nascente do Rio Vermelho localizada nos Municípios de Buritinópolis, Damianópolis, Mambaí e Posse, no Estado de Goiás, envolvendo os seus rios interiores e os sítios espeleológicos inseridos possuí entres seus objetivos, que dão premissas ao manejo do carste, a proibição ou restrição das seguintes atividades:

I. Atividades industriais potencialmente poluidoras que impliquem danos ao meio ambiente e também afetem os mananciais de água;
II. Realização de obras de terraplanagem e abertura de canais, principalmente quando essas iniciativas alterarem as condições ecológicas das zonas de vida silvestres;
III. Atividades que ocasionam a erosão das terras, o assoreamento das coleções hídricas ou coloque em risco os aquíferos;
IV. Atividades que impliquem matança, captura ou molestamento das espécies da biota regional;
V. Despejo nos cursos d'água, incluídos na área da APA das Nascentes do Rio Vermelho, de efluentes, resíduos ou detritos, capazes de provocar danos ao meio ambiente;
VI. Visita turística desordenada junto ao patrimônio espeleológico.

1.3 Manejo de terrenos cársticos

O manejo de terrenos cársticos se configura pela presença inicialmente da formação de um sistema cárstico em superfície e subsuperfície de maneira dispare nesse sistema de natureza complexa e frágil. Seu desenvolvimento é ligado fortemente pelo processo de intemperismo químico das rochas de maneira dissimilar de outros terrenos, apontando diversos desafios para o gerenciamento do carste (PARISE, 2015; BC, 2003).

A água na paisagem cárstica atua diretamente no processo de dissolução que configura o sistema cárstico e diferencia suas características de superfície, com a presença de dolinas, vales secos e cegos, bem como o carste subterrâneo, com a formação de cavernas e fraturas que elevam o grau de heterogeneidade, vulnerabilidade e possível poluição desse sistema (STEVANOVIC & STEVANOVIC,2021; BEYNEN,2011).

Os sistemas cársticos apresentam, em particular, elevado potencial no transporte de materiais e sedimentos, dentro e através de ambientes subterrâneos, acentuando os riscos de contaminação do carste; por isso deve-se considera-los ao desenvolver e estabelecer estratégias de manejo para as paisagens cársticas (BC, 2003).

A gestão em terrenos cársticos tropicais é marcada por considerações específicas distintas quanto a dinâmica em bacias hidrográficas porosas, devido principalmente a dificuldade em detectar a recarga hídrica através da infiltração de águas superficiais (URICH, 1989).

A procura na literatura por referências para a gestão de terrenos cársticos ocorre de maneira restrita quando se procura por estudos que tratem exclusivamente do manejo do carste “Karst Management” com apenas 7 (sete) artigos presentes na base Web of Science, três deles datados anteriores aos anos 2000. A utilização das palavras soltas “Management” e “Karst” não trata especificamente do manejo ou gestão de sistemas cársticos, com resultado de 2423 pela mesma plataforma. A estratégia de afunilar o banco de dados para os 10 (dez) últimos anos atrelado a necessidade de estudos específicos para terrenos cársticos tropicais auxiliaram na composição das referências citadas.

Outros termos utilizados como palavras-chave para compor esta revisão foram “tropical karst”, “fluvio-karst” e “protection zones”. Contendo apenas 01 (um) artigo para o manejo de fluviocarstes, 10 (dez) artigos, dos últimos 10 anos, para manejo de carstes tropicais e por fim, 13 (treze) periódicos, da última década, para zonas de proteção de áreas cársticas associadas ao manejo cárstico.

Tabela 1 – Manejo de terrenos cársticos ao longo do tempo

Publicações	**Propostas**
Urich (1989)	Manejo do carste tropical e desenvolvimento agrícola – Exemplo de Bohol, Filipinas
Osborne (1991)	Problemas de gestão do Karst in new-south-wales, Austrália
Stokes & Griffiths (2000)	Traçadores em terreno cárstico florestal: um estudo de caso na Ilha de Vancouver, Colúmbia Britânica
BC (2003)	Manual de Gestão Cárstica para Columbia Britânica
Russel & McLean (2008)	Questões de gestão em uma caverna turística da Tasmânia: potenciais impactos microclimáticos de modificações em cavernas
Bakalowski (2011)	Gestão de recursos hídricos subterrâneos cársticos
Keshavarzi (2017)	Conectividade rio-água subterrânea em um sistema cárstico, Wellington, Nova Gales do Sul, Austrália
Klaas (2019)	Avaliando os impactos das mudanças climáticas na bacia hidrográfica cárstica tropical: Implicações na sustentabilidade dos recursos hídricos subterrâneos e estratégias de gestão
Willenbrink (2021)	Redes de comunicação com catalisador para a sustentabilidade holística em paisagens cársticas

A demanda por água é crescente com o aumento populacional, expansão da agricultura intensiva, das áreas urbanas, bem como do turismo, dessa forma os planos de gestão de bacias hidrográficas para terrenos cársticos são extremamente importantes para áreas legalmente protegidas (STEVANOVIC et al., 2021). Entre as atividades desenvolvidas em terrenos cársticos, KOVACIC & RAVBAR (2005) algumas das mais que mais poluem os aquíferos cársticos são o turismo, construção, agricultura e indústria.

Devido a complexidade da velocidade dos fluxos cársticos, ou seja, da dinâmica da água dentro do sistema cárstico é primordial o gerenciamento e proteção dos aquíferos cársticos, principalmente quanto a sua exploração para evitar o egostamento sanitário ou contaminação do aquífero (SAPPA, et. al.,2018). O método de investigação integrativa com o uso de traçadores ambientais e artificiais é amplamente utilizado para rastrear fluxos subterrâneos e fornecer suporte ao manejo dos sistemas cársticos (STOKES & GRIFFITHS 2000; SAPPA, et. al. 2018; TURPAUD, et al., 2018).

Na literatura internacional a gestão dos recursos hídricos cársticos comporta as zonas de proteção "*protection zones*", em países como Eslovênia e Croácia que são prescritas pela legislação (RAVBAR & KONAVIC, 2015). A Hungria diferentemente dos supracitados países europeus não apresenta arcabouço legal para identificação de

zonas de proteção dos aquíferos cársticos, atribuindo o delineamento por mapas de vulnerabilidade das áreas cársticas (FARICS, et al., 2020).

As zonas de proteção compõem o zoneamento ambiental e objetivam a gestão de áreas protegidas cársticas, no Brasil e no mundo, afim de assegurar a proteção de áreas vulneráveis, gestão eficaz, desenvolvimento sustentável e a utilização das águas, de modo a reduzir impactos ambientais graves no sistema cárstico (ZHANG, 2019; IBAMA/CPRM,1998).

Em virtude da importância do manejo de terrenos cársticos em áreas protegidas, alguns estudos estabelecem protocolos com o delineamento de zonas principais de proteção do aquífero baseados em mapas de vulnerabilidade e testes com traçadores, compilando informações acerca da vegetação, geologia, solos, topografia e clima da região (TURPAUD, et al., 2018; FARICS, et. al., 2018). Mapas de vulnerabilidade sob métodos de multiparâmetros foram propostos em estudos afim de identificar categorias para as áreas vulneráveis a contaminação do aquífero cárstico (OLLIVIER, 2019; PETROVIC,2020; RAVBAR & KOVACIC, 2006).

Os aquíferos fluviocársticos recebem águas e sedimentos alogênicos muitas vezes depositados em fraturas e cavernas do sistema cárstico subterrâneo controladas pela velocidade do fluxo com maior transporte de sedimentos em velocidades mais elevadas e deslocamento de clastos menores com a diminuição do fluxo d'água (HERMAN, et. al., 2012). Portanto, para fluviocarstes e muitos carstes tropicais, é necessário conhecimento amplo da integração das bacias de drenagem superficiais, cársticas ou não, que transportam sedimentos para sistemas cársticos subterrâneos. Esse conhecimento é imprescindível na delimitação de zonas de proteção e manejo desse tipo de sistema cárstico. KESHAVARZI, et. al. (2016) destaca a importância do conhecimento das interações de águas superficiais e subterrâneas para a gestão hídrica e corrobora para a lacuna na relação de transferência rio-aquífero cárstico.

O mapeamento de terrenos cársticos, zoneamento de proteção e conhecimentos da vulnerabilidade do aquífero é, portanto, defendido por diversos estudos no carste (RAVBAR & KOVACIC, 2006; KLAAS, et. al., 2018), entretanto ajustes de modelos da quantidade de perda de solo e sedimentos recebido pelo fluviocarste não constam na literatura internacional.

É considerável delinear áreas de proteção em bacias hidrográficas a montante do fluviocarste (BC,2003). Além do próprio mapeamento das zonas vulneráveis do carste, o delineamento e proteção de bacias que contribuem com sedimentos no sistema cárstico

pode promover medidas mitigadoras a partir de modelos de perda de solo, principalmente ao risco de contaminação dos sistemas cársticos tropicais. Sedimentos alogênicos transportados têm o potencial de impactar seriamente ambientes cársticos sensíveis, como habitats de superfície e subsuperfície, formações de cavernas e outros depósitos secundários, além de comunidades aquáticas e a própria água para diversos usos, inclusive humano (HERMAN, *et. al.* 2012).

Algumas estratégias de gestão para as porções não cársticas das bacias cársticas foram levantadas no Manual de Gestão Cárstica (Ministry of Forests, British Columbia) defendem o uso de rastreadores corantes artificiais para definir o cruzamento da drenagem superficial e subterrânea, além da adoção inventários cársticos. Klaas *et al*., 2019 adotaram modelo estatístico SDSM de redução de escala para o aquífero e calibração em MODFLOW para avaliação de mudanças climáticas dos recursos hídricos em carste tropical da Indonésia e recomendam, como medidas ecológicas protetivas, promover a restauração da terra através do reflorestamento e florestação a montante do aquífero cárstico.

2. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A complexidade do manejo de sistemas cársticos acentua-se pela necessidade de compreensão da dinâmica entre superfície e subsuperfície do carste. Ademais as particularidades de terrenos cársticos tropicais e da dinâmica específica dos aquíferos fluviocársticos requerem métodos de delineamento de zonas de proteção raramente citadas na literatura internacional e mesmo nacional.

As áreas de proteção normalmente são estabelecidas seguindo um mapa prévio de vulnerabilidade conjuntamente com a adoção de traçadores ambiental artificias, de modo a definir áreas prioritárias de proteção no aquífero cárstico. Entretanto os fluviocarstes recebem materiais, partículas, sedimentos e quantidades de solo em maior ou menor grau de bacias a montante e muitas vezes provenientes de rios alógenos ao fluviocarste. Esse cenário ocasiona o recebimento elevado de sedimentos no carste que pode contaminar a água e tornar o recurso hídrico impróprio para uso, podendo comprometer em danos severos o sistema cárstico.

Em função da necessidade de métodos adequados ao manejo de sistemas cársticos tropicais, o objetivo central desse estudo é avaliar metodologias de manejo adequadas a aquíferos fluviocársticos, de modo a elencar a proteção de bacias alógenas do sistema cárstico da APA-NRV. Mais especificamente testar a proposição de modelos que forneçam cenários, presente e futuro, da quantidade de solo e sedimentos recebido pelo fluviocarste; propor protocolo com delineamento de áreas prioritárias a proteção em função da identificação de áreas mais vulneráveis e avaliar cenário comparativo da área manejada a partir da adoção de práticas conservacionistas em paralelo a mesma área não recuperada. Por último estabelecer a relação de custo e benefício para implantação de proteção dessas áreas e gerar curva de risco econômica atrelada ao manejo proposto.

3. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BAKALOWSKI, M. (2011) **Management of Karst Groundwater Resources.** P.E. van Beynen (ed.), Karst Management, DOI 10.1007/978-94-007-1207-2_12.

BEYEN, P. E. (ed) **Karst Management.** Tampa, Florida, USA.

B.C. Min. For., Victoria, B.C (2003). **Karst management handbook for British Columbia.** Province of British Columbia, p. ISBN 0-7726-4922-7. Disponível em < https://www2.gov.bc.ca/gov/content/industry/forestry/managing-our-forest-resources/managed-resource-features/best-practices-for-karst-management-training-module/managing-significant-karst-features-lesson-3 > Acesso em 20/12/2022.

FARICS, E. *et al.*(2020) **Vulnerability mapping of karst sprongs and its application for the delineation of protection zones (Mecsek Karst, Hungary).** Acta carstologica 50/2-3, 301-315, POSTOJNA 2021

FORD, D.C.; WILLIAMS, P.W. (2007) **Karst Geomorphology and Hydrology**, Unwin Hyman, London.

GOLDSCHEIDER, N. et al. (2020) **Global distribution of carbonate rocks and karst water resources.** Hidrology Journal.

HERMAN, E. K.; TORAN, L.; WHITE, W. B. (2012) **Clastic sediment transport and storage in fluviokarst aquifers: an essential component of karst hydrogeology.** Carbonates Evaporites, 27:211–241.

KAZAKIS, N. *et al.* (2018) **Management and research strategies of karst aquifers in Greece: Literature overview and exemplification based on hydrodynamic modelling and vulnerability assessment of a strategic karst aquifer.** Science of the Total Environment 643 (2018) 592–609.

KLAAS, D. K. S. Y. *et al.* (2019) **Assessing climate changes impacts on tropical karst catchment: Implications on groundwater resource sustainability and management strategies.** Journal of Hydrology, Kupang, Indonesia.

OLLIVIER, C. *et al.* (2019) **Karst recharge-discharge semi distributed model to assess spatial variability of flows. Science of the Total Environment** (2019), doi: https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.134368.

TRAVASSOS, E. L. P. (2019) **Princípios de Carstologia e Geomorfologia Cárstica.** Brasília: ICMBio, Brasil, 2019.

PARISE, M (2015) **Karst geo-hazards: Causal factors ans management issues**. Acta Castologica 44/3, 401–414, POSTOJNA 2015.

PONTES, H. S. *et al.* (2021) **A região cárstica dos Campos Gerais, Paraná-São Paulo, Brasil: revisão de conceitos, potencial espeleológico e políticas públicas de geoconservação**. Pesquisas em Geociências, 48 (2021), n. 2: e100555.

RAVBAR, N.& KOVACIC, G. (2015) **Vulnerability and protection aspects of some Dinaric karst aquifers: a synthesis.** Environ Earth Sci (2015) 74:129–141.

SAPPA, G.; VITALE, V.; FERRANTI, F. (2018) **Identifying Karst Aquifer Recharge Areas using Environmental Isotopes: A Case Study in Central Italy.** Rome, Italy, Geosciences 2018, 8, 351; doi:10.3390/geosciences8090351.

STEVANOVIC, Z. & STEVANOVIC, A. M. (2021) **Monitoring as the Key Factor for Sustainable Use and Protection of Groundwater in Karst Environments—An Overview.** Sustainability 2021, 13, 5468. https://doi.org/10.3390/ su13105468.

SBE (2022) **Legislação sobre cavernas no Brasil.** Disponível em < https://www.cavernas.org.br/legislacao-sobre-cavernas-no-brasil/ > acesso em 20/01/2023.

TURPAUD, P. et al. (2017) **Development of a Protocol for the Karst Water Source Protection Zoning: Application to the Classical Karst Region (NE Italy and SW Slovenia).** Water Resour Manage (2018) 32:1953–1968.

URICH (1989) **Tropical Karst Management and Agricultural Development: Example from Bohol, Philippines.** Geografiska Annaler: Series B, Human Geography, 71:2, 95-108, DOI: 10.1080/04353684.1989.11879589.

WHITE, W. B**. Geomorphology and hydrology of karst terrains.** Oxford: Oxford University Press, 1988. 464p.

ZHANG, Z. et al. (2020) **Ecological restoration and protection of Jinci Spring in Shanxi, China.** Arabian Journal of Geosciences (2020) 13: 744.

CAPÍTULO 13

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UnB
INSTITUTO DE CIÊNCIAS HUMANAS – IH
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA – GEA

GEOQUÍMICA E MINERALOGIA DE TUFAS CALCÁRIAS DA ÁREA DE PROTEÇÃO AMBIENTAL DAS NASCENTES DO RIO VERMELHO (APANRV), NORDESTE DE GOIÁS

Brasília, DF
2022

LEONARDO CHAVES MENDES

GEOQUÍMICA E MINERALOGIA DE TUFAS CALCÁRIAS DA ÁREA DE PROTEÇÃO AMBIENTAL DAS NASCENTES DO RIO VERMELHO (APANRV), NORDESTE DE GOIÁS

Trabalho de Conclusão de Curso (TCC) apresentado ao Departamento de Geografia da Universidade de Brasília como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Licenciado em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Rogério Uagoda

BRASÍLIA

2022

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UNB
INSTITUTO DE CIÊNCIAS HUMANAS – IH
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA – GEA

MENDES, Leonardo Chaves
Tufas calcárias da Área de Proteção Ambiental das Nascentes do Rio Vermelho (APANRV)/ Leonardo Chaves MENDES,orientador Rogério Uagoda – Brasília, 2022.

Monografia (Graduação- Geografia) – Universidade de Brasília, 2021

LEONARDO CHAVES MENDES

TUFAS CALCÁRIAS DA ÁREA DE PROTEÇÃO AMBIENTAL DAS NASCENTES DO RIO VERMELHO (APANRV)

BANCA EXAMINADORA

_____

Prof. Dr. Rogério Elias Soares Uagoda (Orientador)

Universidade de Brasília - UnB

_____

Emiliano Castro de Oliveira

Universidade Federal de São Paulo - Unifesp

_____

Vinicius Vasconcelos de Souza

Universidade de Brasília - UnB

BRASÍLIA

2022

À minha família e amigos

AGRADECIMENTOS

Ao Buda Amida, por indicar uma rota em meio ao Oceano de incertezas.

À minha família pelo apoio incondicional em todos os meus passos. Nos momentos de maior escuridão e tristeza, são acolhimento e segurança. Em especial, aos meus irmãos, Ana Letícia e Ricardo, agradeço pelas conversas, momentos de descontração e amor acolhedor; à minha companheira, Isabella, pelo ombro amigo, refúgio e presença constantes. Por nunca me deixar desistir de mim mesmo e por auxiliar com sugestões e apontamentos em meus textos. À minha mãe, Iêda, por ser minha amiga de todas as horas, bússola na minha trajetória e por fomentar minha curiosidade no universo desde sempre. Eu amo vocês!

Minha sogra, Adriana, e meu sogro, Evandro, pelo acolhimento e risadas em dias que o TCC simplesmente não se desenrolava. Obrigado por cederem espaço para que eu pudesse, por vezes, estudar na casa de vocês. Minhas cunhadas, Rafaella e Mariah, por serem amigas, por estarem por perto e se interessarem pelo desenrolar da minha jornada acadêmica.

À Sangha do Templo Shin Budista da Terra Pura, em especial aos meus amigos do Grupo Jovem, por me auxiliarem a não perder a esperança e confiar no Oceano.

Ao Prof. Dr. Rogério Uagoda, pelos momentos de condução e orientação. Obrigado por ter confiado em mim para desenvolver pesquisas pelo Laboratório, mesmo durante a graduação. A conversa que tivemos na disciplina Geomorfologia abriu minha cabeça e me trouxe até aqui.

Às minhas amigas Adivane Nogueira e Dandara Caldeira, por estarem comigo rindo e chorando. Pelas conversas e experiências que enriqueceram essa monografia e permitem meu crescimento pessoal diário. Pelos puxões de orelha e por cada “orientação/bate-papo” remota ou presencial.

Ao Prof. Dr. Emiliano Oliveira, por ter topado compor nosso grupo de pesquisa e me auxiliar no desenvolvimento dos trabalhos sobre as tufas! Obrigado por ter respondido o e-mail!

Aos amigos e incentivadores. A Leandro César e Davi Magalhães, pela amizade incondicional, gargalhadas, passeios e almoços (im)produtivos no RU. Giovanna Hilário, Camilla Dias, Leonardo Luiz, Kelso Belém, Priscilla Lima, Graziella Campos, Marcelo Lucas e Matheus Pereira, por me aguentarem todos os dias e me darem suporte para que minha pesquisa chegasse à Europa. Vocês são demais!

Aos Laboratórios de Geografia Física (LAGEF/UnB), Difração de Raios-X (LDRX) e; Geoquímica e Água (LAGEQ/UnB). Em especial, aos conselhos valiosos de Myller Tonhá e Fernando Cavalcante. Aos amigos que esses espaços me proporcionaram.

Ao CNPq pelo fomento por meio de Bolsa de Iniciação Científica.

Ao ICMBio, pelo fomento por meio de TCCE ICMBio/VALE. Aos funcionários da APANRV, pela disposição, sorriso e auxílio nas aventuras durante os procedimentos de amostragem.

À população de Mambaí (GO), pela receptividade e acolhimento, além do bolo de mandioca e açaí maravilhosos!

À minha avó, Maria, por ser exemplo de superação e luta. Sua batalha também me colocou aqui.

“There's a reason why we live and die. In the end only our footprints stay behind...”

(Andre Matos)

RESUMO

Tufas calcárias podem ser caracterizadas como depósitos sedimentares, majoritariamente compostos por calcita ($CaCO_3$) e incrustações de matéria orgânica, formados em regime de águas não-termais e pH básico. Devido à sua importância na reconstrução de paleoambientes, as tufas calcárias possuem interesse crescente enquanto objeto de pesquisa, com aumento na quantidade de estudos publicados. Essa monografia busca apresentar, primeiramente, as tufas calcárias do Brasil e do mundo, a partir da revisão de literatura acerca dos estudos desenvolvidos, bem como das metodologias aplicadas na investigação desses carbonatos continentais. No segundo momento, busca apresentar as tufas calcárias inseridas na Área de Proteção Ambiental das Nascentes do Rio Vermelho (APANRV), mapeando-as e descrevendo a forma de seus ambientes de deposição. Por fim, apresenta uma caracterização preliminar, utilizando de análises geoquímicas e mineralógicas para a descrição de seu ambiente de formação. Percebe-se que a utilização de métodos de análise de elementos e minerais, associado à descrição dos ambientes deposicionais das feições, auxilia no desenvolvimento de estudos acerca das tufas, além de permitir inferências sobre o local de sedimentação da calcita, subsidiando novos entendimentos acerca do fluviocarste do Brasil central. Percebe-se também que as pesquisas sobre tufas no Brasil se concentra no bioma Pantanal. Deste modo, o presente trabalho é uma análise preliminar dos carbonatos continentais do Cerrado brasileiro.

Palavras Chave: carbonatos continentais; geoquímica; mineralogia; Cerrado

ABSTRACT

Calcareous tufa can be characterized as sedimentary deposits, mostly composed of calcite ($CaCO_3$) and incrustations of organic matter, formed in a non-thermal and basic pH water regime. Due to its importance in the reconstruction of paleoenvironments, calcareous tufa has a growing interest as a research object, with an increase in the number of published studies. This undergraduate thesis aims to present, at first, the calcareous tufa from Brazil and from the world, based on a literature review about the studies developed, as well as the methodologies applied in the investigation of these continental carbonates. In the second moment, aims to present the calcareous tufa from the Vermelho River Rising Environmental Protection Area (APANRV), mapping them and describing the shape of their depositional environments. Finally, it presents a preliminary characterization, using geochemical and mineralogical analyzes to describe its formation environment. It is noticed that the use of methods of analysis of elements and minerals, associated with the description of the depositional environments of the features, helps in the development of studies about tufa, in addition to allowing inferences about the sedimentation of calcite place, subsidizing new understandings about the fluviokarst from central Brazil. It can also be seen that research on tufa in Brazil is concentrated in the Pantanal biome. In this way, the present work is a preliminary analysis of continental carbonates in the Brazilian Cerrado.

Keywords: continental carbonates; geochemistry; mineralogy; Cerrado

LISTA DE FIGURAS

Figura 1- Mapa de Localização da área de estudo - Área de Proteção Ambiental das Nascentes do Rio Vermelho 18

LISTA DE ABREVIAÇÕES E SIGLAS

APANRV	ÁREA DE PROTEÇÃO AMBIENTAL DAS NASCENTES DO RIO VERMELHO
DRX	DIFRAÇÃO DE RAIOS-X
ICMBio	INSTITUTO CHICO MENDES DE CONSERVAÇÃO DA BIODIVERSIDADE
IG	INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
LDRX	LABORATÓRIO DE DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X
UC	UNIDADE DE CONSERVAÇÃO
UnB	UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA

SUMÁRIO

1 APRESENTAÇÃO 14
2 INTRODUÇÃO 15
3 OBJETIVOS 16
3.1 Objetivo Geral 16
3.2 Objetivos Específicos 16
4 DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO 17
5 REVISÃO TEÓRICO-METODOLÓGICA 19
5.1 TUFAS CALCÁRIAS: REVISÃO E PERSPECTIVAS DE ESTUDOS NO TERRITÓRIO BRASILEIRO 20
Introdução 21
Definição, Tipologias E Processos De Formação Das Tufas 23
Levantamentos De Estudos Envolvendo Tufas Calcárias 24
Principais Metodologias Aplicadas Em Estudos De Tufas Calcárias 26
Possibilidades Para O Estudo De Tufas No Brasil 31
Considerações 33
Agradecimentos 33
Referências 34
6 RESULTADOS 41
6.1 IDENTIFICATION OF CALCAREOUS TUFA IN NORTHEAST OF THE STATE OF GOIÁS, BRAZIL 42
Introduction 42
Materials and methods 43
Results 43
Discussions 45
Conclusion 46
Acknowledgments 46
References 46
6.2 CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA E MINERALÓGICA DE TUFAS CALCÁRIAS DA ÁREA DE PROTEÇÃO AMBIENTAL DAS NASCENTES DO RIO VERMELHO (APANRV), NORDESTE DE GOIÁS 47
Introdução 47
Descrição Da Área De Estudo 48
Materiais E Métodos 50

Resultados 53
Discussão 57
Considerações 61
Agradecimentos 62
Referências 62
7 CONSIDERAÇÕES GERAIS 65
8 REFERÊNCIAS 67

1 APRESENTAÇÃO

Para a construção desta pesquisa, foram realizadas consultas em bibliografias já consolidadas na temática das tufas calcárias, viabilizando a construção de um estudo mais acurado e preciso. No entanto, artigos mais recentes, além de teses e dissertações, também foram incorporados, possibilitando o desenvolvimento de novas perspectivas acerca do objeto de estudo.

A monografia está constituída na forma de três artigos, desenvolvidos no período da graduação e organizados em um mesmo documento. O primeiro deles, submetido para a revista “Geologia USP. Série Científica” e denominado “Tufas calcárias: revisão e perspectivas de estudos no território brasileiro”, é uma revisão que busca demonstrar a consolidação dos estudos e métodos de análise em tufas calcárias a partir do ano de 1999. A busca fora realizada em Base de Dados indexada pelo Portal de Periódicos Capes.

O segundo artigo, intitulado “Identification of calcareous tufa in northeast of the state of Goiás, Brazil” foi apresentado e publicado nos anais do evento 18th International Congress of Speleology, ocorrido no ano de 2022. A pesquisa contém a caracterização visual dos depósitos estudados na APANRV, bem como o mapeamento dos tipos de feições observadas.

Finalmente, o artigo denominado “Caracterização geoquímica e mineralógica de tufas calcárias da Área de Proteção Ambiental das Nascentes do Rio Vermelho (APANRV), nordeste de Goiás” apresenta os resultados obtidos após análise laboratorial das tufas coletadas. Esse estudo será submetido para revista científica adequada.

A monografia conta, também com uma breve descrição acerca da área de estudo, demonstrando seus aspectos gerais, como a geologia. Por fim, no apêndice, foram inseridos os difratogramas citados no terceiro artigo que compõe a monografia, e obtidos por meio da técnica de Difração de Raios-X (DRX), no Laboratório de Difratometria de Raios-X (LDRX), do Instituto de Geociências (IG) da Universidade de Brasília (UnB).

2 INTRODUÇÃO

Surgindo em regime de águas continentais, as tufas calcárias podem ser descritas como concreções carbonáticas de água não-termal e que contém incrustações de materiais biogênicos (FORD; PEDLEY, 1996). Esses afloramentos se desenvolvem em áreas cársticas, cujo processo de dissolução de rochas carbonáticas, como calcários e dolomitos, libera Dióxido de Carbono (CO_2) para a atmosfera, permitindo a precipitação do mineral Calcita ($CaCO_3$) sobre matéria orgânica, como folhas e conchas de moluscos, além da presença de bactérias em seu interior (FORD; PEDLEY, 1996; TRAVASSOS, 2019).

A Área de Proteção Ambiental das Nascentes do Rio Vermelho (APANRV) é uma Unidade de Conservação (UC), criada em 2001, e que abriga, devido à sua Geologia, uma extensa área de carste. Dessa forma, feições como dolinas, sumidouros, *canyons* e cavernas dividem espaço com pequenos lotes agrícolas, que também estão compreendidos nos limites da APANRV. Desse modo, a contaminação inerente aos processos de antropização possui relevância e deve se desdobrar em novos estudos, devido a fragilidade do sistema fluviocárstico (BERBERT-BORN; TRINDADE, 2003).

Alguns estudos demonstram que elementos químicos, como fosfatos (provenientes de ações antrópicas), podem interferir na sedimentação da Calcita e no desenvolvimento das tufas calcárias (NYSSEN et al., 2004; CAPEZZUOLI; GANDIN; PEDLEY, 2014; DABKOWSKI, 2014; DABKOWSKI, 2020). Dessa forma, análises geoquímicas e mineralógicas podem contribuir para o desenvolvimento da compreensão da formação dos carbonatos continentais.

O presente estudo se propõe a discutir acerca das tufas calcárias da APANRV a partir das perspectivas de espacialização das feições bem como de suas composições química e mineralógica, dando início às análises que podem auxiliar na compreensão da evolução da paisagem, quando atrelado à outras pesquisas em desenvolvimento.

3 OBJETIVOS

3.1 Objetivo Geral

- Descrever as tufas calcárias da APANRV a partir da perspectiva das análises química e mineralógica

3.2 Objetivos Específicos

- Descrever os ambientes de formação das tufas calcárias da APANRV
- Espacializar as feições localizadas em campo
- Correlacionar os dados obtidos a partir das análises das tufas calcárias com outras pesquisas da mesma área de estudo

4 DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A Área de Proteção Ambiental das Nascentes do Rio Vermelho (APANRV) (Figura 1) está localizada na porção nordeste do estado do Goiás, e compreende os municípios de Simolândia, Alvorada do Norte, Sítio D'Abadia, Posse, Buritinópolis, Damianópolis e Mambaí. Sendo uma UC Federal, criada em 2001, a APANRV é administrada pelo Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade (ICMBio) e possui como missão a preservação ao Cerrado e ao carste o qual a APANRV se assenta.

Sua geologia é baseada em 3 grandes Grupos: Areado, Urucuia e Bambuí. O primeiro é associado a arenitos e à Formação Capacetes, interligado ao Bambuí. O Grupo Urucuia, por sua vez, é composto por quartzo-arenito red bed, arenitos-feldspáticos, arenitos, argilitos e conglomerados, distribuídos pelas Formações Posse e Serra das Araras. Por fim, o Grupo Bambuí, possui sequência pelito-carbonatada e é composto por calcários oolíticos e pisolíticos, margas e siltitos. (OLIVEIRA et al., 2008; NUNES, 2020).

A APANRV também conta, em seus limites, com pequenas propriedades agrícolas, sendo uma atividade econômica importante para os moradores da região. As ações agropecuárias, no entanto, podem sujeitar a APANRV à poluição das drenagens e, consequentemente, do sistema fluviocárstico, visto a grande quantidade de feições com atividade hídrica, como sumidouros e ressurgências, lapiás, cavernas e tufas calcárias (BERBERT-BORN; TRINDADE, 2003).

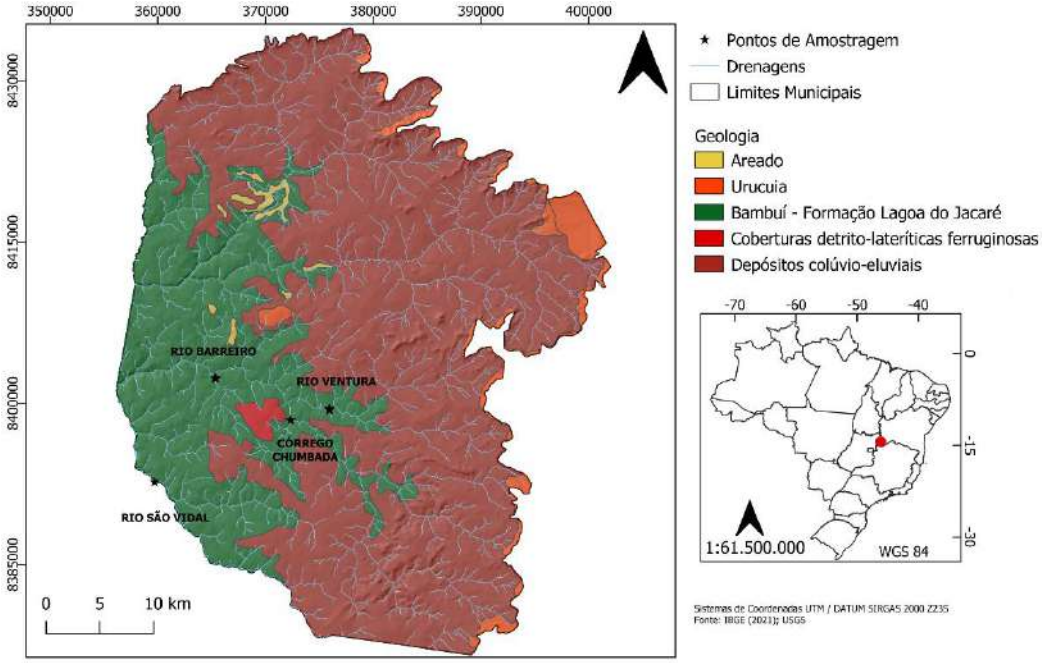


Figura 1- Mapa de Localização da área de estudo Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho (APANRV).

5 REVISÃO TEÓRICO-METODOLÓGICA

Esse capítulo apresenta uma revisão teórico-metodológica acerca das tufas calcárias no Brasil e no mundo. O artigo aqui inserido demonstra o quantitativo de textos publicados ao longo dos anos (1999-2022), bem como a distribuição espacial dos mesmos e as metodologias mais comuns para o estudo das concreções carbonáticas de águas não-termais. Além disso, um modelo de classificação de tufas de clima de monção já consolidado é traduzido e adaptado para o formato de tabela, facilitando sua leitura e interpretação. Por fim, são apresentadas perspectivas de estudo das concreções carbonáticas em território brasileiro.

5.1 Tufas calcárias: revisão e perspectivas de estudos no território brasileiro

Calcareous tufa: review and perspectives of studies in brazilian territory

Tufas calcárias: uma revisão bibliográfica

RESUMO

Dentre as feições típicas das áreas cársticas, encontram-se as tufas calcárias, importantes para reconstrução paleoambiental de determinada paisagem, pois se ancoram às diferentes áreas como climatologia, palinologia e malacologia. Além disso, auxilia estudos fluviais pois, sua gênese está diretamente ligada ao regime de águas frias (temperatura ambiente), com ocorrência principal em cachoeiras, barragens naturais, poços e represas. Finalmente, o desenvolvimento de pesquisas sobre tais concreções carbonáticas viabilizam novos entendimentos das feições e dinâmicas em paisagem cárstica. Desta maneira, o presente estudo busca revisar a ocorrência de artigos sobre tufas calcárias pelo mundo, auxiliando o desenvolvimento de trabalhos sobre estas concreções no território brasileiro. Utilizando a plataforma *Web of Science* (todas as bases), entre os períodos de 1999-2022, e a combinação dos termos *"calcareous", "tufa", "paleoclimate"* e *"palaeoenvironmental",* fora encontrado o total de 32 artigos. Para localizar estudos no território brasileiro utilizou-se os termos: "*Brazil"* e "tufas", encontrando 16 pesquisas, utilizadas na composição desta revisão. Com os resultados, é possível identificar uma escassez de pesquisas relacionadas às tufas calcárias em comparação à extensão de rochas carbonáticas no Brasil e no mundo. Ademais, observa-se uma concentração dessas pesquisas na Europa. No âmbito nacional a concentração de estudos ocorre na região do Pantanal.

Palavras-chave: Carste; Concreções carbonáticas; Paleoambiental.

ABSTRACT

Among the typical features of karstic terrains, lies the calcareous tufa, relevant to the ambiental reconstruction of certain landscape, whereas it is anchored in different areas such as climatology, palynology and malacology. In addition, helps in fluvial studies because its genesis is directly linked to cold water (ambient temperature) regimes, mostly occurring in waterfalls, natural barriers, pits and dams. Finally, the development of researches about these carbonate concretions, enable new understandings of the features and dynamics on karstic landscape. The present study aims to review the occurrence of calcareous tufa around the world, assisting the development of works about these concretions in Brazilian territory. Using Web of Science (all bases) platform, between 1999-2022 periods, and the combinations of the keywords "calcareous", "tufa", "paleoclimate" and

"palaeoenvironmental", a total of 32 articles were found. To locate studies in Brazilian territory, using the terms "Brazil" and "tufas", 16 articles were found and applied to compose this review. Due to the results, it's possible to identify a lack of researches related to calcareous tufa, compared to the carbonate rocks in Brazil and in the world. Furthermore, these researches are concentrated in Europe. At national scope, the studies are condensed in the Pantanal region.

Keywords: Karst; Carbonate concretions; Palaeoenvironmental.

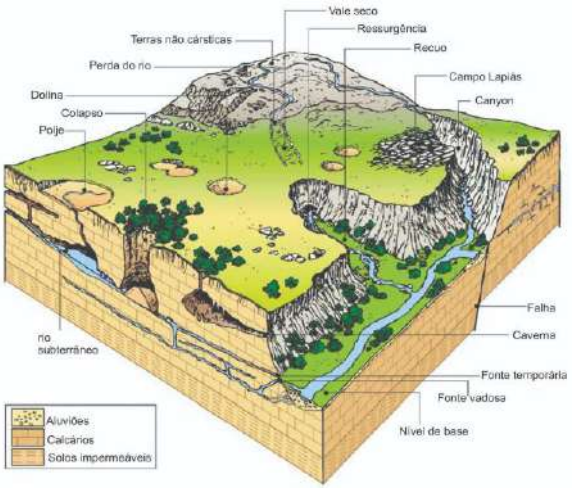
INTRODUÇÃO

Terreno cárstico é definido como um sistema aberto, onde há interações com subsistemas hidrológico e geoquímico, a partir de rochas carbonáticas, podendo ser descrito como um local cavernícola onde há ocorrência de águas subterrâneas. A alta solubilidade das rochas combinado com sua porosidade secundária (fraturas) auxilia no desenvolvimento de feições como afloramentos rochosos, sistemas de cavernas, dolinas, sumidouros, ressurgências, tufas calcárias, vales secos dentre outros, conforme demonstrado na Figura 1 (KARMANN, 1994; FORD e WILLIAMS, 2007; TRAVASSOS, 2019).

Há ocorrência de rochas carbonáticas em diversas partes da superfície terrestre. O mapeamento dessas litologias traz consigo a importância de verificar as aparições das feições típicas de terrenos cársticos não apenas em áreas de concentração carbonática, mas também em outras rochas com alta solubilidade (DE WAELE et al., 2009; WILLIAMS e FONG, 2010; TRAVASSOS, 2019).

O termo "carste" é originário do pré-indoeuropeu *karra*, significando pedra. Os eslovenos, por sua vez, utilizam a palavra *kras* que confere a esses terrenos a acepção "solo pedregoso e estéril". A existência ou não de drenagem superficial nessas paisagens também é objeto de estudo da carstologia, visto a necessidade de entender a dissolução das rochas carbonáticas em diferentes temperaturas, bem como o transporte de CO_2 pelo fluxo fluvial (FORD e WILLIAMS, 2007; TRAVASSOS, 2019).

Figura 1 - Representação simplificada da paisagem cárstica



Fonte: BAKALOWICZ, M. (1999)

Uma das formas de ocorrência da perda do CO_2 para o ambiente se dá pelo processo deposicional dos sedimentos nas chamadas tufas. Essas, podem ser definidas como concreções carbonáticas formadas em áreas de água fresca (não-termais) e que possuem em sua constituição micro e macrófitos, invertebrados e bactérias. Além disso, é característico das tufas a disposição de alta porosidade em sua constituição (FORD e WILLIAMS, 1989; PEDLEY, 1990; FORD e PEDLEY, 1996; CAPEZZUOLI et al., 2014; TRAVASSOS, 2019).

Os estudos destes calcários formados por águas continentais frescas se dão por inúmeros fatores, dentre eles a reconstrução climática, a análise da evolução da paisagem e a verificação das influências das atividades antrópicas no meio, especialmente por intermédio da agricultura (CAPEZZUOLI et al., 2014). As análises biológicas e paleontológicas reforçam a importância do estudo das tufas, desenvolvendo questionamentos acerca da biota responsável pelo assentamento dos sedimentos formadores dessas concreções carbonáticas (FORD e PEDLEY, 1996; CAPEZZUOLI et al., 2014).

O sistema cárstico possui alta fragilidade pelo fato de ter um fluxo intenso de água subsuperficial, aumentando a possibilidade de receber tóxicos agrícolas, gerando poluição nos reservatórios (FORD e WILLIAMS, 2007). Deste modo, em um país como Brasil que tem grande parte do território, principalmente a região Centro-Oeste, pautada pela atividade econômica da agropecuária, tendo como produções principais de pecuária e soja, devido à intensa mecanização do campo (MIRAGAYA, 2014), os terrenos carbonáticos devem receber especial atenção por parte da pesquisa científica. A forma de uso da terra afeta diretamente o sistema cárstico bem como a dinâmica de crescimento das tufas, uma vez que o desmatamento é, também, um dos fatores de risco para os terrenos cársticos, visto que atrapalha a absorção do CO_2 pelas plantas. O dióxido de carbono, por sua vez, ao degradar a água, gera consequências negativas nas taxas de crescimento da tufa. Além disso, o corte e queima de árvores geram aumentos de temperatura, condição estritamente atrelada à formação dessas concreções carbonáticas (FORD e WILLIAMS, 2007; CAPEZZUOLI et al., 2014; DABKOWSKI, 2020). Demais influências antrópicas podem prejudicar intensamente tais feições como as atividades turísticas indiscriminadas (FORD e WILLIAMS, 2007; DABKOWSKI, 2020). Dessa forma, entende-se como necessário subsidiar tais pesquisas, reunindo trabalhos que se correlacionem à temática.

No intuito de localizar os estudos realizados em tufas no mundo, realizou-se consultas na ferramenta de busca *Web of Science* (todas as bases de dados), com recorte temporal entre os anos de 1999-2022, com emprego das combinações das palavras-chave: *"calcareous", "tufa", "paleoclimate"* e *"palaeoenvironmental". A* partir disso, todos os artigos levantados foram checados no intuito de verificar se correspondiam aos termos. Cientes da existência de alguns estudos de tufas calcárias no Brasil, que, todavia, não foram identificados na plataforma de busca a partir da metodologia acima descrita, nos propomos a pesquisar na mesma utilizando apenas as palavras-chave: "*Brazil"* e "tufas" desta forma possibilitando identificar alguns estudos publicados. Outras referências de obras consolidadas foram utilizadas para ampliar o debate e construir o corpo do texto da presente revisão.

Neste sentido, o presente estudo busca revisar e apresentar os estudos desenvolvidos em sistemas de tufas calcárias no mundo e no Brasil, apontando as metodologias mais

aplicadas a fim de auxiliar o desenvolvimento de trabalhos sobre estas concreções no território brasileiro.

DEFINIÇÃO, TIPOLOGIAS E PROCESSOS DE FORMAÇÃO DAS TUFAS

No passado, o termo *tophus* era comum para a descrição de depósitos sendo de "cor branca e friável", independentemente de sua origem. Atualmente, contudo, existem diferenciações acerca da aplicação do termo. A importância do regime das águas se dá pelo fato de que as concreções que surgem em águas quentes, próximas à atividade vulcânica, por exemplo, geralmente não possuem em sua constituição os pequenos invertebrados, comuns às tufas. São denominadas, então, por travertinos (FORD e PEDLEY, 1996).

A interação entre águas ricas em CO_2 e as rochas carbonatadas (condicionadas aos fatores de dissolução, a precipitação e/ou a evaporação) é o fator gerador das tufas. A supersaturação favorece a precipitação da calcita, o principal mineral de precipitação química em áreas cársticas (HILL e FORTI, 1997). O processo de reprecipitação da calcita pode ser demonstrado por meio da equação:

$$Ca^{+2} + 2\,HCO^{-}_{3} \leftrightarrow CaCO_3 \downarrow + H_2O + CO_2\,(g) \uparrow$$

(equação de precipitação do carbonato de cálcio)

Para a ocorrência da precipitação dos depósitos de tufas, faz-se necessário a disponibilidade química dos íons envolvidos (Ca^{+2} e HCO^{-}_{3}), além da vazão do fluxo hídrico, bem como da quantidade de dióxido de carbono. Desta forma, as condições mais favoráveis para formação de tufas seriam em períodos muito úmidos e quentes de acordo com Ford e Pedley (1996). Entretanto, foram reconhecidas tufas formadas em diferentes condições climáticas, como tropical úmido com formações fortemente influenciadas por temperaturas de água sempre quentes, altas taxas de evaporação e inundações de alta magnitude causadas por monções (CARTHEW et al., 2006; OLIVEIRA et al., 2008) e mesmo no semi-árido (MOEYERSONS et al., 2006; ORDÓÑEZ et al., 2005).

Áreas de grande turbulência, como cachoeiras, também podem ser relacionadas à formação de tufas, em regiões cársticas de clima tropical e subtropical (CHEN et al., 2004). É interessante observar que o sistema da tufa, apesar de ocorrer em águas frescas e de fluxo constante, tem caráter agradacional e não degradacional (erosivo). Isso se deve ao fato de que a própria tufa seleciona os elementos carbonáticos e exclui os que não são úteis para sua formação (materiais siliciclásticos) (FORD e PEDLEY, 1996).

Dessa maneira, é visível que as tufas se formam em diferentes ambientes, gerando concreções de distintos formatos e conteúdos biogênicos. Em estudos desenvolvidos por Pedley (1990) e Ford e Pedley (1996), são demonstradas tentativas de uniformizar as classificações de tufas, não apenas por suas fácies litológicas, mas por seu conteúdo botânico e ambiente de formação. Essa junção das diferentes classificações promovidas ao longo do tempo se faz importante pois, como um sistema aberto, as tufas enquanto *outputs*, são produtos de diversas interferências em seu ambiente formador (CHORLEY, 1962).

LEVANTAMENTOS DE ESTUDOS ENVOLVENDO TUFAS CALCÁRIAS

Com os avanços nas pesquisas acerca das tufas calcárias, empregando técnicas como datação por radiocarbono, a biota presente e o monitoramento ativo do crescimento das concreções (por exemplo PEDLEY e ROGERSON, 2010), amplia-se a utilidade dessas para reconstruções paleoambientais (FORD e PEDLEY, 1996; DABKOWSKI, 2020), onde relata-se a diminuição das tufas devido a ações antrópicas, como a agricultura.

A partir do levantamento realizado a nível mundial, foi possível identificar 32 artigos (Quadro 1), dos quais 26 apresentam análises diretas nas litologias, enquanto o restante (seis artigos) possui o caráter de revisão/estado da Arte. Apenas seis estudos se encontram fora de território europeu, sendo apenas um localizado no Brasil (SALLUN FILHO et al., 2012).

Tabela 1 - Pesquisas localizadas sobre tufas calcárias

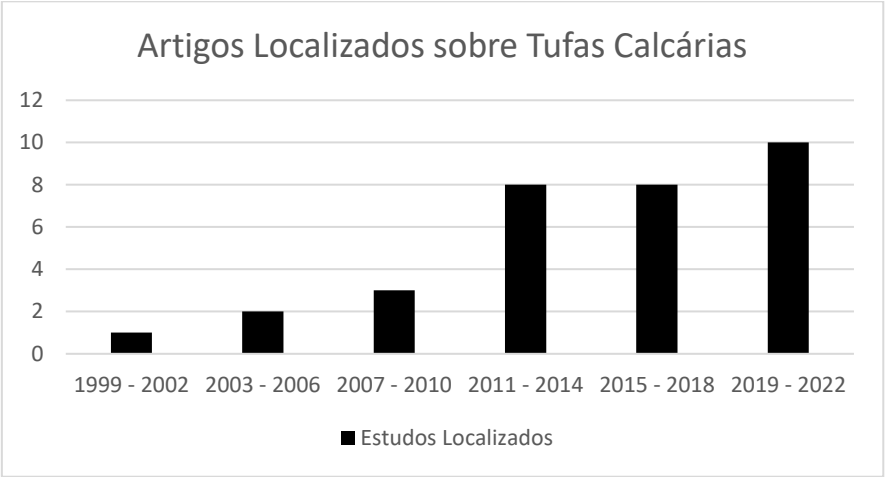
Cód	Autores	Ano	Analises	Local
1	AJUABA et al.	2021	Análise textural; Mineralogia	Valencia (Rio Ebrón), Espanha
2	ALEXANDROWICZ et al.	2018	Malacologia; Datação por Radiocarbono	Łapsze Niżne, Polônia
3	ANDREWS	2006	Isótopos estáveis (Revisão)	-
4	ANTOINE *et al.*	2007	Revisão	Rios Seine, Somme e Yonne, França
5	AZENNOUD et al.	2022	Petrografia, Geoquímica, Datação por Radiocarbono	Imouzzer Kandar (33º 43’ 44’’ N, 5º 0’ 39’’ W)
6	BERTINIi et al.	2014	Palinologia	Bagnoli (43°26’38.59” N 11°03’13.19” E)
7	Capezzuoli et al.	2014	Estado da Arte	-
8	CREMASCHI et al.	2010	Datação por U/Th, Datação por Radiocarbono e Isotopos estáveis	Tadrart Acacus Mountains, Saara
9	CREMASCHI et al.	2015	Datação por Radiocarbono, Petrografia, Geoquímica, Datação por U-Th, Isótopos estáveis	Dhofar, Oman
10	DABKOWSKI et al.	2011	Isótopos Estáveis	Caours e La Celle-sur-Seine, França
11	DABKOWSKI et al.	2012	Petrografia, Isótopos Estáveis, Elementos Traço	La Celle (48º 23' N, 2º 50' E)
12	DABKOWSKI et al.	2016	Petrografia, Isótopos Estáveis, Elementos Traço	Caours, França
13	DABKOWSKI et al.	2019	Geoquímica, Isótopos Estáveis	Cárpatos, Eslováquia (48°56’45” N, 17°58’24” E)
14	DABKOWSKI et al.	2022	Datação por Radiocarbono, Datação por U/Th, Isótopos Estáveis	Middle Atlas, Marrocos (33º 38' 49.50" N, 4º 59'38.33")

15	DABKOWSKI	2014	Revisão	-
16	DABKOWSKI et al.	2015	Isótopos Estáveis, Datação por Radiocarbono	Direndall/Rio Mamer (49°41’07” N/6°05’28” E)
17	DABKOWSKI et al.	2020	Malacologia	Rio Resson (48°32’59’’ N, 3°29’24’’ E)
18	DOBROWOLSKI et al.	2012	Palinologia, Malacologia, Análise de Macrofósseis de Plantas, Isotopos Estáveis, Datação por Radiocarbono, Datação por Termoluminescência	Spring Mire
19	DOBROWOLSKI et al.	2019	Datação por Radiocarbono, Isótopos Estáveis, Palinologia, Análise de Macrofósseis de Plantas, Malacologia, Geoquímica	Sítios Bobolice e Sokolica/Spurgle
20	GRANAI et al.	2020	Datação por Radiocarbono, Malacologia	Direndall/ Lorentzweiler
21	LESPEZ et al.	2008	Granulometria, Datação por Radiocarbono, Malacologia, Palinologia	Rio Mue
22	LIMONDIN-LOZOUET	2017	Malacologia (Revisão)	-
23	LIMONDIN-LOZOUET et al.	2020	Malacologia	La Celle (48º 23' N, 2º 50' E)
24	LUZÓN et al.	2017	Datação por Radiocarbono, Palinologia, Mineralogia, Isótopos Estáveis, Levantamento de Dados Geofísicos	Rio Añamaza
25	PAZZAGLIA et al.	2013	Descrição de Fósseis de Mamíferos, Palinologia, Datação por U/Th, Isótopos Estáveis	Bacia Ellera
26	PEÑA et al.	2000	Petrografia, Mineralogia, Isótopos Estáveis, Datação por U/Th	Rio Mijares
27	PIERUCCINI et al.	2021	Datação por Radiocarbono	Bacia Pecora
28	RICCI et al.	2015	Datação por Radiocarbono, Isótopos Estáveis, Palinologia	Bacia Valdelsa
29	RITTER et al.	2017	Geoquímica	Franconian Alb
30	SALLUN FILHO et al.	2012	Petrografia, Datação por Radiocarbono, Geoquímica	Serra do André Lopes
31	STARKEL et al.	2006	Revisão	Polônia
32	WACKENHEIM et al.	2020	Datação por Radiocarbono, Malacologia	Aït said ou Idder, Marrocos

Fonte: *Web of Science* (2021)

Percebe-se o aumento dos estudos em tufas no decorrer dos anos. Seis foram os artigos encontrados que se inserem entre os anos de 1999 e 2010. Desse modo, entre 2011 e 2022, 26 estudos foram localizados, demonstrando interesse ascendente nas investigações acerca dos depósitos carbonáticos. A Figura 3 mostra a quantidade de publicações numa série de quatro em quatro anos. É perceptível que o período de 2019-2022 possui maior acervo de estudos, totalizando dez.

Figura 3 - Trabalhos publicados entre 1999 e 2022 (a cada 4 anos)



Fonte: Web of Science (2022)

PRINCIPAIS METODOLOGIAS APLICADAS EM ESTUDOS DE TUFAS CALCÁRIAS

Verificando as análises realizadas nas concreções carbonáticas dos artigos reunidos (Figura 2), observa-se a importância destas para a realização das reconstruções ambientais nos locais estudados. Por meio de diversas análises, dentre elas a faciológica, geocronológica, isotópica, malacologia/botânica e geoquímica.

Análise Faciológica

Análise faciológica pode ser considerada uma das metodologias mais consolidadas, pois todos artigos levantados utilizam de tal técnica, já que a morfologia da deposição diz muito sobre as características ambiente deposicional e dos mecanismos ambientais envolvidos (Quadro 1).

Tufas calcárias vêm sendo descritas desde 1900 iniciando com o estudo de Davis (1900), no entanto de forma mais aprofundada a partir da década de 1960 (SCHOLL e TAFT, 1964). Uma primeira classificação das tufas foi proposta por Ordóñez e García Del Cura (1983), e em 1986 outra classificação (BRANCACCIO et al., 1986), que consideravam a litificação ou não do depósito, separando os depósitos em *Travertini Detritici* (detríticos, inconsolidados) e *Travertini Autocton*i (autóctones, consolidados). Dessa forma, observa-se que o termo travertino ainda era utilizado como sinônimo de tufa.

Uma nova classificação bem conhecida foi lançada por Pedley (1990) na qual considera, além da litificação, as inclusões biogênicas, bem como o ambiente de formação, tornando-se, portanto, a forma de classificação mais completa e amplamente difundida sobre tufas. Pedley et al. (1996) acrescentam na classificação a divisão de tufas em relação aos ambientes: quente/semi-árido/ fresco/temperado. Depósitos de tufas foram descritos por Buccino et al. (1978) inserindo dados geoquímicos e isotópicos em todos continentes (exceto a Antártida). Ford e Pedley (1996) apresentam uma compilação, oferecendo um panorama global das ocorrências de tufas, cujo conhecimento se restringia a depósitos da Europa e América do Norte (PENTECOST, 1995).

Modelos ambientais contribuem grandemente para interpretação de campo de tufas fósseis que podem ser difíceis com o avanço do intemperismo e soterramento que atrapalham a observação dos detalhes estratigráficos e geomórficos, controlados por fatores biológicos e climáticos nos ambientes de tufas (CARTHEW et al., 2006, PEDLEY et al., 2003). Tais modelos podem ser entendidos como representações conceituais considerando dados de sequências de tufas ativas e fósseis. Portanto, resumem a morfologia característica do depósito, associações de fácies, condições hidráulicas (rios, lagos, nascentes e pântanos), flora e fauna que ocorrem em cada sistema de tufas (PEDLEY, 1990).

Por fim, podem oferecer informações acerca da formação e dos fatores que controlam o crescimento das tufas, que é essencial para o manejo eficaz nos locais das mesmas (PENTECOST et al., 2003). No entanto, modelos devem ser aplicados considerando o local sob investigação, porém, eram inexistentes modelos ambientais derivados de estudos de regiões de monções tropicais, com água quente, altas taxas de evaporação, precipitação fortemente sazonal e inundações destrutivas regulares. Fatores esses que têm grande influência sobre os depósitos de tufas. Desta forma, Carthew et al., (2006) se propuseram a desenvolver um modelo apropriado baseado em características gerais de esquemas existentes, especialmente aqueles relatados por Pedley (1990), Pedley et al. (2003); Violante et al. (1994), mas foi adaptado para se adequar aos tufas fluviais de monções tropicais. O modelo contém os ambientes deposicionais característicos, unidades geomórficas e fácies que se formam em rios depositantes de tufas que operam sob este regime climático (Quadro 2).

Tabela 2 - Proposta de Carthew et al., 2006 para classificação de fáceis de tufas fluviais em regiões sob influência de monções

Sistema de tufas fluviais de monções tropicais				
	Fácies	**Subtipos**	**Unidades geomórficas de tufa e estruturas sedimentares**	**Formação (ambiente deposicional)**
Fácies autóctones (formação *in loco*)	Fácies microfíticas	Cerebral	A laminação compreende, uma camada contínua, contém filamentos microbianos planos e uma camada colunar com filamentos verticais formando os microstromatólitos	Zonas de sobreposição ou pulverização de água, em margens de riachos próximo a cachoeira ou cascata

		Esponjosa	Em uma escala micro, a alta porosidade é a característica mais marcante	Frentes de barragens sob condições de infiltração, onde se cria lóbulos da tufa
		Trombolítico	Fácies compacta microfítica densamente laminada pode ser vista claramente em lâminas delgadas	Zona de impacto abaixo dos derramamentos da barragem, restrita a condições subaquáticas, formando uma microestrutura coagulada
		Compacto	Fácies compacta microfítica densamente laminada	Zona de impacto abaixo dos derramamentos da barragem e é muito bem preservada em tufas fósseis
	Fácies larvais	Quironomídeo	Massa de pequenos tubos de habitação (das larvas) calcificados	Zonas hidráulicas que variam de água parada a água que flui suavemente em cascatas e frentes de barragens cobertas por uma fina película de água corrente
		Hidropsíquido	Abrigos (larvais) calcificados e redes de captura de seda (vazios redondos)	Zonas hidráulicas de água corrente de velocidade de fluxo relativamente alta
		Piralídeo	Abrigos (larvais) calcificados com cobertura de seda. Vazios redondos pouco maiores.	Frentes de barragens sob condições de infiltração
	Fácies macrofíticas	Fácies de emaranhado de raízes	Compreende uma rede de pequenas raízes calcificadas de Melaleuca	Particularmente comum em piscinas entre represas e em cascatas onde o fluxo é turbulento e multidirecional
		Fácies de Briófitas	Incrustação de calcita com folhas e raízes de Briófitas	Barragens abandonadas e/ou com escoamento. Além disso, podem ocorrer próximas a cachoeiras ou cascatas, devido aos respingos de água.

	Fácies de jangada de calcita e fácies microdetritais	Fácies de jangada de calcita e fácies microdetritais	Jangada: Incrustrações de calcita flutuantes. Fácies microdetritais: Lama micrítica, provavelmente produzida por cianobactérias. Também contém jangadas de calcita submersa.	Ambas restritas a zonas de água parada em piscinas e poços. Comuns durante a estação seca, pois as estações úmidas removem as jangadas de superfície e enxaguam jangadas de calcita afundadas e lama acumulada na base do canal.
	Fácies de concha	Fácies de concha	Ocorrem em associação com a camada radicular macrofítica ou fácies microdetrital. Contém conchas de moluscos articuladas em posição vital.	Ocorrem em piscinas e poços
Fácies alóctones (transportados)	Fácies litoclástica	Litologias não cársticas	Clastos que são depositados durante as enchentes e posteriormente cimentados por tufa para formar a fácie litoclástica	São depositados em piscinas e poços durante as enchentes
	Fácies fitoclásticas	Fácies fitoclásticas	Consistem em folhas, caules, galhos e cascas de plantas calcificadas e contém vazios abundantes que preservam a localização deste material em decomposição	Comuns em ambientes de barragens, onde se forma a partir de detritos lenhosos depositados durante as enchentes e também de material aprisionado que é constantemente jogado nos riachos pela vegetação ribeirinha.
	Fácies intraclásticas	Fácies intraclásticas	Pedaços de depósitos de tufa a montante são erodidos e depositados a jusante, onde são cimentados juntamente com a tufa. Normalmente ocorre com conchas quebradas.	As fácies intraclásticas formam-se em poços e piscinas durante as cheias.
	Fácies oncoidais	Fácies oncoidais	Composta de nódulos formados por cianobactérias calcificadas.	Observadas em área de água corrente. As fácies oncoidais fósseis são mais comuns em bancos onde ocorre em aterros sedimentares junto com lama e conchas. Oncoides indicam um ambiente de águas rasas.

Fonte: CARTHEW et al. (2006)

É importante ressaltar que as fácies e suas texturas podem ocorrer de forma semelhantes em riachos de diferentes áreas com clima diferente e dinâmica fluvial sazonalmente relacionada (CAPEZZUOLI et al., 2014; FORD e PEDLEY, 1996; PEDLEY, 1990) da mesma forma que grandes diferenças texturais e faciológicas podem acontecer em rios que de determinada região (OSTE et al., 2021).

Outras metodologias consolidadas no estudo de tufas calcárias

Outras análises, além das faciológicas, são utilizadas para os estudos das tufas. Sendo esses produtos da precipitação do carbonato de cálcio ($CaCO_3$), um dos estudos de grande relevância se dá onde o sedimento se assenta: o conteúdo biológico. Plantas, algas e conchas de moluscos são exemplos de locais onde a deposição pode ocorrer, conforme demonstrado por Ford e Williams (2007).

A malacologia é tida como o estudo dos moluscos e de suas conchas (STURM et al., 2006). Diversas são as necessidades de trabalho para compreensão das conchas presentes na concreção. Uma das finalidades se encontra na possibilidade de desenvolvimento de teorias acerca das condições e dinâmicas paleoambientais, pois a presença das espécies serve como indicador das conjunturas do ambiente anterior (MOREIRA JUNIOR, 2019). A presença de determinadas espécies sugere condições específicas da paisagem anterior, como locais de águas calmas ou lagos, como apresentado por Utida et al. (2017), além de demonstrar os motivos que levaram ao desaparecimento dos mesmos na área analisada (UTIDA, 2009).

A geoquímica estuda a forma de interação dos elementos químicos presentes na superfície terrestre, incluindo também a crosta, a biosfera, a litosfera, a hidrosfera e a atmosfera. Análise desses elementos associados a hidrologia da água com elementos de traço em áreas cársticas podem fornecer informações valiosas sobre as mudanças climáticas, mas a resposta geoquímica ao clima pode variar de acordo com o tipo de formação de carbonato secundário e resolução de tempo (KARMANN et al., 2007). Os depósitos de tufas foram investigados em busca de um melhor entendimento de que mudanças ambientais controlam a deposição de diferentes tipos de fácies de tufas. Tal dinâmica depende de parâmetros físico-químicos (OSTE et al., 2021). Datações e o estudo geoquímico de tufas também podem elucidar os últimos períodos úmidos, registrando informações sobre o tipo de recarga, origens das fontes de umidade e relações com mudanças em maior escala no sistema climático (KELE et al., 2021).

A utilização de isótopos estáveis como traçadores da proveniência geográfica natural de origem e processo tem crescido em diversas áreas, são aqueles que ocorrem de forma comum na natureza. Isótopos estáveis vêm sendo utilizados para reconstruir a temperatura com $\delta^{18}O$ da água de precipitação. Dados de isótopos e a idade U – Th para depósitos de tufas podem ser usados para datar e reconstruir as condições paleoclimáticas (KELE et al., 2021). Conforme salientado anteriormente depósitos de tufas que resultam da precipitação de calcita fazem parte dos carbonatos terrestres, e sua mineralogia (tipicamente> 95% $CaCO_3$) os torna arquivos altamente adequados para análise de isótopos estáveis ($\delta^{18}O$ e $\delta^{13}C$), que podem inferir informações sobre condições paleoclimáticas (DABKOWSKI et al., 2015). Portanto, além de descrever e fornecer um modelo sedimentológico para o determinado sistema e estabelecer os processos envolvidos na precipitação carbonática em todo o sistema também pode ajudar a compreender os controles e mecanismos de precipitação carbonática de outras tufas antigas como arquivos paleoclimáticos (MELÓN e ALONSO-ZARZA, 2018).

A aplicação de métodos de datação se mostra extremamente importante nas análises das concreções carbonáticas de água fresca. Isso porque é possível descobrir o período de sua formação a partir de aplicação de decaimento radioativo no material biótico ao qual o sedimento se assenta. Sua importância, contudo, vai além: ao realizar a cronologia da litologia, reconstruções da dinâmica paleoambiental podem ser feitas (FORD e WILLIAMS, 2007), a partir de estudos previamente realizados, que recriam as condições climáticas através dos tempos. Um dos principais métodos utilizados para datações está no decaimento de Urânio e Tório (U - Th). Isso se deve à meia-vida desses elementos, capaz de datar litologias mais antigas (FORD e WILLIAMS, 2007).

POSSIBILIDADES PARA O ESTUDO DE TUFAS NO BRASIL

O levantamento dos estudos em tufas calcárias com enfoque no território brasileiro permitiu identificar 16 artigos científicos no banco de dados consultado (Tabela 2). Da mesma forma que no cenário mundial observamos no Brasil uma carência de pesquisa, haja vista a extensão de áreas de ocorrência de cavernas e rochas carbonáticas no território. Comportamento similar também é observado com relação ao aumento da produção cientifica utilizando tufas calcárias na última década (11 trabalhos). Tal situação reflete o acompanhamento das pesquisas nacionais frente ao desenvolvimento científico sobre o tema.

Tabela 3 - Estudos sobre tufas calcárias no Brasil

Cód	Autor	Nome	Análises
1	(CORRÊA et al., 2011)	Geomorphology and genesis of the remarkable Araras Ridge tufa deposit, Western Brazil	Sedimentologia, Cronologia (U-Th)
2	(KARMANN et al., 2007)	Climate influence on geochemistry parameters of waters from Santana–Pérolas cave system, Brazil	Hidroquímica, espectrometria no solo
3	(OSTE et al., 2021)	Depositional and environmental controlling factors on the genesis of Quaternary tufa deposits from Bonito region, Central-West Brazil	Físico-química da água, classificação da litologia, análises faciológicas, Difração de Raios-X, caracterização dos cristais e da biota.
4	(RIBEIRO et al., 2001)	Uranium and thorium series disequilibrium in quaternary carbonate deposits from the Serra da Bodoquena and Pantanal do Miranda, Mato Grosso do Sul State, central Brazil	Cronologia (U-Th)
5	(RIBEIRO et al., 2015)	OSL dating of Brazilian fluvial carbonates (tufas) using detrital quartz grains	Luminescência Opticamente Estimulada, Cronologia (^{14}C).

6	(UTIDA et al., 2017)	Palaeoenvironmental interpretations based on molluscs from mid-Holocene lacustrine limestones, Mato Grosso do Sul, Brazil	Análise Faciológica, Malacologia.
7	(TRAVASSOS e DE OLIVEIRA, 2016)	Tufa deposits in the karst of Montes Claros, Minas Gerais, Brasil	Apresentação dos depósitos em Montes Claros (MG). Não há análises em tufas.
8	(DE OLIVEIRA et al., 2017)	Paleoenvironmental Evolution of Continental Carbonates in West-Central Brazil	Análise petrográfica, isotopia, cronologia (U-Th)
9	(SALLUN FILHO e KARMANN, 2007)	Geomorphological map of the Serra da Bodoquena karst, west-central Brazil	Mapeamento geomorfológico da área. Demonstra local com ocorrência de tufas.
10	(SALLUN FILHO et al., 2012)	Characterization of quaternary tufas in the Serra do André Lopes karst, southeastern Brazil	Análise petrográfica, Difração de Raios-X.
11	(DINIZ et al., 2022)	Tufa associated with karst features in a fracture-system fed by meteoric water, Araripe basin, NE Brazil	Petrografia, Difração de Raios-X, Isótopos Estáveis
12	(PEREIRA et al., 2017)	Continental carbonates from Itaboraí Formation in southeastern, Brazil	Petrografia, Faciologia, Isótopos Estáveis
13	RODRIGUES et al., 2022)	Continental freshwater carbonate coated grains: oncoids in Quaternary deposits of the Serra da Bodoquena region, Central-West Brazil	Difração de Raios-X, Isótopos Estáveis, Geoquímica, Petrologia
14	(SANT'ANNA et al., 2004)	The Paleocene travertine system of the Itaboraí basin, Southeastern Brazil	Petrografia, Difração de Raios-X, Geoquímica, Isótopos Estaveis, Faciologia
15	(SANTOS et al., 2016)	Integrative taxonomy of Metrichia Ross (Trichoptera: Hydroptilidae: Ochrotrichiinae) microcaddisflies from Brazil: descriptions of twenty new species	Descrição de Espécies contidas nas tufas
16	(SHIRAISHI et al., 2022)	Microbial influences on tufa deposition in a tropical climate	Hidroquímica

Fonte: Web of Science (2022)

A partir do levantamento efetuado, fora possível visualizar a espacialização de tais estudos no território, sendo possível observar que ocorre uma concentração de pesquisas na região do Pantanal brasileiro, e carência de pesquisas nas áreas onde tem maior concentração de rochas carbonáticas – o Cerrado do Brasil-central (WILLIAMS e FONG, 2010).

A maioria das metodologias utilizadas nos estudos internacionais são também as usadas nas pesquisas nacionais. No entanto, ao contrário das pesquisas mundiais, que possuem como predominância a análises de fácies, no Brasil as técnicas aplicadas são mais diversas. As únicas que aparecem somente nos estudos brasileiros são a espectrometria de solos e a datação utilizando técnica de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), aplicada por Ribeiro et al. (2015). Acredita-se que as idades obtidas por esse método são as melhores estimativas para o tempo de deposição inicial das amostras de tufas estudadas, pois a recristalização de carbonato ou a absorção de matéria orgânica após a formação de tufas são responsáveis pelas idades de radiocarbono mais jovens em comparação com idades de quartzo nas amostras das concreções mais antigas.

Este levantamento teórico-metodológico foi desenvolvido com intuito de preparar o grupo de pesquisa que vem realizando investigações acerca dos afloramentos de tufas calcárias no Cerrado do Brasil central, estando relacionadas ao Grupo Bambuí e a Formação Lagoa do Jacaré a oeste do Cráton São Francisco.

CONSIDERAÇÕES

O levantamento dos estudos envolvendo tufas calcárias evidenciou que, apesar do aumento de estudo na temática nos últimos anos, ainda são poucos considerando as vastas áreas de rochas carbonáticas da superfície terrestre. A nível mundial existe uma concentração de trabalhos no continente europeu. No que tangencia o território brasileiro, as análises se concentram principalmente na porção sudoeste do país, especialmente no espaço sul-matogrossense. Dessa maneira, áreas como a porção do Brasil central se mostram com defasagem de trabalhos desenvolvidos, apesar de possuir grande área de terreno cárstico. Trabalhos acerca da sedimentação do carbonato de cálcio em forma de tufas, auxiliaria a resolver questões concernentes à evolução da paisagem no Cerrado, se somando, inclusive, aos estudos que demonstram como a ação antrópica pode interferir no processo de formação e conservação das feições do carste brasileiro.

A metodologia de busca em plataforma é fundamental para reunir artigos de revistas indexadas, que permite detalhar as buscas por palavras-chave, e critérios espaço-temporais. As pesquisas localizadas apresentam diversas metodologias consolidadas ou recentes que podem ser aplicadas ao estudo de tufas dependendo do objetivo da pesquisa, sendo a análise de fácies a mais recorrente. Os estudos demonstram o potencial de tais feições para diversas análises voltadas à questão paleoambiental e também interferências antrópicas nos sistemas cársticos.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Programa de Pós-graduação (omitido para avaliação a cega) que forneceu estrutura para a realização da pesquisa. Ao programa PIBIC com o fomento da

bolsa de iniciação científica pelo Conselho Nacional de Pesquisa - CNPq. Agradecem também ao fomento obtido pelo TCCE 01/2018 Vale/ICMBio.

REFERÊNCIAS

AJUABA, S.; ARENAS, C.; CAPEZZUOLI, E. (2021). Sedimentology of pleistocene palustrine tufas and associated deposits of the ebrón valley (iberian ranges, spain). **Estudios Geologicos**, 77(1).

ALEXANDROWICZ, W. P.; SZYMANEK, M.; RYBSKA, E. (2018). Application of malacological analysis in local and regional palaeoenvironmental reconstructions – A study from the Holocene of Łapsze Niżne (Podhale, southern Poland). **Acta Geologica Polonica**, 68(1), 89–105.

ANDREWS, J. E. (2006). Palaeoclimatic records from stable isotopes in riverine tufas: Synthesis and review. **Earth-Science Reviews**, 75(1-4), 85–104.

ANTOINE, P.; LIMONDIN-LOZOUET, N.; CHAUSSÉ, C.; LAUTRIDOU, J. P.; PASTRE, J. F.; AUGUSTE, P.; BAHAIN, J. J.; FALGUÈRES, C.; GALEHB, B. (2007). Pleistocene fluvial terraces from northern France (Seine, Yonne, Somme): synthesis, and new results from interglacial deposits. **Quaternary Science Reviews**, 26(22–24) 2701–2723.

AZENNOUD, K.; BAALI, A.; AIT BRAHIM, Y.; AHOUACH, Y.; HAKAM, O. (2022). Climate controls on tufa deposition over the last 5000 years: A case study from Northwest Africa. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 586 (2022),110767.

BAKALOWICZ, M. (1999). Connaissance et gestion des ressources en eaux souterraines dans les régions karstiques. Guide technique n°3, **SDAGE Rhône - Méditerranée - Corse. Agence de l'Eau Rhône - Méditerranée - Corse**, Lyon, 40 p.

BERTINI, A.; MINISSALE, A.; RICCI, M. (2014). Palynological approach in upper quaternary terrestrial carbonates of central italy: Anything but a “mission impossible”. **Sedimentology**, 61(1), 200–220.

BRANCACCIO, L.; D´ARGENIO, B.; FERRERI, V.; DAMIANO, S.; TURI, B.; PREITE, M. M. (1986). Caratteri Tessiturali e Geochimici dei Travertini di Rocchetta a Volturno (Molse). **Bollettino della Societa Geologica Italiana**, 105, 265-277.

BUCCINO, G.; D’ARGENIO, B.; FERRERI, V.; BRANCACCIO, I.; FERRERI, M.; PANICHI, C.; STANZIONE, D. (1978). I Travertini della bassa valle del Tanagro (Campania). **Studio Geomorphologico, Sedimentologico e Geochimico. Bollettino della Societa Geologica Italiana**, 97, 617–646.

CAPEZZUOLI, E.; GANDIN, A.; PEDLEY, M. (2014). Decoding tufa and travertine (fresh water carbonates) in the sedimentary record: The state of the art. **Sedimentology**, 61(1), 1–21.

CARTHEW, K. D.; TAYLOR, M. P.; DRYSDALE, R. N. (2006). An environmental model of fluvial tufas in the monsoonal tropics, Barkly karst, northern Australia. **Geomorphology**, 73(1–2), 78–100.

CHEN, J.; ZHANG, D. D.; WANG, S.; XIAO, T.; HUANG, R. (2004). Factors controlling tufa deposition in natural waters at waterfall sites. **Sedimentary Geology**, v. 166(3–4), 353–366.

CHORLEY, R. J. (1962). Geomorphology and General Systems Theory. **United States**

Government Printing Office,16–22.

CORRÊA, D.; AULER, A. S.; WANG, X.; EDWARDS, R. L.; CHENG, H. (2011). Geomorphology and genesis of the remarkable Araras Ridge tufa deposit, Western Brazil. **Geomorphology**, 134(1–2), 94–101.

CREMASCHI, M.; ZERBONI, A.; SPÖTL, C.; FELLETTI, F. (2010). The calcareous tufa in the Tadrart Acacus Mt. (SW Fezzan, Libya). An early Holocene palaeoclimate archive in the central Sahara. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 287(1-4), 81–94.

CREMASCHI, M.; ZERBONI, A.; CHARPENTIER, V.; CRASSARD, R.; ISOLA, I.; REGATTIERI, E.; ZANCHETTA, G. (2015). Early-Middle Holocene environmental changes and pre-Neolithic human occupations as recorded in the cavities of Jebel Qara (Dhofar, southern Sultanate of Oman). **Quaternary International**, 382, 264–276.

DABKOWSKI, J.; LIMONDIN-LOZOUET, N.; ANTOINE, P.; MARCA-BELL, A.; ANDREWS, J. (2011). Enregistrement des variations climatiques au cours des interglaciaires d'après l'étude des isotopes stables de la calcite de tufs calcaires pléistocènes du nord de la France : exemple des séquences de Caours (SIM 5e. **Quaternaire**, 22(4), 275–283.

DABKOWSKI, J.; LIMONDIN-LOZOUET, N.; ANTOINE, P.; ANDREWS, J.; MARCA-BELL, A.; ROBERT, V. (2012). Climatic variations in MIS 11 recorded by stable isotopes and trace elements in a French tufa (La Celle, Seine Valley). **Journal of Quaternary Science**, 27(8), 790–799.

DABKOWSKI, J. (2014). High potential of calcareous tufas for integrative multidisciplinary studies and prospects for archaeology in Europe. **Journal of Archaeological Science**, 52, 72–83.

DABKOWSKI, J.; BROU, L.; NATON, H. G. (2015). New stratigraphic and geochemical data on the Holocene environment and climate from a tufa deposit at Direndall (Mamer Valley, Luxembourg). **Holocene**, 25(7), 1153–1164.

DABKOWSKI, J.; LIMONDIN-LOZOUET, N.; ANDREWS, J.; MARCA-BELL, A.; ANTOINE, P. (2016). Quaternaire Climatic and environmental variations during the last interglacial recorded in a Northern France tufa (Caours, Somme basin). comparisons with regional records. **Quaternaire**, 27(3), 249–261.

DABKOWSKI, J.; FRODLOVÁ, J.; HÁJEK, M.; HÁJKOVÁ, P.; PETR, L.; FIORILLO, D.; DUDOVÁ, L.; HORSÁK, M. (2019). A complete Holocene climate and environment record for the Western Carpathians (Slovakia) derived from a tufa deposit. **Holocene**, 29(3), 493–504.

DABKOWSKI, J. (2020). The late-Holocene tufa decline in Europe: Myth or reality? **Quaternary Science Reviews**, 230(2020), 106141.

DABKOWSKI, J.; WACKENHEIM, Q.; FALGUÈRES, C.; FIORILLO, D.; TOMBRET, O.; LIMONDIN-LOZOUET, N.; BOUDAD, L.; BERGER, J. F. (2022). Timing and intensity of humid interglacial and interstadial periods from the Eemian in the southwestern Mediterranean region: new chronological and stable isotope data from Aït Said ou Idder (Middle Atlas) and comparison with other regional tufa deposits . **E and G Quaternary Science Journal**, 71(1), 45–58.

DAVIS, C. A. A. (1900). Contribution to the natural history of marl. **Journal of Geology**,

8, 485–497.

DE OLIVEIRA, E. C.; ROSSETTI, D. F.; UTIDA, G. (2017). Paleoenvironmental evolution of continental carbonates in West-Central Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciencias**, 89(1), 407–429.

DE WAELE, J.; PLAN, L.; AUDRA, P. (2009). Recent developments in surface and subsurface karst geomorphology: An introduction. **Geomorphology**, 106(1–2), 1–8.

DINIZ, J. L.; TOGNOLI, F. M. W.; CLAES, H.; MIRANDA, T. S. DE; NEUMANN, V. H. DE M. L.; SIAL, A. N.; INOCENCIO, L. C.; SOUZA, L. V. DE. (2022). Tufa associated with karst features in a fracture-system fed by meteoric water, Araripe basin, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 115(2022), 103772.

DOBROWOLSKI, R.; PIDEK, I. A.; ALEXANDROWICZ, W. P.; HALAS, S.; PAZDUR, A.; PIOTROWSKA, N.; BUCZEK, A.; URBAN, D.; MELKE, J. (2012). Interdisciplinary studies of spring mire deposits from radzików (south podlasie lowland, east poland) and their significance for palaeoenvironmental reconstructions. **Geochronometria**, 39(1), 10–29.

DOBROWOLSKI, R.; MAZUREK, M.; OSADOWSKI, Z.; ALEXANDROWICZ, W. P.; PIDEK, I. A.; PAZDUR, A.; PIOTROWSKA, N.; DRZYMULSKA, D.; URBAN, D. (2019). Holocene environmental changes in northern Poland recorded in alkaline spring-fed fen deposits – A multi-proxy approach. **Quaternary Science Reviews**, 219, 236–262.

FORD, D. C.; WILLIAMS, P. (1989). Karst Geomorphology and Hidrology. Londres: **Unwin Hyman**, 601p.

_____. _____.. (2007). Karst hydrogeology and geomorphology. Second ed. Chichester: **Wiley**, 562p.

FORD, T. D.; PEDLEY, H. M. (1996). A review of tufa and travertine deposits of the world. **Earth-Science Reviews**, 41(3–4), 117–175.

GRANAI, S.; DABKOWSKI, J.; HÁJKOVÁ, P.; NATON, H. G.; BROU, L. (2020). Holocene palaeoenvironments from the Direndall tufa (Luxembourg) reconstructed from the molluscan succession and stable isotope records. **Holocene**, 30(7), 982–995.

HILL, C. A.; FORTI, P. (1997). Cave minerals of the world. **National Speleological Society**, p.463.

ICMBIO - Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade; CECAV - Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas; CANIE - Cadastro Nacional de Informações Espeleológicas. (2018). **Detalhamento dos dados das Cavernas**. Disponível em: https://www.icmbio.gov.br/cecav/canie.html. Acesso em: 07 mar 2021.

KARMANN, I. (1994). **Evolução e dinâmica atual do sistema cárstico do alto vale do Rio Ribeira de Iguape, sudeste do Estado de São Paulo.** 1994. 228 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

KARMANN, I.; CRUZ, F. W.; VIANA, O.; BURNS, S. J. (2007). Climate influence on geochemistry parameters of waters from Santana-Pérolas cave system, Brazil. **Chemical Geology**, 244(1–2), 232–247.

KELE, S.; SALLAM, E. S.; CAPEZZUOLI, E.; ROGERSON, M.; WANAS, H.; SHEN, C.-C.; LONE, M. A.; YU, T.-L.; SCHAUER, A.; HUNTINGTON, K. W. (2021). Were springline carbonates in the Kurkur–Dungul area (southern Egypt) deposited during

glacial periods? **Journal of the Geological Society**, 178(3), 147.

LESPEZ, L.; CLET-PELLERIN, M.; LIMONDIN-LOZOUET, N.; PASTRE, J. F.; FONTUGNE, M.; MARCIGNY, C. (2008). Fluvial system evolution and environmental changes during the Holocene in the Mue valley (Western France). **Geomorphology**, 98(1–2), 55–70.

LIMONDIN-LOZOUET, N.; DABKOWSKI, J.; ANTOINE, P. (2020). Palaeoenvironmental dynamics of the MIS 11 interglacial in north-western Europe based on the malacological succession from La Celle (Seine Valley, France): Relationship with glacial refugia and palaeobiodiversity. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 560(2020),110044.

LIMONDIN-LOZOUET, N. (2017). "l'assemblage à lyrodiscus", marqueur paléoenvironnemental et biostratigraphique des formations du SIM 11 en Europe du nord-ouest. **Quaternaire**, 28(2), 231–238.

LUZÓN, A.; GAUTHIER, A.; PÉREZ, A.; PUEYO-ANCHUELA, O.; MAYAYO, M. J.; MUÑOZ, A. (2017). Late Pleistocene-Holocene palaeoenvironmental evolution of the Añamaza River valley (Iberian Range, NE Spain): multidisciplinary approach on the study of carbonate fluvial systems. **Quaternary International**, 437, 51–70.

MELÓN, P.; ALONSO-ZARZA, A. M. (2018). The Villaviciosa tufa: a scale model for an active cool water tufa system, Guadalajara (Spain). **Facies**, 64(1), 1–16.

MIRAGAYA, J. (2014). O desempenho da economia na região Centro-Oeste *In*: BNDES. **Um olhar territorial para o desenvolvimento - Centro-Oeste**. Rio de Janeiro: BNDES, 424-452.

MOEYERSONS, J.; NYSSEN, J.; POESEN, J.; DECKERS, J.; HAILE, M. (2006). Age and backfill/overfill stratigraphy of two tufa dams, Tigray Highlands, Ethiopia: Evidence for Late Pleistocene and Holocene wet conditions. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 230(1–2), 165–181.

MOREIRA JUNIOR, C. A. (2019). **Uso de moluscos bentônicos na reconstrução paleoambiental da Formação Riachuelo, Cretáceo de Sergipe**. Relatório (PIBIC). Sergipe: Departamento de Geologia DEGEOL/UFS.

OLIVEIRA, L. T.; LUZ, J. A. G. DA; CAMPOS, J. C. V.; LIMA, O. A. L. DE; LEAL, L. R. B. (2008). Comportamento Hidrogeológico do Grupo Urucuia: Sub- bacias dos rios Formoso e Arrojado. **XV Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas**, 71, 1–15.

ORDOÑEZ, S.; GARCIA DEL CURA, M. A. (1983). Recent and Tertiary fluvial carbonates in Central Spain. **Special Publications of International Association of Sedimentologists**, 6, 485-497.

ORDÓÑEZ, S.; MARTÍN, J. A. G.; DEL CURA, M. A. G.; PEDLEY, H. M. (2005). Temperate and semi-arid tufas in the Pleistocene to Recent fluvial barrage system in the Mediterranean area: The Ruidera Lakes Natural Park (Central Spain). **Geomorphology**, 69(1–4), 332–350.

OSTE, J. T. F.; RODRÍGUEZ-BERRIGUETE, Á.; DAL' BÓ, P. F. (2021). Depositional and environmental controlling factors on the genesis of Quaternary tufa deposits from Bonito region, Central-West Brazil. **Sedimentary Geology**, 413, 105824.

PAZZAGLIA, F.; BARCHI, M. R.; BURATTI, N.; CHERIN, M.; PANDOLFI, L.; RICCI, M. (2013). Pleistocene calcareous tufa from the Ellera basin (Umbria, central

Italy) as a key for an integrated paleoenvironmental and tectonic reconstruction. **Quaternary International**, 292, 59–70.

PEDLEY, H. M. (1990). Classification and environmental models of cool freshwater tufas. **Sedimentary Geology**, 68(1–2), 143–154.

PEDLEY, H. M.; ROGERSON, M. (2010). Introduction to tufas and speleothems. **Geological Society Special Publication**, 336, 1–5.

PEDLEY, M., ANDREWS, J., ORDONEZ, S., GARCIA DEL CURA, M. A., GONZALES MARTIN, J. A.; TAYLOR, D. (1996). Does climate control the morphological fabric of freshwater carbonates? A comparative study of Holocene barrage tufas from Spain and Britain. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,** 121(3–4), 239–257. https://doi.org/10.1016/0031-0182(95)00080-1

PEDLEY, M., GONZÁLEZ MARTÍN, J. A., ORDÓNEZ DELGADO, S.; GARCÍA DEL CURA, M. Á. (2003). Sedimentology of quaternary perched springline and paludal tufas: Criteria for recognition, with examples from Guadalajara Province, Espanha. **Sedimentology**, 50(1), 23–44. https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2003.00502.x

PEÑA, J. L.; SANCHO, C.; LOZANO, M. V. (2000). Climatic and tectonic significance of late Pleistocene and Holocene tufa deposits in the Mijares River canyon, eastern Iberian Range, Northeast Spain. **Earth Surface Processes and Landforms**, 25(13), 1403–1417.

PENTECOST, A. (1995). The Quaternary travertine deposits of Europe and Asia minor. **Quaternary Science Reviews**, 14(10), 1005-1028.

PENTECOST, A.; JONES, B. ; RENAUT, R.W. (2003). What is a hot spring? **Canadian Journal of Earth Sciences**., 40, 1443– 1446.

PEREIRA, G. DO C. R.; OLIVEIRA, E. C. DE; BERGAMASCHI, S. (2017). Continental carbonates from Itaboraí Formation in southeastern, Brazil. **Quaternary International**, 437, 199–211.

PIERUCCINI, P.; SUSINI, D.; BUONINCONTRI, M. P.; BIANCHI, G.; HODGES, R.; LUBRITTO, C.; PASQUALE, G. DI. (2021). Late Holocene human-induced landscape changes in Calcareous Tufa environments in Central Mediterranean valleys (Pecora river, Southern Tuscany, Italy). **Geomorphology**, 383, 107691.

RIBEIRO, F. B.; ROQUE, A.; BOGGIANI, P. C.; FLEXOR, J. M. Uranium and thorium series disequilibrium in quaternary carbonate deposits from the Serra da Bodoquena and Pantanal do Miranda, Mato Grosso do Sul State, central Brazil. **Applied Radiation and Isotopes**, 54(1), 153–173.

RIBEIRO, L. M. A. L.; SAWAKUCHI, A. O.; WANG, H.; SALLUN FILHO, W.; NOGUEIRA, L. (2015). OSL dating of Brazilian fluvial carbonates (tufas) using detrital quartz grains. **Quaternary International**, 362, 146–156.

RICCI, M.; BERTINI, A.; CAPEZZUOLI, E.; HORVATINČIĆ, N.; ANDREWS, J. E.; FAUQUETTE, S.; FEDI, M. (2015). Palynological investigation of a Late Quaternary calcareous tufa and travertine deposit: The case study of Bagnoli in the Valdelsa Basin (Tuscany, central Italy). **Review of Palaeobotany and Palynology**, 218, 184–197.

RITTER, S. M.; SCHRÖTER, M. I.-; SCHRÖDER-RITZRAU, A.; SCHOLZ, C.; FRANK, N. (2017). Geochemical Insights Into an Active Calcareous Tufa Depositing System in Southern Germany. **Procedia Earth and Planetary Science**, 17, 328–331.

RODRIGUES, A. C.; ROCHA SANTOS, L. DA; CURY, L. F.; RUMBELSPERGER, A. B. (2021). Continental freshwater carbonate coated grains: oncoids in Quaternary deposits of the Serra da Bodoquena region, Central-West Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, 52(2), 1-18.

SALLUN FILHO, W.; ALMEIDA, L. H. S.; BOGGIANI, P. C.; KARMANN, I. (2012). Characterization of quaternary tufas in the Serra do André Lopes karst, southeastern Brazil. **Carbonates and Evaporites**, 27(3–4), 357–373.

SALLUN FILHO, W.; KARMANN, I. (2007). Geomorphological map of the Serra da Bodoquena karst, west-central Brazil. **Journal of Maps**, 3(1), 282–295. DOI: 10.1080/jom.2007.9710845.

SANT'ANNA, L. G.; RICCOMINI, C.; RODRIGUES-FRANCISCO, B. H.; SIAL, A. N.; CARVALHO, M. D.; MOURA, C. A. V. (2004). The Paleocene travertine system of the Itaboraí basin, Southeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 18(1), 11–25.

SANTOS, A. P. M.; TAKIYA, D. M.; NESSIMIAN, J. L. (2016). Integrative taxonomy of Metrichia Ross (Trichoptera: Hydroptilidae: Ochrotrichiinae) microcaddisflies from Brazil: Descriptions of twenty new species. **PeerJ**, 2016(5), 1-54.

SCHOLL, D. W.; TAFT, W. H. (1964). Algae, contributors to the formation of calcareous tufa, Mono Lake. **Journal of Sedimentary Petrology**, 34(2), 309-319.

SHIRAISHI, F.; HANZAWA, Y.; ASADA, J.; CURY, L. F.; BAHNIUK, A. M. (2022). Microbial influences on tufa deposition in a tropical climate. **Sedimentary Geology**, 427, 106045.

STARKEL, L.; SOJA, R.; MICHCZYŃSKA, D. J. (2006). Past hydrological events reflected in Holocene history of Polish rivers. **Catena**, 66(1–2), 24–33.

STURM, C. F.; PEARCE, T. A.; VALDÉS, Á. (2006). The Mollusks A Guide to Their Study, Collection, and Preservation. Pittsburgh, PA, U.S.A: **American Malacological Society**.

TRAVASSOS, L. E. P. (2019). Princípios de Carstologia e Geomorfologia Cárstica**. Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade-ICMBio**.

TRAVASSOS, L. E. P.; DE OLIVEIRA, R. I. C. (2016). Tufa deposits in the karst of Montes Claros, Minas Gerais, Brazil. **Acta Carsologica**, 45(1), 85–96.

UTIDA, G. (2009). **Fósseis em micritos quaternários da Serra da Bodoquena, Bonito-MS e sua aplicação em estudos paleoambientais.** Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Geotectônica). São Paulo: Instituto de Geociências IGc /USP.

UTIDA, G.; OLIVEIRA, E. C.; TUCKER, M.; PETRI, S.; BOGGIANI, P. C. (2017). Palaeoenvironmental interpretations based on molluscs from mid-Holocene lacustrine limestones, Mato Grosso do Sul, Brazil. **Quaternary International**, 437(2017), 186–198.

VIOLANTE, C.; FERRERI, V.; D'ARGENIO, B.; GOLUBIC, S. (1994). Quaternary Travertines at Rocchetta a Voltumo (Isemia, Cen- tral Italy): Facies analysis and Sedimentary Model of an Organogenic system. In: International Association of Sedimentology (org.). **Field Trip Al Guidebook for the 15th International Association of Sedimentology Regional Meeting**. Ischia, Italy, 3-23.

WACKENHEIM, Q.; LIMONDIN-LOZOUET, N.; DABKOWSKI, J.; BOUDAD, L.; BERGER, J. F. (2020). Reconstructing Mid-Holocene palaeoenvironmental dynamic in the Middle Atlas (Morocco) inferred from non-marine molluscs succession of the Aït Said ou Idder tufa sequence. **Quaternaire**, 31(2), 145–164.

WEB OF SCIENCE. (2022). **Todas as bases de dados.** Disponível em: <https://www.webofscience.com/wos/woscc/summary/4421d55b-be6f-410d-be3b-b35a56d1a932-488d9ee3/relevance/1>. Acesso em: 01 set 2022.

WEB OF SCIENCE. (2022). **Todas as bases de dados.** Disponível em: < https://www.webofscience.com/wos/woscc/summary/3d7d57dc-fd96-446c-8ca9-2a1ef17954c1-488df63b/relevance/1>. Acesso em: 01 set 2022.

WEB OF SCIENCE. (2022). **Todas as bases de dados.** Disponível em: < https://www.webofscience.com/wos/alldb/summary/dbd58247-48bc-4b03-93f6-b6b5c2d20a39-4be0a252/relevance/1>. Acesso em: 01 set 2022.

WILLIAMS, P.; FONG, Y. T. (2010). **Mapa mundial de afloramentos rochosos carbonáticos**. Disponível em: >https://www.fos.auckland.ac.nz/our_research/karst/>. Acesso em : 11 abr 2021.

6 RESULTADOS

Os resultados aqui apresentados estão divididos em dois artigos. O primeiro, intitulado “Identification of calcareous tufa in northeast of the state of Goiás, Brazil”, apresentado no Congresso Internacional de Espeleologia (ICS, 2022), trata-se de uma caracterização visual dos depósitos de $CaCO_3$ na APANRV, a partir de trabalho em campo. A utilização de *softwares* como *Avenza Maps* e QGIS (v. 3.16.3 *with GRASS* v. 7.8.5) foi essencial para o mapeamento das feições localizadas.

O segundo artigo, intitulado “Caracterização geoquímica e mineralógica de tufas calcárias da Área de Proteção Ambiental das Nascentes do Rio Vermelho (APANRV), nordeste de Goiás” (a ser submetido à revista científica), apresenta análises iniciais acerca de tais carbonatos continentais. Os métodos de digestão ácida, perda ao fogo, fusão e difração de raios-X foram utilizados na composição da pesquisa. Os resultados obtidos foram processados em *software PAST* (v. 4.11), buscando sua correlação com outros estudos desenvolvidos na APANRV.

6.1 Identification of calcareous tufa in northeast of the state of Goiás, Brazil

Leonardo MENDES (1), Adivane NOGUEIRA (2), Dandara CALDEIRA (3) & Rogério UAGODA (4)

(1) Laboratório de Geografia Física, ICC Norte, Bloco 23, Campus Darcy Ribeiro, Brasília, Brazil, lchaves21@gmail.com (corresponding author)
(2) Laboratório de Geografia Física, ICC Norte, Bloco 23, Campus Darcy Ribeiro, Brasília, Brazil, adinogueira2010@hotmail.com
(3) Laboratório de Geografia Física, ICC Norte, Bloco 23, Campus Darcy Ribeiro, Brasília, Brazil, dandara.caldeira2014@gmail.com
(4) Laboratório de Geografia Física, ICC Norte, Bloco 23, Campus Darcy Ribeiro, Brasília, Brazil, rogeriouagoda@unb.br

Abstract

Studies in calcareous tufas are of great importance for the development of paleoenvironmental reconstructions and understanding of the landscape dynamics. As features originated from areas of occurrence of carbonate rocks, these concretions solidify in different forms and facies, due to the conditions provided by the environment in which they develop. This research seeks to map and describe the calcareous tufa formations in the northeastern portion of the state of Goiás, Brazil. Some areas of occurrence were identified through field work, involving description and extraction of outcrops. Thus, the carbonate deposits were spatialized with the registration of coordinates, inserting them in a Geographic Information System (GIS) environment, using the QGIS v.3.16.3 with GRASS v.7.8.5 software (v.10.6.1). In this sense, the faciological description of the testimonies was possible to be realized, associating them with depositional environments, identifying cascade, waterfall, dam and inter-dam pool tufas, correlated to the facies typology. In addition, cartographic materials of the spatial distribution of such features were generated, in which certain linearity of the occurrence of outcrops, including in areas without active drainage, was found.

1. Introduction

Over high porosity and solubility rocks, karstic terrains develop, known for being systems of constant interaction between water and the geological environment. The northeastern portion of the state of Goiás, Brazil, is encompassed by three main geological groups (Bambuí, Areado and Urucuia), associated with the Sanfranciscana Basin. The Lagoa do Jacaré formation, which belongs to the Bambuí, has pelite-carbonated outcrops linked to the regressive erosion of the Serra Geral do Goiás (W-E).

Thus, exuberant features such as caves, lapia, sinkholes, tufas and travertines, appears, generating rich and complex landscapes, which can be considered both open and closed systems (TRAVASSOS, 2019). Typical features of karst areas, such as tufas, occur near or in the bed of rivers that, at any moment, were in direct contact with carbonate rocks. Carbonate deposits are the result of the interaction between CO_2-rich waters and carbonate rocks. The supersaturation benefits the precipitation of calcite, a chemical precipitation mineral that constantly occurs in karstic areas (HILL; FORTI, 1997). The reprecipitation of calcite can be indicated by the equation:

$Ca^{+2} + 2\,HCO^{-}_{3} \leftrightarrow CaCO_3\downarrow + H_2O + CO_2\,(g)\uparrow$

(Calcium carbonate precipitation equation)

A study by Ford & Pedley (1996) demonstrated that the formation of tufas is linked to climatic periods of great humidity and heat. However, other studies have recognized tufa formations in different environments, such as humid tropical (CARTHEW; TAYLOR; DRYSDALE, 2006) and semi-arid (MOEYERSONS et al., 2006, ORDÓÑEZ et al., 2005).

For interpretation about fossil tufas, environmental models are used, since weathering and burial complicate the stratigraphic and geomorphic characterization, influenced by biological and climatic aspects (CARTHEW; TAYLOR; DRYSDALE, 2006, PEDLEY, 2003). These environmental models are understood as conceptual representations, as they have the morphological characterization of the deposit, association of facies and sedimentation environments (PEDLEY, 1990). The need to use models related to regions with similar climatic factors is emphasized.

Calcareous tufas are extremely fragile, as their formation and conservation directly depend on the use of land throughout their area of influence. Thus, considering that the studied area stands out for agricultural production, the conservation of these features can be directly affected, even before they are properly studied to understand different perspectives (climatic, tectonic and anthropic) (FORD; WILLIAMS, 2007; CAPEZZUOLI; GANDIN; PEDLEY, 2014; MIRAGAYA, 2014, DABKOWSKI, 2020). Therefore, works containing mappings for the spatialization of these outcrops, as well as the development of scientific research on karst landscapes, are extremely important, as they foment conservation and greater understanding of the dynamics of such rich and vulnerable areas.

2. Materials and methods

This study sought to map and characterize the sedimentation environments of calcareous tufas in the northeastern portion of the state of Goiás, Brazil. In this way, a field visit was carried out during the first half of the second semester of 2021, aiming to verify the areas with occurrence of the features and the prior recognition of the characteristics of depositional environments. In order to verify the internal biological content as well as to carry out further analysis, it was necessary to extract samples from the cores.

In the field work, some testimonies were measured in terms of height and width, with coordinates recorded using the Avenza Maps application on an Android device. Photographs were also stored from available cameras. These cartographic and image data were inserted in a GIS environment (QGIS v.3.16.3 with GRASS v.7.8.5), generating the spatialization of the observed features. Other data, such as hydrography and contours (30 meters), were extracted, respectively, from the State Geoinformation System (SIEG) and the Alos PALSAR Digital Elevation Model. (DEM) of the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) project, both acquired from the United States Geological Survey (USGS). The satellite image applied comes from the Google Satellite Plug-in, available within the aforementioned GIS.

The characterization, both in field and in the observations of the samples in the laboratory, were based on the calcareous tufa model for tropical regions influenced by monsoonal systems (CARTHEW et al., 2006). In this way, aspects such as form, biological material, mineral and the place of deposition were considered in the context of the associated hydrography.

3. Results

The mapping procedure demonstrated the occurrence of fourteen points with tufa outcrops, being identified in the rivers and streams Ventura (area 1), Barreiro (area 2) Chumbada (area 3), and São Vidal (area 4). The highest concentration of occurrences, according to this survey, occurs in the pelite-carbonated Lagoa do Jacaré Formation, which belongs to the Bambuí Group (Figure 1ª A).

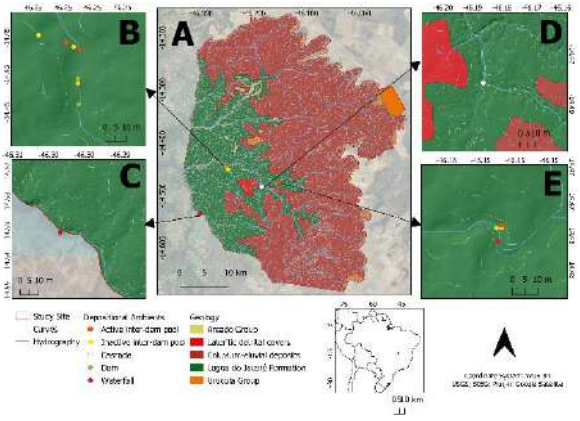


Figure 1ª: A) Spatialization of features; B) Barreiro tufa; C) São Vidal tufa; D) Chumbado tufa; E) Ventura tufa

Through the characterization, it is possible to establish a classification of the types of tufas, which are cascade, waterfall, inter-dam pool and dam. In addition, the classification also encompassed the presence or absence of water activity, as shown in Figure 1ª A, B, C, D, E. In relation to the different depositional environments related to the tufa genesis, in area 1, linked to Ventura, waterfall tufas were analyzed in areas of water spraying, where there was an association of the outcrops with bryophytes (Figure 2ª A) and inter-dam pool, in an area with undergrowth vegetation, such as ferns. Also, tufas with low or no activity were identified (Figure 2ª B, C) in an area associated with what was the drainage gutter in ancient times. Due the proximity to the inter-dam pool area, at a lower ground level, it is inferred that it is part of a system of small waterfalls/cascades. This characteristic is combined with dense laminations in the formation of tufas (Figure 2ª D). As observed in the field, there is a large transport of leaves by rivers, a fact that justifies the marking of incrustations of these in the deposits (Figure 2ª E).

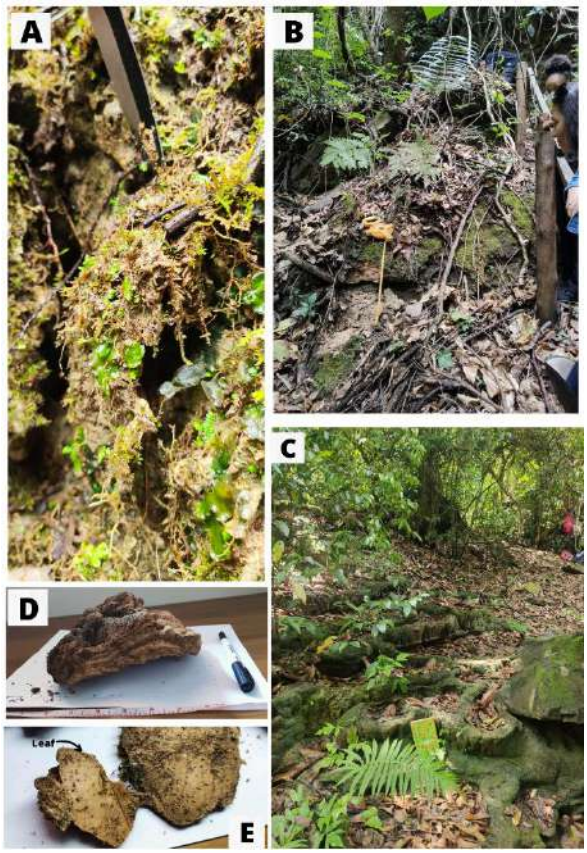


Figure 2ª: A) Funil Waterfall Tufa; B/C) Inter-dam pool tufa; D) Tufa with dense lamination; E) Leaf incrustation on calcareous tufa.

The area 2, linked to the Barreiro stream, presented dam tufas (Figure 3ª A) and an inter-dam pool with stromatolites at the bottom, in a 7-meter U shape, allowing the formation of two pool levels, one measuring 1.70m and the other, 2m wide (Figure 3ª B/D). Its structure shows leaf incrustations. A little further down the same river, there were inactive tufas (Figure 3ª C) of inter-dam pool, possibly forming a foregone large waterfall with a height of 1.93m.

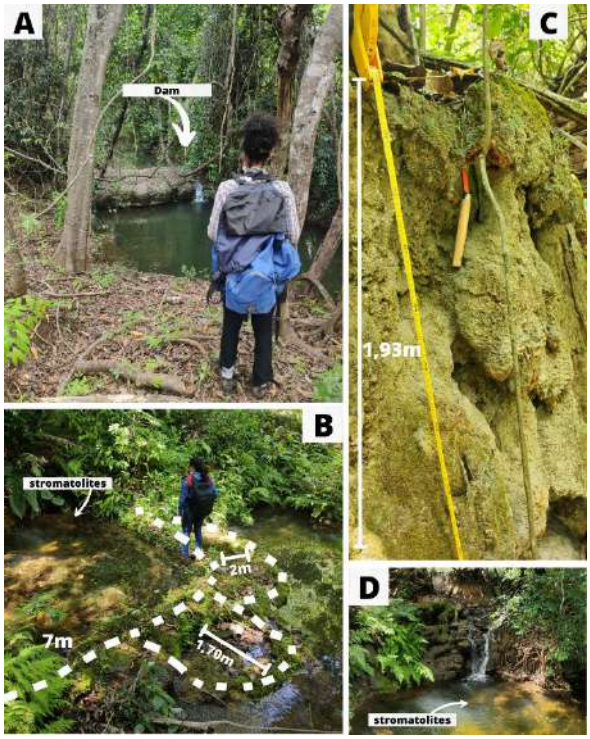


Figure 3ª: A) Dam tufa; B/D) Active inter-dam pool tufa with stromatolites; C) Inactive inter-dam pool tufa formation, possibly an ancient cascade/waterfall.

The Chumbada stream area (area 4) has an environment of tufa formation related to cascades (Figure 4ª A, B). As in the previous cases, the transport of leaves through the river is intense, with the possibility that these plant structures may come to act as supports for calcite. However, no fossil records were found in the collected core. The dimension of the outcrop is 1.70m width by 2.20m height. It is evident that the forming river is in full activity.



Figure 4ª: A) Cascade tufa formation; B) Outcrop measured

Finally, in São Vidal stream (area 4), the outcrops occur originating an active waterfall of large dimensions (Figure 5ª A). Thus, the type of formation environment is predominantly waterfall. The outcrop of the specific extractions, which is 4.17 meters height, is located on the right bank of the waterfall and has a flow variation during the seasons of the year (Figure 5ª B, C).

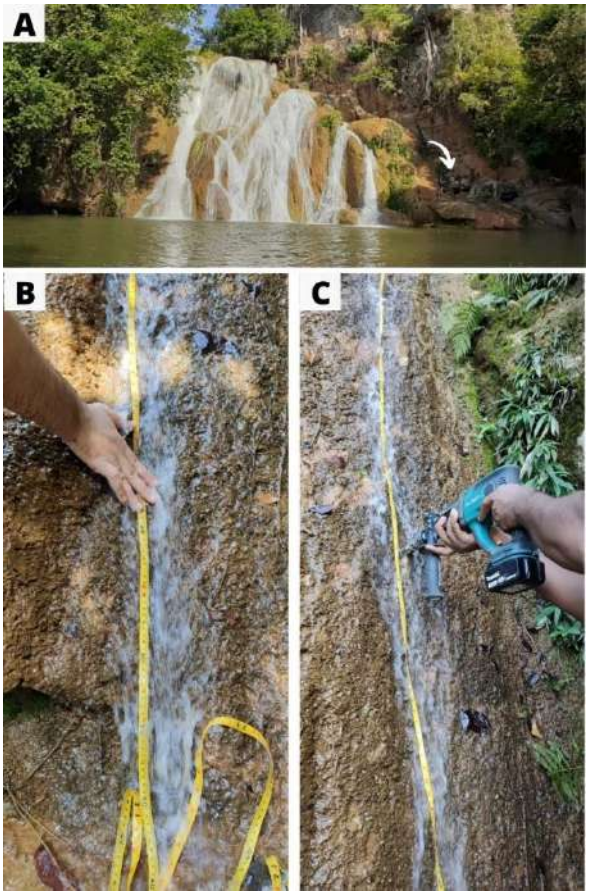


Figure 5ª A) Paraíso do Cerrado Waterfall tufa; B) Paraíso do Cerrado tufa outcrop; C) Tufa extraction process

4. Discussions

The calcareous tufas of northeastern Goiás in Brazil can be a source of information on climate history correlated by monsoons. It is observed that there is a great variety of types of tufas in active and inactive places, however, well preserved.

The mapping of the tufas allows to observe their distribution in the study area, with a concentration of outcrops in the Barreiro stream, with morphology of altimetric variation along the hydrography, favoring the occurrence of tufa formation of waterfalls, as well as slower flows in flat terrain, with a predominance of dams. The concentration of

abandoned outcrops on the edge of the river allows us to deduce that there was a time when the riverbed expanded due to an increase of water flow or that they are products of a river direction change.

Among the types of sedimentation environments, inter dam pool is the most prevalent type, occurring between two types of sedimentation ambients (dam and pool) observed in the field with frequency.

5. Conclusion

The study showed that the concentrations of calcareous tufa outcrops are associated with the Lagoa do Jacaré Formation, belonging to the Bambuí Group. There is a variation of types of environments in which they appear. This identification and the general characterization of the testimonies demonstrates the potential use for several environmental studies. For this reason, the importance of conserving these carbonate concretions is emphasized, regarding the anthropogenic pressure that directly affects their formation process.

Acknowledgments

The authors would like to thank the Postgraduate Program in Geography and the Postgraduate Program in Applied Geosciences, both at the University of Brasília (UnB). To CAPES, CNPq, the Postgraduate Deanship of UnB and also the funding obtained by TCCE 01/2018 Vale/ICMBio. We would like to thank Paulo Éder Gouveia e Adelaine Morais Nogueira for supporting in field works.

References

CAPEZZUOLI, E.; GANDIN, A.; PEDLEY, M. (2014) Decoding tufa and travertine (fresh water carbonates) in the sedimentary record: The state of the art. Sedimentology, v. 61, n. 1, p. 1–21.

CARTHEW, K. D.; TAYLOR, M. P.; DRYSDALE, R. N. (2006). An environmental model of fluvial tufas in the monsoonal tropics, Barkly karst, northern Australia. Geomorphology, v. 73, n. 1–2, p. 78–100.

DABKOWSKI, J. (2020). The late-Holocene tufa decline in Europe: Myth or reality? Quaternary Science Reviews, v. 230.

FORD, D; WILLIAMS, P. (2007). Karst Hydrogeology and Geomorphology. 2. ed. Chichester: Wiley.

FORD, T. D.; PEDLEY, H. M. (1996). A review of tufa and travertine deposits of the world. Earth-Science Reviews, v. 41, n. 3–4, p. 117–175.

HILL, C. A.; FORTI, P. (1997). Cave minerals of the world. National Speleological Society, p.463.

MIRAGAYA, J. F. G. (2014). O desempenho da economia na Região Centro-Oeste. Um olhar territorial para o desenvolvimento: Centro-Oeste, p. 424–453, 2014.

MOEYERSONS, J. et al. (2006). Age and backfill/overfill stratigraphy of two tufa dams, Tigray Highlands, Ethiopia: Evidence for Late Pleistocene and Holocene wet conditions. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 230, n. 1–2, p. 165–181.

ORDÓÑEZ, S; GONZÁLEZ M, J. A.; GARCÍA DEL CURA, M. A.; PEDLEY, H. M. (2005). Temperate and semi-arid tufas in the Pleistocene to Recent fluvial barrage system in the Mediterranean area: The Ruidera Lakes Natural Park (Central Spain). Geomorphology, [S. l.], v. 69, n. 1–4, p. 332–350.

PEDLEY, H. M. (1990). Classification and environmental models of cool freshwater tufas. Sedimentary Geology, v. 68, n. 1–2, p. 143–154.

TRAVASSOS, L. E. P. (2019). Princípios de Carstologia e Geomorfologia Cárstica. Brasília: Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade,

PEDLEY, M.; GONZÁLEZ MARTÍN, J. A; ORDÓNEZ DELGADO, S; GARCÍA DEL CURA, M. A. (2003) Sedimentology of quaternary perched springline and paludal tufas: Criteria for recognition, with examples from Guadalajara Province, Spain. Sedimentology, , v. 50, n. 1, p. 23–44.

6.2 CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA E MINERALÓGICA DE TUFAS CALCÁRIAS DA ÁREA DE PROTEÇÃO AMBIENTAL DAS NASCENTES DO RIO VERMELHO (APANRV), NORDESTE DE GOIÁS

Resumo

Tufas calcárias são depósitos sedimentares surgidos em águas não-termais, pH básico, saturação em íons Ca^{2+} e incrustações de matéria orgânica, como folhas e conchas. Servindo como importantes objetos de estudo para reconstruções ambientais, diversas análises vêm sendo aplicadas nas tufas calcárias, buscando maiores entendimentos acerca das dinâmicas paleoclimática, faunística e florística. O presente estudo busca caracterizar os carbonatos continentais presentes na Área de Proteção Ambiental das Nascentes do Rio Vermelho (APANRV), a partir da utilização de métodos geoquímicos (elementos maiores e menores) e mineralógicos (difratometria de raios-X) em nove amostras. Nota-se que a composição majoritária das tufas é por calcita ($CaCO_3$) e quartzo (SiO_2), com presença, em algumas delas, de argilominerais. A presença de fosfato também foi considerada, devido sua associação à defensivos agrícolas e fertilizantes, que podem atrapalhar a sedimentação da calcita. Outros estudos correlatos devem ser realizados, buscando um maior entendimento da dinâmica de formação destes carbonatos continentais.

Abstract

Calcareous tufas are sedimentary deposits arising in non-thermal waters, basic pH, saturation in Ca^{2+} ions and incrustations of organic matter, such as leaves and shells. Serving as important objects of study for environmental reconstructions, several analyzes have been applied to calcareous tufas, aiming new understandings of paleoclimatic, faunal and floristic dynamics. The present study aims to characterize the continental carbonates present in the Vermelho River Rising Environmental Protection Area (APANRV), using geochemical (major and minor elements) and mineralogical (X-ray diffractometry) methods in nine samples. Is noticed that the major composition of tufas is calcite (CaCO3) and quartz (SiO2), with the presence, in some of them, of clay minerals. The presence of phosphate was also considered, due to its association with pesticides and fertilizers, which can interfere with the sedimentation of calcite. Other related studies should be carried out, aiming a better understanding of the dynamics of formation of these continental carbonates.

INTRODUÇÃO

Tufas calcárias são feições típicas de ambientes carbonáticos continentais, sendo consideradas concreções desenvolvidas em águas não-termais, além das incrustações de matéria orgânica, sob a qual há deposição da calcita ($CaCO_3$) (PEDLEY, 1990; FORD; PEDLEY, 1996). Tal proposição é consolidada no meio científico, sendo, contudo, uma

simplificação acerca da gênese de tais carbonatos continentais. Estudos geoquímicos, mineralógicos e texturais, por exemplo, são indicativos (e de grande importância) para a classificação e diferenciação entre tufas e travertinos (CAPEZZUOLI; GANDIN; PEDLEY, 2014; DABKOWSKI, 2014).

A retirada de vegetação natural, bem como o desenvolvimento de práticas agrícolas e o turismo nas regiões cársticas, estão associadas à redução na sedimentação das tufas calcárias, pela redução do CO_2 na água e o aumento de fosfato diluído (NYSSEN et al., 2004; CAPEZZUOLI; GANDIN; PEDLEY, 2014; DABKOWSKI, 2020). Desse modo, os terrenos cársticos do Brasil-central são extremamente suscetíveis a contaminações por atividades antrópicas, visto que o bioma Cerrado vem sendo amplamente utilizado em práticas agrícolas, especialmente na produção de grãos para exportação (MIRAGAYA, 2014).

Ainda são poucos os estudos acerca das tufas calcárias no Brasil, com a maioria concentrada na bacia do Pantanal. Contudo, com o crescente interesse nas regiões cársticas do Brasil (devido às possibilidades para a realização de estudos voltados ao entendimento da evolução da paisagem) os carbonatos continentais demonstram grande valor enquanto objeto de estudo, pois sua gênese é associada aos cursos d'água, indicando momentos de transição fluviocárstica, alterações hidroquímicas, além de se associar à reconstrução faunística e florística. Isotopia, palinologia, geocronologia, mineralogia e geoquímica estão entre as análises mais difundidas nos estudos das tufas calcárias brasileiras, com destaque para os trabalhos publicados por Oliveira (2009), Sallun Filho et al. (2012), Oste (2017) e Pereira; Oliveira; Bergamaschi (2017).

Deste modo, o presente trabalho se propõe a realizar uma descrição geoquímica e mineralógica acerca dos depósitos de tufas do Brasil central, no bioma Cerrado. O intuito, então, é discutir as diferenças entre as tufas, demonstrando seu ambiente deposicional e seus elementos de formação, buscando correspondência com a dinâmica da paisagem e com o fluxo da drenagem, iniciando, então, os estudos sobre as incrustações formadas no interior do estado de Goiás.

DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A Área de Proteção Ambiental das Nascentes do Rio Vermelho (APANRV) (Figura 1-A) é uma Unidade de Conservação (UC) situada no nordeste do estado do Goiás e que compreende os municípios de Simolândia, Sítio D'Abadia, Posse, Alvorada do Norte, Buritinópolis, Damianópolis e Mambaí. Criada no ano de 2001, a APANRV tem como papel a proteção do ecossistema do Cerrado, bem como de seu patrimônio espeleológico.

Esta, também se localiza sobre os Grupos Geológicos Areado, Urucuia e Bambuí, sendo, os dois últimos, de maior expressividade. O Grupo Areado se associa à Formação Capacetes, pertencente ao Bambuí. É caracterizada por seus arenitos. (NUNES, 2020). O Grupo Urucuia, por sua vez, é caracterizado por quartzo-arenito *red-bed*, arenitos-feldspáticos, arenitos, argilitos e conglomerados, em duas Formações: Posse e Serra das Araras (OLIVEIRA et al., 2008). Já o Grupo Bambuí, datado do Neoproterozóico, possui sequência pelito-carbonática, onde se desenvolve o carste da região. Tais feições ocorrem sobre calcários oolíticos e pisolíticos, além de siltitos e margas. Sob as rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, se desenvolve o relevo cárstico, marcado pela presença de feições como lapiás, dolinas, cânions, cavernas e tufas.

Como características geomorfológicas, a APANRV possui relevo plano a suave ondulado em sua porção sobre a divisa dos estados Goiás e Bahia. Sobre a porção dos rios Corrente e Vermelho, o relevo é altamente ondulado. A APA está situada em um contexto climático tropical, com duas estações definidas – alta pluviosidade nos meses de outubro a março e seca, entre os meses de abril a setembro (MIRANDA, 2006).

As atividades pecuárias são as de maior importância para os assentamentos rurais internos à APANRV. Essas atividades econômicas podem ser prejudiciais aos sistemas cársticos que, por sua fragilidade e intensas trocas com a água, pode ser contaminado, devido aos resíduos sólidos em transporte. Desse modo, outros estudos são necessários para uma maior compreensão acerca de tais ocorrências e sua relação com os processos de contaminação (BERBERT-BORN; TRINDADE, 2003). As próprias tufas carecem de maiores estudos, já que as práticas agropecuárias (como defensivos agrícolas e fertilizantes) e o próprio turismo predatório, podem vir a causar danos na sedimentação da calcita na forma de carbonatos continentais (CAPEZZUOLI; GANDIN; PEDLEY, 2014; DABKOWSKI, 2020).

Figura 1 – Localização e Geologia da APANRV

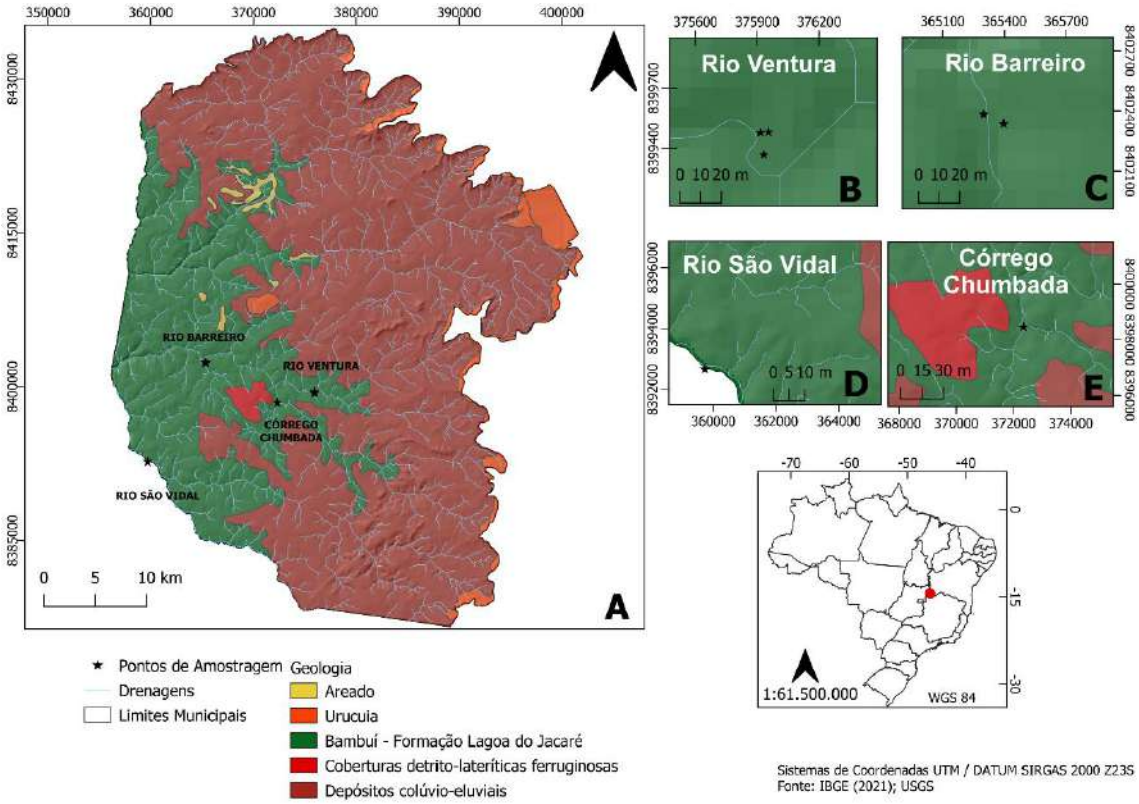


Figura 1 – A) Geologia da APANRV e rios com tufas amostradas; B) Pontos de amostragem do rio Ventura; C) Pontos de amostragem do rio Barreiro; D) Pontos de amostragem do Rio São Vidal; E) Pontos de amostragem do Córrego Chumbada

MATERIAIS E MÉTODOS

Para a caracterização dos elementos químicos constitutivos das tufas coletadas, utilizou-se de equipamento ICP-OES para a leitura das amostras. Foram quantificados elementos maiores e menores. A fim de reconhecer os minerais envolvidos no processo de sedimentação das tufas, as amostras foram lidas em equipamento de difração em raios-x. Para a realização das análises, as amostras de tufas calcárias foram maceradas em almofariz de ágata, sendo utilizada a limpeza com água, álcool 70% e ácido clorídrico (HCl 10%). Os procedimentos para obtenção de elementos maiores e menores foram realizados em sala limpa classe 1000 do Laboratório de Geoquímica e Água, do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (LAGEQ/IG/UnB) e estão descritos adiante. Análise de Componentes Principais (PCA) foi realizada, utilizando dados geoquímicos de amostras coletadas na APANRV (CALDEIRA et al., 2021; NOGUEIRA, em fase de elaboração), juntamente aos dados obtidos pelas análises aqui descritas. As informações

foram normalizadas em software de edição de planilhas e processadas no aplicativo *PAST* (v.4.11).

Amostragem

Para a realização das atividades em campo, utilizou-se de aplicativo para *smartphone Avenza Maps*, pois possibilita a coleta de dados de localização a partir de Sistema de Posicionamento Global (GPS). Após a análise visual das feições, foram selecionados sete pontos de coleta, tanto em tufas ativas quanto inativas. As extrações foram realizadas, majoritariamente, pela remoção da camada superficial da tufa. Em alguns casos, especialmente em áreas onde a sedimentação ocorre em camadas verticais, como em cachoeiras, foi necessária a utilização de serra-copo (19cm de comprimento por 3 de diâmetro), acoplada em furadeira elétrica à bateria. Para a nomeação das feições, utilizou-se do código TUF + Número identificador do rio + Número identificador da área de coleta. Quando houve extração dos testemunhos por meio da serra-copo, inseriu-se as letras "a" e "b" ao final do código, caracterizando-as enquanto de maior profundidade de coleta ou de amostragem da área mais externa, respectivamente.

Análises Químicas

Elementos Maiores

Buscando a descrição dos elementos majoritários, fora realizada a limpeza de cadinhos de platina com HCl 10% e água Milli-Q® (Merck®). 0,05g de amostra foram inseridos nos recipientes, sendo homogeneizada com 0,17g do fundente metaborato de lítio ($LiBO_2$) e aquecida a 950 ºC por 30 minutos. Após seu resfriamento, o cadinho foi inserido em béquer (50ml), preenchido com HCl 2M e submetido a agitador magnético, a baixa temperatura, a fim de dissolver a solução vítrea gerada no processo anterior. A solução gerada fora transferida para balão de 100ml, sendo completada com água Milli-Q®.

Para a realização da leitura, as amostras foram diluídas na proporção 1/5, sendo 1ml de amostra, 4ml de água Milli-Q®, em tubos de centrífuga, e inseridas em equipamento ICP-OES (5100 Agillent). Dez amostras foram submetidas ao processo descrito, sendo nove amostras principais e uma amostra de padrão internacional (BHVO, USGS), a fins de comparação.

Elementos Menores

As concentrações de metais nas amostras foram determinadas após a digestão ácida do material analisado. Para isso, aproximadamente 0,2g da amostra macerada foi inserida em recipientes Savillex® PFA, após sua limpeza com água régia (HNO_3+3HCl), HCl 6M e água Milli-Q®. O processo de digestão ácida se deu em 4 etapas (24h a 130ºC cada) e entremeadas por etapas de evaporação: (1) aplicação de ácido nítrico (HNO_3) e ácido fluorídrico (HF) misturados, na proporção 5:2; (2) ácido nítrico (HNO_3) e ácido clorídrico (HCl), proporção 1:3; (3) mistura de peróxido de hidrogênio (H_2O_2) e ácido nítrico (HNO_3), proporção 2:1. Após a evaporação do ácido remanescente da etapa (3), o material digerido fora redissolvido em 10ml de HCl (2M). Antes da análise em ICP-OES, as amostras foram diluídas na proporção 1:10.

A quantidade de amostras digeridas fora de 12, sendo: nove amostras principais; uma amostra replicada; um padrão internacional de folhas de maçã (NIST 1515) e um padrão internacional de sedimentos (NIST 1646a). Um Savillex® vazio passou pelo processo de digestão para que fosse mensurado o erro do próprio recipiente.

Perda ao Fogo

Buscando mensurar a quantidade de materiais perdidos ou decompostos em um ciclo térmico de aquecimento nas amostras, foi realizada análise de Perda ao Fogo (PF). Para isso, cadinhos de porcelanas foram limpos com HCl 10% e secos em estufa a 200ºC por 30 minutos. A amostra macerada foi inserida nos recipientes (aproximadamente 1g), pesada e levada ao forno, a 1000ºC por 1h. Após resfriamento em dessecador, houve nova mensuração da massa da amostra. O procedimento foi realizado até que sua estabilidade fosse alcançada (PF <0,01).

Dados Mineralógicos

Os dados de mineralogia foram gerados a partir do processamento da amostra total em difratômetro de raios-X (XRD), modelo Rigaku® Ultima IV, no Laboratório de Raios-X do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG/UnB). Para sua realização, uma pequena quantidade da amostra macerada fora situada em lâmina de vidro e, finalmente, inserida no difratômetro. A análise e interpretação do difratograma se deu a partir da utilização do *software* JADE 9 e dos bancos de dados ICDD pdf-2 e pdf-4.

RESULTADOS

Amostragem

Nove amostras foram coletadas em rios internos à APANRV. As drenagens foram classificadas da seguinte maneira: Rio Ventura (T01); Rio Barreiro (T02); Rio São Vidal (T03) e; Córrego Chumbada (T04) (Figura 1- B/C/D/E) (Tabela 1).

A extração nos afloramentos foi realizada tanto nos ambientes de sedimentação horizontal (T01 e T02) (Figura 2 – A/B/C/D/E) quanto nos verticalizados (T03 e T04) (Figura 2 – F/G/H). Optou-se pela coleta de tufas mais significativas para a área de estudo, apesar da existência de outros depósitos de tufas na APANRV (MENDES et al., 2022).

Nas tufas do Rio São Vida (Figura 2 – G/H) e Córrego Chumbada (Figura 2 - F), de ambiente deposicional Cachoeira/ Cascata, se fez necessária a utilização de serra-copo de 19 cm, para a coleta do material de sedimentação mais profunda, já que ocorre em camadas verticais. Dessa forma, as tufas do sistema T03 e T04 estão classificadas em "a" e "b", correspondentes à porção do estrato mais interior e mais exterior, respectivamente.

Figura 2 – Ambientes de coleta de Tufas Calcárias na APANRV



Figura 2 - A/B/C: Tufas do Rio Ventura; D/E) Tufas do Rio Barreiro; F) Tufa do Córrego Chumbada; G/H) Tufas do Rio São Vidal

Tabela 1 – Pontos de Amostragem

Drenagem Associada	**Amostra**	**Ambiente Deposicional**	**Coordenadas**	**Figura**
Rio Ventura	T0101	Cachoeira	14°28'31.63"S / 46° 9'4.35"O	Figura 2 – A
	T0102	Piscina-Barragem	14°28'27.84"S / 46° 9'3.48"O	Figura 2 – B
	T0103	Piscina-Barragem	14°28'28.01"S / 46° 9'4.88"O	Figura 2 – C
Rio Barreiro	T0201	Piscina-Barragem	14°26'51.79"S / 46°14'58.92"O	Figura 2 – D
	T0202	Piscina-Barragem	14°26'53.17"S / 46°14'55.49"O	Figura 2 – E
Rio São Vidal	T0301a	Cachoeira	14°32'6.78"S / 46°18'7.33"O	Figura 2 – G/H
	T0301b	Cachoeira	14°32'6.78"S / 46°18'7.33"O	
Córrego Chumbada	T0401a	Cascata	14°29'1.61"S / 46°11'4.86"O	Figura 2 - F
	T0401b	Cascata	14°29'1.61"S / 46°11'4.86"O	

Geoquímica

As análises químicas de digestão ácida demonstram que todas as amostras possuem composição elementar majoritária (Tabela 2) de Óxido de Cálcio (CaO), sendo representante, então, da calcita. Apenas a amostra T0202, inativa, demonstrou uma porcentagem menor de CaO em sua composição. A quantidade de Dióxido de Silício (SiO_2) também se mostra considerável entre as amostras, sendo apresentado em até 23% em alguns casos.

Os resultados obtidos pelo procedimento de Perda ao Fogo possuem extrema relevância para a complementação dos Elementos Maiores (Tabela 2). Percebe-se que a quantidade de perda ao fogo presente nas tufas da APANRV varia entre 32,65 a 44,35%, valores expressivos, já que sua soma à porcentagem de óxido de cálcio varia entre 68 e aproximadamente 100% nas amostras.

Apenas em um caso, o aparelho ICP-OES não conseguiu identificar a quantidade de algum elemento do processo de fusão. O Dióxido de Titânio (TiO_2) da amostra T0103, inativa, apresentou quantidade abaixo do Limite de Detecção (<ld) do método. Em todo caso, a quantidade de TiO_2 em todas as amostras foi baixa, variando entre 0,03 e 0,3%.

Tabela 2 – Elementos Maiores

Amostra	Al_2O_3 (%)	CaO (%)	Fe_2O_3 (%)	K_2O (%)	MgO (%)	Na_2O (%)	SiO_2 (%)	TiO_2 (%)	Perda ao Fogo (%)	Total (%)
T0101	0.67	54.89	0.43	0.34	0.18	0.17	3.01	0.03	43.40	103.13
T0102	2.58	51.70	1.11	0.63	0.29	0.22	23.04	0.15	35.79	115.50
T0103	0.49	57.42	0.15	0.50	0.11	0.23	1.16	<ld	44.35	104.41
T0201	1.72	53.49	0.80	0.58	0.32	0.24	4.89	0.08	41.94	104.07
T0202	6.27	35.42	2.54	1.47	0.64	0.29	22.37	0.30	32.65	101.96
T0301a	1.30	51.77	2.68	0.58	0.14	0.29	3.60	0.06	41.99	102.40
T0301b	1.60	53.50	0.96	0.53	0.15	0.31	3.92	0.07	42.96	103.99
T0401a	3.18	46.40	3.37	1.02	0.43	0.41	12.33	0.17	37.47	104.78
T0401b	2.85	47.32	1.28	0.92	0.41	0.40	12.37	0.15	37.88	103.57
BHVO	16.64	14.57	15.01	1.02	8.55	2.96	59.85	2.90	-	-

Com relação aos elementos menores (Tabela 3), as quantidades de Cádmio (Cd) e Molibdênio (Mo) se mostraram inexistentes na maior parte das amostras apresentadas. Os elementos de maior expressividade localizados nas amostras foram o Manganês (Mn), Fósforo (P) e Estrôncio (Sr).

Tabela 3 – Elementos Menores (mg/kg)

Amostra	As	Cd	Co	Cr	Cu	Mn	Mo	Ni	P	Pb	Sr	V	Zn	Zr
T0101	1.24	<ld	0.55	2.03	0.75	58.85	<ld	0.98	61.72	<ld	341.48	5.48	8.64	5.88
T0102	6.71	<ld	2.52	11.10	3.07	101.50	<ld	3.98	92.85	1.81	263.17	17.22	12.41	40.60
T0103	0.82	<ld	<ld	1.03	1.74	24.58	45.61	<ld	299.80	<ld	330.07	1.27	23.46	1.84
T0201	2.05	<ld	1.42	7.83	1.82	182.18	<ld	2.55	136.75	1.28	449.14	12.56	9.36	13.61
T0202	12.50	0.86	8.03	32.79	10.67	349.99	<ld	15.25	379.97	7.03	264.41	51.04	42.11	59.18
T0301a	5.47	0.86	1.20	6.73	0.94	341.31	<ld	6.43	152.71	1.68	350.26	9.91	8.62	11.18
T0301b	9.09	<ld	1.82	7.30	1.66	516.63	<ld	2.66	159.65	1.54	402.85	12.02	8.60	13.56
T0401a	7.28	1.27	3.77	16.43	3.96	850.79	<ld	30.56	318.19	3.16	272.01	25.56	18.86	37.47
T0401b	9.09	<ld	3.46	13.96	3.93	1547.96	<ld	7.01	299.50	2.70	243.41	22.97	17.95	35.76
Apple	2.83	<ld	<ld	<ld	5.70	57.95	<ld	57.94827	<ld	1750.39	<ld	25.85	1750.388	19.91	<ld	25.852
1646a	17.27	1.13	13.49	37.35	9.53	234.84	1.66	22.25	305.72	10.20	68.89	48.80	51.77	97.89
Réplica T0301b	1.30	<ld	1.67	6.84	1.63	498.38	<ld	2.47	167.31	1.60	388.54	11.78	8.62	13.84
Branco*	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	0.020	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld

*** Resultado em parte por milhão (ppm)**

Mineralogia

As tufas agrupadas pelo código inicial T01, são pertencentes ao Rio Ventura. Percebe-se que as concreções T0101 e T0103, ativa e inativa, respectivamente, possuem mineralogia semelhante formadas a partir da combinação de quartzo (SiO_2) e calcita (Tabela 4). No sistema de tufas do Rio Ventura, apenas a amostra T0102 possui Muscovita ($KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$) em sua composição, além da calcita e quartzo, presentes nas duas anteriores.

Para as amostras correspondentes ao Rio Barreiro, o agrupamento por meio do código inicial T02 fora utilizado. A amostra T0201, ativa, é composta apenas pelos minerais calcita e quartzo. Já a tufa T0202, inativa, apresenta argilominerais em sua composição. Caulinita ($Al_2Si_2O_5(OH)_4$) e Muscovita são minerais associados à gênese deste depósito remanescente.

As amostras coletadas no Rio São Vidal (T03) possuem composição unicamente de quartzo e calcita, independentemente de sua porção mais antiga ou mais recente. O contrário ocorre nas tufas do Córrego Chumbada (T04): tanto a amostra T0401a quanto a T0401b possuem, em sua composição, argilominerais (caulinita e muscovita) juntamente à calcita e quartzo.

A síntese dos minerais que compõem as tufas calcárias, bem como seus ambientes deposicionais, podem ser observados na Tabela 4.

Tabela 4 – Composição Mineralógica

Amostra	Ambiente Deposicional	Atividade	Minerais
T0101	Cachoeira	Ativa	Quartzo (SiO_2) Calcita ($CaCO_3$)
T0102	Piscina-barragem	Inativa	Quartzo (SiO_2) Calcita ($CaCO_3$) Muscovita ($KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$)
T0103	Piscina-barragem	Inativa	Quartzo (SiO_2) Calcita ($CaCO_3$)
T0201	Piscina-barragem	Ativa	Quartzo (SiO_2) Calcita ($CaCO_3$)
T0202	Piscina-barragem	Inativa	Quartzo (SiO_2) Calcita ($CaCO_3$) Muscovita ($KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$) Caulinita ($Al_2Si_2O_5(OH)_4$)
T0301a	Cachoeira	Ativa	Quartzo (SiO_2) Calcita ($CaCO_3$)
T0301b	Cachoeira	Ativa	Quartzo (SiO_2) Calcita ($CaCO_3$)
T0401a	Cascata	Ativa	Calcita ($CaCO_3$) Quartzo (SiO_2) Caulinita ($Al_2Si_2O_5(OH)_4$) Muscovita ($KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$)
T0401b	Cascata	Ativa	Calcita ($CaCO_3$) Quartzo (SiO_2) Muscovita ($KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$) Caulinita ($Al_2Si_2O_5(OH)_4$)

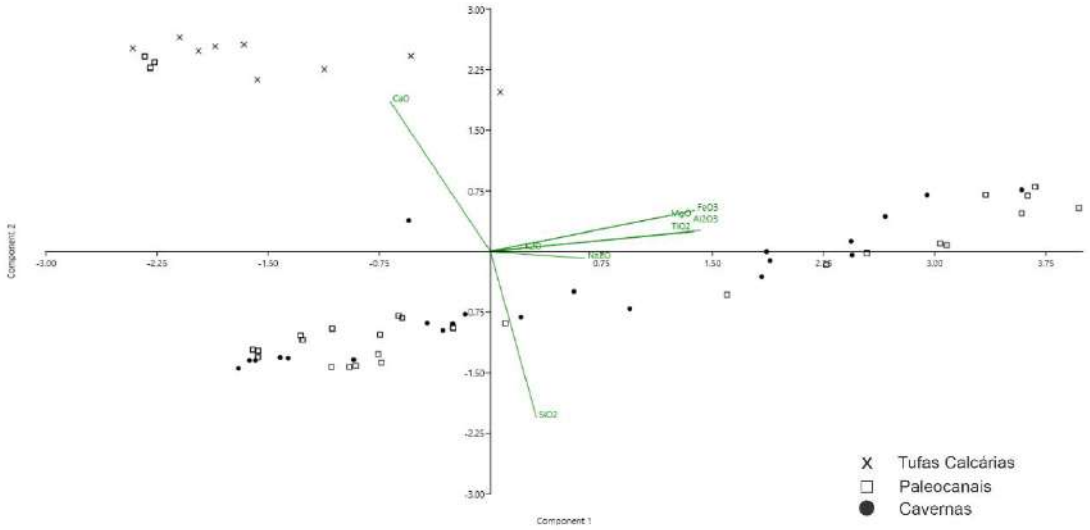
DISCUSSÃO

A gênese de tufas calcárias depende de fatores específicos, como o pH da água (básico) e sua temperatura (entre 10 e 30ºC) (OLIVEIRA, 2009; APOLINARSKA et al., 2022). A presença das concreções, então, sugere que, em algum momento, tais condições ambientais foram obedecidas, não tendo sido realizadas análises na água das drenagens associadas.

A análise PCA (Figura 2) dos elementos maiores, associadas aos resultados de óxidos em Caldeira et al. (2021) e Nogueira (em fase de elaboração), apresenta as tufas no campo de

associação principal de CaO, resultado esperado, devido a presença de majoritária de $CaCO_3$ nas amostras. Uma única amostra (T0202) demonstra correlação não apenas com óxido de cálcio, mas com elementos constituintes de argilominerais, como Ferro, Magnésio e Potássio.

Figura 2 – Análise de Componentes Principais



A sedimentação de tufas calcárias pode ser descrita em três diferentes tipos de ambientes deposicionais, de acordo com Capezzuoli; Gandin; Pedley (2014) e Dabkowski (2020): (1) Proximais, onde há abundância dos íons de cálcio, favorecendo a deposição da calcita; (2) Intermediários, onde a deposição é reduzida devido a ação biológica, bem como a baixa disponibilidade de íons e; (3) Distais, onde há deposição de clastos dos depósitos proximais e intermediários, além do nível (extremamente baixo) de saturação de íons de cálcio na água.

As concreções carbonáticas desenvolvidas em condições semelhantes às de ambiente Intermediário, possuem diferentes argilominerais (DABKOWSKI, 2020), podendo ser consideradas tufas mistas, devido suas impurezas misturadas à calcita. As condições de queimadas e retirada de cobertura vegetal (que promovem mudanças na química do solo, aumento de nitratos e facilitam processos erosivos, que levam materiais detritais para o interior das drenagens) (DABKOWSKI, 2020) são fatores que podem explicar a gênese

de tais tufas mistas. As correlações demonstradas também podem ser aplicadas para o entendimento dos depósitos de tufas calcárias aqui apresentados.

Tufas Ativas

As tufas ativas apresentadas (Tabela 4) apresentam quantidade semelhante de CaO, variando de 46,40% a 54,89% em sua composição total (Tabela 2). Esse elemento é o mais significativo devido ao terreno carbonático ao qual as tufas se desenvolvem.

Outro óxido de grande importância é o SiO_2, que varia entre os valores de 3,01% a 22,37% da composição total das amostras (Tabela 2). Segundo Oste (2017), a presença do Óxido de Sílica nas amostras de tufas ativas está associada a quartzo detrítico (transportado) ou presença de conchas de diatomáceas. Frisa-se também a relação inversamente proporcional entre o Dióxido de Silício e o Óxido de Cálcio, corroborada pela Figura 2.

É valido notar que a sílica presente se associa à argilominerais nas tufas T0401a e T0401b (Tabela 4). A existência de terrígenos na amostra pode ser descrito pelo transporte sedimentar ocorrido pela drenagem associada à feição, especialmente na estação de chuvas, onde há aumento da capacidade do rio (OLIVEIRA, 2009).

A análise de Perda ao Fogo nas tufas de drenagens ativas demonstra linearidade entre a quantidade de materiais perdidos ou decompostos (matéria orgânica, dióxido de carbono e água). A porcentagem da perda de massa variou entre 37,87% e 42,96%.

Apesar da correlação nos valores de tufas ativas, a quantidade de CaO presente nas tufas do Córrego Chumbada (T0401a e T0401b) varia, aproximadamente, de 13% a 15% a menos, quando relacionada à tufa com maior porcentagem do óxido. A quantidade de CaO presente, se correlacionada à própria precipitação de $CaCO_3$, pode estar interligada a um menor potencial de precipitação do mineral, seja devido à quantidade de íons de Ca^{2+} disponível na água, ou, até mesmo, a seu pH, devido à distância da área fonte (CAPEZZUOLI; GANDIN; PEDLEY, 2014; APOLINARSKA et al., 2022).

As tufas ativas associadas à drenagem T04 também possuem os maiores valores de Manganês e Fósforo, possivelmente associados ao solo próximo à área de estudo e às atividades econômicas agrícolas, no caso do fósforo, já que está intimamente ligado à produção de fertilizantes e pesticidas, reduzindo a própria qualidade da água (LEBRÓN; SUÁREZ, 1998; USGS, 2019).

Tufas Inativas

As tufas inativas apresentadas pela Tabela 4, possuem, visivelmente em sua composição, grande quantidade de matéria orgânica incrustada, especialmente folhas, formando camadas de deposição regulares.

As incrustações associadas à drenagem T01 possuem valores semelhantes de CaO. Contudo, o valor associado à porcentagem de quartzo na tufa T0102 é aproximadamente 95% maior do que da amostra T0103. A presença de SiO_2 na amostra pode ser explicada tanto pela presença de material detrítico e de conchas de diatomáceas, como apontado previamente acerca dos depósitos ativos, mas também pelos processos pedogenéticos ocorrentes na tufa (OSTE, 2017). De fato, pequenas raízes podem ser visualizadas na amostra em questão (Figura 2 – A/B/C), um indicador da existência de pedogênese em curso.

A tufa associada à drenagem T02 possui 35,42% de CaO e 22,37% de SiO_2, além de 32,65% de Perda ao Fogo. Os valores são correlatos, especialmente de CaO e PF. A sílica presente no sistema, está associada aos argilominerais encontrados, e pode ser explicada a partir de processos pedogenéticos, já que a vegetação se encontra fixa sobre o depósito estudado. Os estratos de deposição na tufa são visíveis, com mudança de coloração, indicando alternância dos sedimentos concrecionados.

Há considerável quantidade do elemento Estrôncio (Sr) em todas as amostras analisadas, variando de 243,41 a 402,85 mg/kg, de acordo com a Tabela 3. Ritter et al. (2017) afirma que a quantidade de íons de Sr, Bário (Ba) e Magnésio (Mg) inseridas na amostra, especialmente devido ao biofilme presente na concreção, afeta o uso da tufa para reconstrução paleoclimática.

Sobre sua gênese, as tufas inativas associadas à drenagem T01 estão em uma área intermediária a um sumidouro e uma ressurgência. Apesar da não realização de datações nos depósitos apresentados, estudos realizados no paleocanal da drenagem sugerem (NOGUEIRA, em fase de elaboração), a partir da cronologia de um depósito de tufas em trincheira, uma idade de formação de aproximadamente 2090 anos BP. Os depósitos apresentados nesse trabalho se apresentam como mais recentes, já que foram coletados a nível superficial.

Considerações acerca da deposição das tufas calcárias

Sugere-se que as tufas T0101 e T0102 estejam interligadas ao processo de captura da drenagem, sendo a primeira ainda em atividade após a formação do sumidouro e, a segunda, inativa desde o momento da transição fluvial. A amostra T0103 não aparenta compor o sistema do paleocanal devido a morfologia das piscinas formadas, podendo estar ligada ao extravasamento de rio intermitente em períodos de maior pluviosidade.

Sugere-se, para o sistema das tufas associadas à drenagem T02, o abandono do meandro inicial da drenagem (formador da amostra T0202) e consequente formação de novos ambientes deposicionais, próximos a área de coleta da tufa inativa.

Por fim, as drenagens T03 e T04 possuem fluxo contínuo de água (perenes) durante todo o ano. No caso do sistema associado à drenagem T04, sugere-se que esteja associado a um ambiente Intermediário de sedimentação, devido à redução do carbonato concrecionado e consequente aumento de elementos associados a minerais terrígenos. A literatura demonstra que áreas com pequenas cascatas (como a drenagem T04) também podem estar associadas aos ambientes Intermediários (CAPEZZUOLI; GANDIN; PEDLEY, 2014; DABKOWSKI, 2020).

CONSIDERAÇÕES

As tufas calcárias da APANRV se apresentam enquanto objetos de estudo de extrema relevância para a continuidade das pesquisas acerca da evolução da paisagem e das influências antrópicas na mesma.

Percebe-se que as amostras são constituídas, majoritariamente, por calcita e quartzo, contendo, algumas delas, minerais de proveniência do solo. Estudos em tufas de ambientes mistos (de sedimentação intercalada entre calcita e outros minerais) não são muito comuns, sendo interessante o desenvolvimento dos trabalhos acerca de tais ambientes e da dinâmica de deposição de outros minerais em detrimento à calcita.

As tufas calcárias apresentadas possuem teores consideráveis de fósforo em sua composição, o que pode estar associada às atividades de supressão da vegetação natural, queimadas indiscriminadas e utilização de defensivos agrícolas e/ou fertilizantes. A própria gênese das tufas com composição mineralógica diferenciada (possuindo minerais além de $CaCO_3$ e SiO_2), pode ser associada a esse fato, já que o transporte de solo se mostra mais eficiente em áreas de solo descoberto.

Outros estudos, como geocronologia, isotopia e petrografia, são necessários para um maior entendimento acerca da dinâmica de deposição das tufas, associando-se ao seu desenvolvimento atual. Além disso, análises como palinologia e microscopia, podem compor a pesquisa, auxiliando na compreensão e reconstrução paleoambiental.

O presente trabalho se apresenta enquanto uma pesquisa inicial acerca dos depósitos de tufas da APANRV, e, sobretudo, sobre condições onde a concreção não se dá de forma pura (apenas $CaCO_3$). Busca, então, subsidiar novas pesquisas, não apenas acerca das concreções carbonáticas de águas não-termais, mas da APANRV como um todo.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao ICMBio pelo auxílio às atividades em campo e pelo fomento financeiro concedido por meio do TCCE 01/2018 Vale/ICMBio. Ao CNPq e CAPES pela concessão de bolsa de Iniciação Científica e de Doutorado, respectivamente. À Adelaine Morais Nogueira e Paulo Éder Gouveia pelo suporte em campo. À Fernando Cavalcante e Myller Tonhá, pelo apoio na realização dos procedimentos laboratoriais. Ao Laboratório de Raios-X. Aos Programas de Pós-Graduação em Geografia e em Geociências Aplicadas e Geodinâmica.

REFERÊNCIAS

APOLINARSKA, K.; MARZEC, M.; AUNINA, L.; GAŁKA, M. High-resolution record of geochemical , vegetational and molluscan shifts in a Central European spring-fed fen : implications for regional paleoclimate during the early and mid-Holocene. 2022.

BERBERT-BORN, M.; TRINDADE, J. S. Introdução à geomorfologia e espeleologia da região de Mambaí, Goiás. In: MOTTA, J. A. O. (Ed.). "Projeto Cavernas de Mambaí: Caracterização do Ecossistema Cárstico Localizado no Município de Mambaí e Entorno". Goiás: **Ministério do Meio Ambiente - MMA**, 2003. p. 41–76

CALDEIRA, D.; UAGODA, R.; NOGUEIRA, A. M.; GARNIER, J.; SAWAKUCHI, A. O.; HUSSAIN, Y. Late Quaternary episodes of clastic sediment deposition in the Tarimba Cave, Central Brazil. **Quaternary International**, v. 580, n. (2021), p. 22–37, 2021.

CAPEZZUOLI, E.; GANDIN, A.; PEDLEY, M. Decoding tufa and travertine (fresh water carbonates) in the sedimentary record: The state of the art. **Sedimentology**, v. 61, n. 1, p. 1–21, 2014.

DABKOWSKI, J. High potential of calcareous tufas for integrative multidisciplinary studies and prospects for archaeology in Europe. **Journal of Archaeological Science**, v. 52, p. 72–83, 2014.

DABKOWSKI, J. The late-Holocene tufa decline in Europe: Myth or reality? **Quaternary Science Reviews**, v. 230, 2020.

FORD, T. D.; PEDLEY, H. M. A review of tufa and travertine deposits of the world. **Earth-Science Reviews**, v. 41, n. 3–4, p. 117–175, 1996.

Investigating the effects of historical phosphorus on current river water quality. **USGS**, 2019. Disponível em: <https://www.usgs.gov/news/featured-story/phosphorus-and-river-water-quality>. Acesso em 18 set. 2022.

LEBRÓN, I.; SUÁREZ, D. L. Kinetics and mechanisms of precipitation of calcite as affected by PCO2 and organic ligands at 25°C. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 62, n. 3, p. 405–416, 1998.

MIRAGAYA, J. F. G. O desempenho da economia na Região Centro-Oeste. **Um olhar territorial para o desenvolvimento: Centro-Oeste**, p. 424–453, 2014.

OSTE, J. T. Caracterização geoquímica dos depósitos tipo Tufa do Quaternário da Formação Serra da Bodoquena, Membro Rio Formoso-MS. 103 f. **Dissertação (Mestrado em Geologia)** - Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2017.

MENDES, L.; NOGUEIRA, A.; CALDEIRA, D.; UAGODA, R. Identification of calcareous tufa in northeast of the state of Goiás, Brazil. *In:* INTERNATIONAL CONGRESS OF SPELEOLOGY (ICS), 18, 2022, Bourget-du-Lac (Savoie). **Proceedings** […] Bourget-du-Lac : Karstologia Mémoires, 2022, p. 109-112.

MIRANDA, S. A. Morais. Uso e Ocupação do Solo na APA das Nascentes do Rio Vermelho: Conflito Socioambiental em Mambaí – GO. **Monografia**- Departamento de Geografia da Universidade de Brasília, Brasília, 2016

NOGUEIRA, A. M. Dinâmica paleoambiental em vales secos da Área de Proteção

Ambiental Nascentes do Rio Vermelho-APANRV, Mambaí-GO. Em fase de elaboração

NUNES, J. G. DA S. Mapeamento de solos através de técnicas diretas e indiretas na Apa Nascentes Do Rio Vermelho, Mambaí-GO. 110 p. **Dissertação (Mestrado em Geografia)** - Departamento de Geografia, Universidade de Brasília, Brasília, 2020.

OLIVEIRA, E.C. Tufas Calcárias da Serra da Bodoquena, MS. 149p. **Dissertação (Mestrado em Geociências)** - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009.

OLIVEIRA, L. T.; LUZ, J. A. G. DA; CAMPOS, J. C. V.; LIMA, O. A. L. DE; LEAL, L. R. B. Comportamento Hidrogeológico do Grupo Urucuia: Sub- bacias dos rios Formoso e Arrojado. **XV Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas**, n. 71, p. 1–15, 2008.

PEDLEY, H. M. Classification and environmental models of cool freshwater tufas. **Sedimentary Geology**, v. 68, n. 1–2, p. 143–154, 1990.

PEREIRA, G. DO C. R.; OLIVEIRA, E. C. DE; BERGAMASCHI, S. Continental carbonates from Itaboraí Formation in southeastern, Brazil. **Quaternary International**, v. 437, p. 199–211, 2017.

RITTER, S. M.; SCHRÖTER, M. I.-; SCHRÖDER-RITZRAU, A.; SCHOLZ, C.; FRANK, N. Geochemical Insights Into an Active Calcareous Tufa Depositing System in Southern Germany. **Procedia Earth and Planetary Science**, v. 17, p. 328–331, 2017.

SALLUN FILHO, W.; SAPIENSA ALMEIDA, L. H.; BOGGIANI, P. C.; KARMANN, I. Characterization of quaternary tufas in the Serra do André Lopes karst, southeastern Brazil. **Carbonates and Evaporites**, v. 27, n. 3–4, p. 357–373, 2012.

7 CONSIDERAÇÕES GERAIS

As tufas calcárias se mostram objetos de estudo de grande valor para a análise da paisagem. Essa relevância pode ser percebida pelo aumento dos estudos através dos anos, não apenas quantitativamente, mas qualitativamente, a partir da aplicação de novas metodologias e análises aplicadas. O método geoquímico e mineralógico apresenta-se como basilar para a caracterização prévia das feições, demonstrando seus elementos formadores e correlacionando-os tanto à dinâmica atuante quanto pretérita da paisagem. Verifica-se, também, que as pesquisas se concentram no bioma Pantanal, sendo necessárias novas investigações, especialmente no contexto do Cerrado.

Para os mapeamentos de feições, especialmente em países com climas de monção atuante, modelos específicos para a caracterização de ambientes deposicionais podem ser utilizados, observando a forma do acamamento dos sedimentos, a estrutura externa dos depósitos e as incrustações de matéria orgânica sobre as quais a calcita se agrega.

A utilização do modelo de deposição de $CaCO_3$ por águas não-termais em clima de monção se mostrou útil para a caracterização prévia das feições desenvolvidas na APANRV. Apesar da impossibilidade na realização de uma caracterização faciológica completa, percebe-se que a área de estudos possui extensas áreas de deposição de calcita em formas variadas em pontos de ocorrência de drenagens ativas ou inativas, o que possibilita inferências acerca da dinâmica dos cursos hídricos no carste superficial.

As tufas presentes na APANRV possuem calcita ($CaCO_3$) e quartzo (SiO_2) como elementos basilares de sua composição. A análise de perda ao fogo, por sua vez, demonstra grande presença de matéria orgânica e/ou água associada às tufas, compondo, em alguns casos, mais de 44% destas.

A presença de argilominerais em alguns depósitos, pode indicar que a carga de materiais detritais pelas drenagens está (ou esteve) se solidificando conjuntamente à calcita, gerando tufas mistas, com menor quantidade de $CaCO_3$ em sua composição. Esses argilominerais, aliados à quantidade de fosfato na

amostra, podem estar relacionados às atividades antrópicas ocorrentes na APANRV, podendo ser impeditivos para o desenvolvimento dos depósitos.

Outras análises são necessárias para uma melhor compreensão acerca da dinâmica dos cursos hídricos da APANRV, a partir da aplicação de geocronologia, microscopia eletrônica de varredura (MEV), petrografia e isotopia, por exemplo, especialmente em tufas inativas, pois permitem a verificação do último período de deposição e a reconstrução da paisagem pretérita.

Percebe-se que as metodologias aplicadas se mostraram úteis para a finalidade da investigação: a caracterização preliminar das tufas da APANRV. Essa pesquisa, então, pretende abrir novas questões acerca da deposição da calcita no bioma Cerrado, além de servir como subsídio para outros trabalhos desenvolvidos na área de estudo.

8 REFERÊNCIAS

BERBERT-BORN, M.; TRINDADE, J. S. Introdução à geomorfologia e espeleologia da região de Mambaí, Goiás. In: MOTTA, J. A. O. (Ed.). "Projeto Cavernas de Mambaí: Caracterização do Ecossistema Cárstico Localizado no Município de Mambaí e Entorno". Goiás: **Ministério do Meio Ambiente - MMA**, 2003. p. 41–76

CAPEZZUOLI, E.; GANDIN, A.; PEDLEY, M. Decoding tufa and travertine (fresh water carbonates) in the sedimentary record: The state of the art. **Sedimentology**, v. 61, n. 1, p. 1–21, 2014.

DABKOWSKI, J. High potential of calcareous tufas for integrative multidisciplinary studies and prospects for archaeology in Europe. **Journal of Archaeological Science**, v. 52, p. 72–83, 2014.

___. The late-Holocene tufa decline in Europe: Myth or reality? **Quaternary Science Reviews**, v. 230, 2020.

FORD, T. D.; PEDLEY, H. M. A review of tufa and travertine deposits of the world. **Earth-Science Reviews**, v. 41, n. 3–4, p. 117–175, 1996.

NUNES, J. G. DA S. Mapeamento de solos através de técnicas diretas e indiretas na Apa Nascentes Do Rio Vermelho, Mambaí-GO. 110 p. **Dissertação (Mestrado em Geografia)** - Departamento de Geografia, Universidade de Brasília, Brasília, 2020.

NYSSEN, J.; POESEN, J.; MOEYERSONS, J.; DECKERS, J.; HAILE, M.; LANG, A. Human impact on the environment in the Ethiopian and Eritrean highlands — a state of the art. **Earth-Science Reviews**, v. 64, p. 273–320, 2004.

OLIVEIRA, L. T.; LUZ, J. A. G. DA; CAMPOS, J. C. V.; LIMA, O. A. L. DE; LEAL, L. R. B. Comportamento Hidrogeológico do Grupo Urucuia: Sub- bacias dos rios Formoso e Arrojado. **XV Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas**, n. 71, p. 1–15, 2008.

TRAVASSOS, Luiz Eduardo Panisset. *Princípios de Carstologia e Geomorfologia Cárstica*. 1 ed. Brasília: ICMBio/IABS, 2019.