UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Geoespeleologia, geomorfologia e geocronologia do sistema cárstico de São
Desidério, Bahia, Brasil**

Lucas Padoan de Sá Godinho

Tese apresentada ao Programa de
Geoquímica e Geotectônica para
obtenção do título de Doutor em
Ciências.

Área de concentração: Geoquímica
dos Processos Exógenos

Orientador: Prof. Dr. Ivo Karmann

SÃO PAULO

2020

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Geoespeleologia, geomorfologia e geocronologia do
sistema cárstico de São Desidério, Bahia, Brasil**

LUCAS PADOAN DE SÁ GODINHO

Orientador: Prof. Dr. Ivo Karmann

Tese de Doutorado

Nº 620

COMISSÃO JULGADORA

Dr. Ivo Karmann

Dr. William Sallun Filho

Dr. Augusto Sarreiro Auler

Dr. Fernando Verassani Laureano

Dr. Paulo Henrique Ferreira Galvão

Dr. Fabiano do Nascimento Pupim

SÃO PAULO
2020

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Serviço de Biblioteca e Documentação do IGc/USP
Ficha catalográfica gerada automaticamente com dados fornecidos pelo(a) autor(a)
via programa desenvolvido pela Seção Técnica de Informática do ICMC/USP

Bibliotecários responsáveis pela estrutura de catalogação da publicação:
Sonia Regina Yole Guerra - CRB-8/4208 | Anderson de Santana - CRB-8/6658

Godinho, Lucas Padoan de Sá
Geoespeleologia, geomorfologia e geocronologia
do sistema cárstico de São Desidério, Bahia, Brasil
/ Lucas Padoan de Sá Godinho; orientador Ivo
Karmann. -- São Paulo, 2020.
328 p.

Tese (Doutorado - Programa de Pós-Graduação em
Geoquímica e Geotectônica) -- Instituto de
Geociências, Universidade de São Paulo, 2020.

1. Evolução de sistemas cársticos. 2.
Geoespeleologia. 3. Taxas de entalhamento fluvial.
4. Depósitos de Caverna. 5. Datação de soterramento.
I. Karmann, Ivo, orient. II. Título.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho certamente não teria sido possível sem a ajuda de muitas pessoas. Peço desculpas antecipadamente caso alguns nomes me fujam a memória. Quero agradecer em primeiro lugar à minha família, pois este projeto foi um grande desafio pessoal, cheio de obstáculos e incertezas, e felizmente pude contar com o apoio e carinho de meus pais, irmãos e amigos próximos. Não teria sido possível sem vocês. Quero agradecer ao meu orientador, Prof. Dr. Ivo Karmann, que aceitou me guiar durante o processo de realização desta pesquisa. Suas ideias e conselhos foram sem sombra de dúvidas fundamentais, sendo que esta tese de doutorado certamente se deve muito a sua experiência, modo de pensar e conhecimento ímpares na área de geologia do carste. Agradeço também ao Prof. Dr. Darryl Granger, quem me co-orientou durante meu estágio de doutorado sanduíche na *Purdue University*, E.U.A., para datação de sedimentos de caverna através do uso de isótopos cosmogênicos, e com quem tive a oportunidade de aprender muito através de discussões sobre geocronologia e espeleogênese. Suas ideias e contribuições foram muito valiosas para o aprimoramento desta pesquisa.

Agradeço à Jussyklebson da Silva Souza, o famoso Jussy, grande espeleólogo do Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas (GBPE) e guia de cavernas nativo de São Desidério. Sem sua experiência e contribuições em campo certamente não seria possível conhecer a área cárstica de estudo em tempo hábil para a realização desta pesquisa. Sua participação e grande experiência foram mais do que fundamentais.

Agradeço aos doutores William Sallum Filho, Fernando Verassani Laureano e José Antonio Ferrari por terem me ajudado com muitas dúvidas nas áreas de geomorfologia cárstica, geocronologia aplicada a depósitos de cavernas e hidrogeologia cárstica. Estendo meus agradecimentos também a todos os professores e professoras que me auxiliaram através de discussões em diversos assuntos específicos: Dr. Renato Paes de Almeida, na área de sedimentologia e geomorfologia fluvial, Dr. Francisco William da Cruz Júnior, na área de geocronologia pelo método U-Th em espeleotemas, Dr. Ricardo Hirata, Dr. Reginaldo Bertolo e Dra. Alexandra Suhogusoff, na área de hidrogeologia, Dr. José Domingo Faraco Gallas, na área de geofísica, Dr. Arthur Palmer e Margaret Palmer, na área de geologia de cavernas, Dr. Edvaldo Simões da Fonseca Júnior, na área de posicionamento geodésico pelo sistema GNSS, Dr. André de Oliveira Sawakushi, na área

de datação de soterramento pelo método OSL e Dr. Paulo César Boggiani, na área de petrologia de rochas carbonáticas.

Agradeço à todas e todos os técnicos e técnicas de laboratório e estudantes que me ajudaram com o aprendizado dos tantos procedimentos analíticos utilizados, nos nomes de: Thays Desiree e Luciana Nogueira, na análise de datação OSL e sedimentologia, José Paulo Sertek e Samuel Pedro Egidio, na preparação e análise de amostras para geoquímica, Alex Boava Meza e Arildo Fernandes de Moraes, no uso de receptores GNSS e tratamento de dados geodésicos, Ana Paula Rios, na área de tratamento de dados hidroquímicos e *software* AquaChem, Dr. Fernando Augusto Saraiva e Paulo Rodrigues de Lima, no uso de métodos de prospecção geofísica, Tom Clifton, Lan Luo, Jane Lund Andersen, Adrian Singleton, Will Odom III e Angus K. Moore da Purdue *Univesity*, na preparação de amostras para datação de isótopos cosmogênicos e na análise de dados por sensoriamento remoto. Agradeço também a todos os alunos e a todas as alunas do Laboratório de Sistemas Cársticos do IGc-USP e à Aline de Barros Silva, na preparação de amostras para datação U-Th e aos pós-graduandos Cíntia Fernandes Stumpf, Valdir Felipe Novello e Vitor Azevedo Alves pela datação de amostras de carbonatos pelo método U-Th na *Xi'an Jiaotong University*, China.

Agradeço imensamente ao Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas pela disponibilização dos mapas topográficos de diversas cavernas de São Desidério, assim como dados brutos de topografia, sem os quais seria virtualmente impossível realizar esta pesquisa. Agradeço aos espeleólogos Ézio Rubbioli e Alexandre Lobo pela participação em campo para finalização da topografia da Gruta Manoel Lopes. O trabalho de espeleólogos e espeleólogas, quase sempre voluntário, é sem dúvida alguma imprescindível para o estudo científico de cavernas.

Agradeço aos alunos(as) do curso de graduação em Geologia Tom Morita, Gabriela Duarte de Oliveira e Vitor Santos Nunes, que orientados pelo Prof. Dr. Ivo Karmann desenvolveram seus projetos de iniciação científica ou trabalho de formatura de graduação na região cárstica de São Desidério. Diversos dados e contribuições geradas por essas pesquisas auxiliaram de forma significativa a tese de doutorado aqui apresentada.

Agradeço a todos e todas as espeleólogos e espeleólogas, alunos e alunas, amigos e amigas, que me ajudaram durante os trabalhos de campo. Sem vocês este projeto não seria possível: Verônica Ramirez Ruiz, Jorge Peñaranda (“Miguelito”), Vinicius Xavier Corrêa

(“Dispaxo”), Tom Morita, Vitor Santos Nunes (“Kiby”), Renato Romano, Gabriela Duarte de Oliveira (“Baba”), Gabriel Cenci (“Célebro”), Leonardo Rodrigues (“Patolino”), Adrianna Virmond e Camilla Eboli Casella (“Aleluia”). Como não agradecer também ao Uninho guerreiro, Michelangelo (“Mick”), que nos levou e trouxe sãos e salvos das longas viagens de campo no trecho São Paulo – São Desidério, carregando quantidades de equipamentos dignas de uma caminhonete.

Agradeço aos espeleólogos e amigos Dr. Augusto S. Auler e Leda Zogbi, com quem tive muitas oportunidades de aprender sobre geologia do carste e exploração e documentação de cavernas. Agradeço por terem sempre estendido a mim oportunidades maravilhosas de aprendizado, citando como alguns exemplos as expedições à Toca da Boa Vista, a experiência na empresa CARSTE, a expedição fotográfica pelo projeto Luzes na Escuridão, e o curso e viagem ao *International Research Center on Karst* em Guilin, China.

Agradeço ao meu amigo, professor e espeleólogo Dr. Nicolás Misailidis Strikis, pelo apoio e incentivo para que eu seguisse na área de pesquisa de geologia de cavernas. Também o agradeço por ter me indicado a participar de um trabalho de consultoria ambiental com vistas a criação de uma unidade de conservação no carste de São Desidério, muito antes do início da presente pesquisa de doutorado, pois foi através dessa oportunidade que pude conhecer a região. Agradeço grandemente ao turismólogo e espeleólogo Dr. Heros Lobo e ao geólogo e espeleólogo Dr. Ricardo Fraga Pereira, que coordenaram a referida consultoria, pela confiança e incentivo, pois sem essa experiência eu possivelmente nunca teria me engajado neste doutorado.

Agradeço também a todos e todas as amigas espeleólogas e espeleólogos, com quem ao longo de muitos anos pude aprender um pouco sobre a espeleologia (exploração, documentação e pesquisa em cavernas), pois sem essa vivência com vocês eu não teria a capacidade de coordenar um estudo no ambiente subterrâneo. Cito em lugar de honra, obviamente, o GGeo (Grupo da Geo de Espeleologia), do qual fiz parte e com quem dei os meus primeiros passos dentro de cavernas, a partir do meu primeiro ano como “bixo” do curso de geologia. Agradeço também aos espeleólogos e amigos da Seção de Espeleorresgate da SBE (SER) e GBPE por muitos ensinamentos na exploração de cavernas, em especial: Daniel Menin, Ézio Rubbioli, Thomás Rocha e Silva, Alexandre Lobo, Diego Ferreira, Luiz Lo Sardo Neto, Willamy Saboia e Bernardo Bianchetti.

Agradeço também aos espeleomergulhadores Cristofer Martins e Rodrigo Severo do Espeleo Grupo de Brasília por terem gentilmente cedido imagens dos seus espeleomergulhos nas cavernas Poço do Surubim e Garganta do Bacupari.

Agradeço aos serviços de biblioteca do Instituto de Geociências da USP, da *Cave British Research Association*, da *National Speleological Society* e da *Federation Française de Spéléologie*, pela disponibilização e digitalização de trabalhos raros ou pertencentes a periódicos atualmente fora de circulação.

Agradeço também a todos da pousada Mendonça, em São Desidério, que sempre nos receberam tão bem, em nome de Fabrício, Marcos e Dona Sebastiana. Agradeço à Prefeitura Municipal de São Desidério, especialmente à Secretaria de Turismo e Meio Ambiente, em nome de Juscelino Ferreira, pelas autorizações concedidas de acesso ao Parque Municipal da Lagoa Azul, assim como apoio de campo. Agradeço também aos monitores locais de caverna de São Desidério e a todos os moradores e moradoras locais que gentilmente concederam acesso às cavernas, nascentes e poços para abastecimento durante esta pesquisa.

Finalmente, agradeço às instituições de financiamento à pesquisa CAPES, CNPq e FAPESP pela disponibilização dos recursos para a execução deste doutorado e minha bolsa de estudos pela CAPES, tanto no Brasil como durante o estágio sanduíche PDSE nos E.U.A. Sem o investimento público à pesquisa no ensino superior este trabalho também não seria possível.

A todos(as) vocês, meus mais sinceros agradecimentos!

Boas cavernadas.

EPÍGRAFE

“... one might think that the origin of Mammoth Cave is a simple matter: it was dissolved from limestone by underground water. But in any subject there are many different levels of understanding, and – like peeling an onion – layer after layer can be removed, only to reveal deeper ones. This simple statement fails to explain how the cave pattern is controlled and how it has evolved through time.”

Arthur N. Palmer (2002)

“... alguém poderia pensar que a origem da *Mammoth Cave* é uma questão simples: ela foi dissolvida a partir do calcário pela água subterrânea. Mas como em qualquer assunto, existem diferentes níveis de compreensão, e – da mesma forma que descascar uma cebola – camada após camada é removida, de modo a revelar as mais profundas. Essa afirmação simplista falha ao tentar explicar como o padrão da caverna é controlado e como ele evoluiu através do tempo.”

Arthur N. Palmer (2002)

Tradução livre

RESUMO

Sistemas de cavernas epigênicas, formadas pela recarga da água meteórica, circulação freática relativamente rasa e descarga em níveis de base fluviais locais, abrigam em seu interior raros registros sedimentares e morfológicos ligados à evolução do relevo, do clima e da tectônica. Esta tese de doutorado possui como tema principal a evolução de sistemas cársticos e a espeleogênese, associando os processos formadores de caverna a evolução do relevo e do clima, tomando como exemplo uma área cárstica pouco estudada do Brasil central, localizada na bacia do rio São Desidério, oeste do estado da Bahia. Nessa região, o recuo erosivo das escarpas do Chapadão Central, recoberto pelo arenito cretáceo do Grupo Urucuiá, controla a evolução de sistemas de cavernas no calcário neoproterozoico do Grupo Bambuí, sotoposto ao arenito. Os principais métodos aplicados incluem: caracterização geomorfológica do carste, descrição da geologia local, estudo da geologia e morfologia de cavernas e datação de sedimentos de caverna pelas técnicas ^{26}Al e ^{10}Be cosmogênicos, OSL e U-Th. Três alinhamentos de cavernas representativos da região foram estudados, denominados como João Rodrigues, Manoel Lopes e Cânion da Beleza. A morfologia dos condutos é caracterizada por redes dendríticas sobrepostas localmente por labirintos de enchentes, sendo que verticalmente esses se distribuem em dois níveis de caverna principais, situados em 555 e 525 m.a.n.m., formados em condição de estabilidade com o nível de base local (rio São Desidério) e interligados por cânions vadosos. A datação de terraços fluviais em cavernas permitiu identificar um importante reajuste desse nível de base entre 1 e 2 Ma, provocando um entalhamento vertical da ordem de 40 m, atribuído a causas tectônicas ou climáticas. As idades mínimas de desenvolvimento dos alinhamentos João Rodrigues, Manoel Lopes e Cânion da Beleza foram estabelecidas em $3,2 \pm 0,2$, $2,2 \pm 0,2$ e $1,0 \pm 0,3$ Ma, respectivamente, seguindo o modelo de evolução de cavernas em margem de platô, onde o recuo erosivo dos *knickpoints* dos rios principais em superfície induz a formação de sistemas de cavernas tributários progressivamente mais jovens para montante. Os conglomerados da Garganta do Bacupari despontam como registro sedimentar de caverna mais antigo do Brasil até o momento ($3,2 \pm 0,2$ Ma). Foram identificados ciclos de agradação e entalhamento fluvial nas cavernas com frequência estimada em 100 ka, controlados respectivamente por tendências climáticas mais secas, com vegetação mais debilitada em superfície, e mais úmidas, quando a potência dos sistemas fluviais torna-se maior. A taxa de entalhamento fluvial sobre o leito rochoso do cânion vadoso, interligando os níveis superior e inferior, possui média de 53 m/Ma. As taxas de erosão pré-soterramento nas áreas-fonte sobre o arenito são menores e variam entre 3 e 33 m/Ma, indicando a maior resistência dessa rocha à erosão, se comparada ao calcário solúvel. A taxa de entalhamento sobre o leito sedimentar inconsolidado das cavernas possui média de 653 m/Ma. As taxas de recuo erosivo remontante dos *knickpoints* dos rios em superfície variam entre 4.397 e 1.687 m/Ma. Esses dados traduzem a velocidade do processo de evolução do relevo e são pouco comuns na literatura, sendo uma contribuição importante para a geomorfologia do Brasil central. Variações da elevação do N.A. em lagos de cavernas e dolinas, de 3 a 44 m, foram identificadas em todo o alinhamento João Rodrigues entre $2,3 \pm 0,2$ e $4,3 \pm 0,05$ ka (U-Th em espeleotemas), indicando mudanças climáticas importantes no holoceno. A evolução do carste de São Desidério é apresentada em estágios principais desde o início do entalhamento do vale do rio homônimo em superfície, estimado em 9,7 Ma (mioceno tardio) até o presente.

Palavras chave: carste de São Desidério; geoespeleologia; taxas de entalhamento fluvial; depósitos de caverna; datação de soterramento.

ABSTRACT

Epigenic cave systems, formed by meteoric water recharge, relatively shallow groundwater circulation and discharge at local river base levels, can hold rare sedimentary and morphological records linked to the evolution of the climate, tectonics and landscape. The main subject of this PhD thesis is the evolution of karst systems and speleogenesis, relating cave forming processes to the evolution of the landscape and climate, taking as example a karst area in central Brazil with little scientific studies in the literature, located at the São Desidério river basin, west of the Bahia state. At this location, the erosive retreat of scarpment margins from the Central Brazilian Plateau, which is covered by cretaceous sandstones of the Urucua Group, controls the evolution of cave systems in the neoproterozoic limestones of the Bambuí Group, which rest under the sandstone. The main methods applied include: geomorphological characterization of the karst area, description of the local geological context, cave geology mapping and passage morphology characterization and cave sediments dating using cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be nuclides, OSL and U-Th series methods. Three representative cave alignments in the region were studied, named João Rodrigues, Manoel Lopes and Cânion da Beleza. Cave passage morphology is characterized by dendritic pattern, locally superimposed by floodwater mazes, and they are vertically distributed in two main cave levels, constrained at 555 and 525 m.a.s.l., which were formed during stable conditions of the local base level (São Desidério river) and are connected by vadose canyons. An important readjustment of this base level was determined between 1 and 2 My, as indicated by fluvial terrace ages in the caves, causing a vertical fluvial entrenchment of approximately 40 m. This event is attributed to paleoclimatic or tectonic causes. The minimum ages for the development of the João Rodrigues, Manoel Lopes and Cânion da Beleza cave alignments were respectively established at 3.2 ± 0.2 , 2.2 ± 0.2 and 1.0 ± 0.3 My, following the plateau margin cave evolution model, where the erosive retreat of the main surface river knickpoints leads to the development of progressively younger cave systems in the upstream direction. The conglomerate deposits from the Bacupari cave are highlighted as the oldest cave record reported in Brazilian caves until now (3.2 ± 0.2 My). Several fluvial aggradational and entrenchment cycles were identified with an estimated frequency of 100 ky, which are controlled by respectively drier periods, with weakened vegetation at the surface, and wetter periods, when the power of the rivers is higher. The fluvial entrenchment rate over the rock floor at the vadose canyon connecting the upper and lower levels has an average value of 53 m/My. The pre-burial erosion rates at the sandstone source areas are lower and vary between 3 and 33 m/My, indicating the higher resistance of this rock if compared to the soluble limestone. The erosion rates at the unconsolidated cave river bed has an average value of 653 m/My. The knickpoint migration rates related to the surface rivers range from 4,397 to 1,687 m/My. These data translate the pace of landscape evolution and are relatively scarce in the literature, being an important contribution to central Brazil geomorphology. Variations in the water-table elevation from cave and sinkhole lakes, from 3 to 44 m, were identified along the whole João Rodrigues alignment between 2.3 ± 0.2 e 4.3 ± 0.05 ky (U-Th in speleothems) indicating important climatic changes during the holocene. The evolution of the São Desidério karst is presented as a sequence of main events since the beginning of the surface river entrenchment, estimated at 9.7 My (upper miocene) to the present.

Keywords: São Desidério karst; cave geology; fluvial erosion rates; cave deposits; burial dating.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1 PERGUNTAS CIENTÍFICAS E HIPÓTESES INICIAIS	3
1.2 OBJETIVOS	4
2. ESPELEOGÊNESE: REVISÃO DE CONCEITOS	5
2.1 INICIAÇÃO DE CONDUTOS	6
2.2 PADRÕES MORFOLÓGICOS DE CAVERNA	8
2.3 NÍVEIS DE CAVERNA	13
2.4 EVOLUÇÃO DE CAVERNAS EM PROFUNDIDADE E EXTENSÃO	16
2.5 SEDIMENTAÇÃO EM CAVERNAS E ESPELEOGÊNESE	18
2.6 CARSTIFICAÇÃO INTERESTRATAL	24
3. GEOLOGIA E FISIOGRAFIA DA ÁREA DE ESTUDO	27
3.1 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	27
3.1.1 A Bacia do São Francisco	28
3.1.2 A Bacia Sanfranciscana	35
3.2 O CHAPADÃO CENTRAL BRASILEIRO	42
3.3 SUPERFÍCIES DE APLANAMENTO NO BRASIL CENTRAL	46
3.4 ESPELEOLOGIA NO CARSTE DE SÃO DESIDÉRIO	49
4. MATERIAIS E MÉTODOS	51
4.1 TRABALHOS DE CAMPO	51
4.2 ANÁLISE MORFOMÉTRICA DO RELEVO CÁRSTICO	52
4.3 INVENTÁRIO DE NASCENTES	54
4.4 CARACTERIZAÇÃO DA GEOLOGIA LOCAL	55
4.5 GEOFÍSICA	56
4.6 MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE CAVERNAS	57
4.7 GEODÉSIA	58
4.8 ANÁLISE DE FÁCIES SEDIMENTARES E ELEMENTOS ARQUITETURAIS	59
4.9 ANÁLISE DE PALEOCORRENTE	60
4.10 HIDROQUÍMICA	60
4.11 GEOCRONOLOGIA	61
4.11.1 Datação de Soterramento por Isótopos de ^{26}Al e ^{10}Be cosmogênicos	62

4.11.2	<i>Datação de Soterramento por Luminescência Opticamente Estimulada (OSL)</i>	66
4.11.3	<i>Série U-Th</i>	70
5.	DRENAGEM SUPERFICIAL E GEOMORFOLOGIA DO CARSTE DE SÃO DESIDÉRIO	73
5.1	ASPECTOS GERAIS DA GEOLOGIA E FISIOGRAFIA	73
5.1.1	<i>Área carbonática São Desidério-Beleza</i>	76
5.1.2	<i>Área carbonática Tamanduá-João Rodrigues</i>	82
5.1.3	<i>Área carbonática coberta Vereda de Cocos</i>	86
5.2	ZONEAMENTO DO RELEVO E ANÁLISE MORFOMÉTRICA	89
5.2.1	<i>Zona fluvial</i>	91
5.2.2	<i>Zona de contato</i>	95
5.2.3	<i>Zona de carste exposto com bacias de drenagem fechadas</i>	97
5.2.4	<i>Zona de carste coberto com drenagem centrípeta</i>	98
5.2.5	<i>Zona de poljes de contato</i>	101
5.2.6	<i>Outras feições de relevo</i>	102
5.2.7	<i>Morfometria</i>	105
5.3	INVENTÁRIO DE NASCENTES	107
5.4	SEÇÃO GEOFÍSICA NO RIO SÃO DESIDÉRIO	114
5.5	CLASSIFICAÇÃO TEXTURAL E QUÍMICA DOS LITOTIPOS.....	118
5.5.1	<i>Classificação textural</i>	118
5.5.2	<i>Classificação química</i>	121
5.6	ASPECTOS DA GEOLOGIA ESTRUTURAL	124
6.	DRENAGEM SUBTERRÂNEA E EVOLUÇÃO DE CAVERNAS	129
6.1	CAVERNAS ESTUDADAS	129
6.2	GEOESPELEOLOGIA	131
6.2.1	<i>Alinhamento de cavernas João Rodrigues</i>	131
6.2.2	<i>Alinhamento de cavernas Manoel Lopes</i>	166
6.2.3	<i>Alinhamento Cânion da Beleza</i>	193
6.3	DEPÓSITOS SEDIMENTARES DE CAVERNA	197
6.3.1	<i>Fácies sedimentares</i>	197
6.3.2	<i>Elementos arquiteturais</i>	201
6.3.3	<i>Análise granulométrica</i>	217

6.4	ANÁLISE HIDROQUÍMICA.....	219
6.5	DATAÇÕES ²⁶ Al E ¹⁰ Be, OSL E U-Th.....	227
7.	DISCUSSÃO	233
7.1	OS TIPOS DE RECARGA ASSOCIADOS À REDE DE DRENAGEM SUBTERRÂNEA E SUAS IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO DOS ALINHAMENTOS DE CAVERNA	233
7.1.1	<i>As vazões associadas às redes de drenagem subterrânea.....</i>	236
7.2	O CONTROLE DO RECUO EROSIVO DO RIO SÃO DESIDÉRIO SOBRE A EVOLUÇÃO DOS ALINHAMENTOS DE CAVERNA.....	237
7.2.1	<i>As taxas de recuo erosivo dos knickpoints</i>	241
7.2.2	<i>A carstificação interestratal</i>	243
7.2.3	<i>A profundidade das rotas de fluxo subterrâneo</i>	247
7.3	OS CICLOS DE ENTALHAMENTO E AGRAÇÃO FLUVIAL ASSOCIADOS A ESPELEOGÊNESE	249
7.3.1	<i>As taxas de erosão das áreas fonte associadas às redes de drenagem subterrâneas</i>	253
7.3.2	<i>As taxas de entalhamento fluvial sobre o leito rochoso</i>	256
7.3.3	<i>As taxas de entalhamento fluvial sobre o leito sedimentar inconsolidado ..</i>	259
7.3.4	<i>As idades associadas aos paleo-ambientes deposicionais</i>	261
7.3.5	<i>O clima e a tectônica como controladores dos ciclos de preenchimentos sedimentares e entalhamentos vadosos em condutos</i>	261
7.4	CICLOS DE VARIAÇÃO DO N.A. ASSOCIADOS A ESPELEOTEMAS SUBAQUÁTICOS.	267
7.5	INVERSÕES DE IDADES E RETRABALHAMENTO SEDIMENTAR	268
7.6	CRONOLOGIA DE EVENTOS NA EVOLUÇÃO DO CARSTE DE SÃO DESIDÉRIO	271
8.	CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	279
9.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	285

LISTA DE FIGURAS E ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1 – Localização da área de estudo.	3
Figura 2.1 – Resultados do modelamento de iniciação e desenvolvimento de condutos realizados por Ewers (1982).	7
Figura 2.2 – Principais padrões morfológicos de cavernas.....	9
Figura 2.3 – Modelos para a formação de cavernas labirínticas por recarga difusa.....	11
Figura 2.4 – Modelo de espeleogênese transversal.....	12
Figura 2.5 – Representação das mudanças de direção e gradiente de condutos.....	14
Figura 2.6 – Seções verticais exemplificando o desenvolvimento de níveis de caverna..	15
Figura 2.7 – Modelo de evolução de cavernas em quatro estágios.....	17
Figura 2.8 – Evolução de cânions por paragênese.....	21
Figura 2.9 – Vetores de migração de meandros em um cânion vadoso.....	22
Figura 2.10 – a: processo de paragênese; b: efeitos da oscilação do nível de base; c: dissolução ascendente durante eventos de enchente.....	23
Figura 3.1 – Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco.....	28
Figura 3.2 – Mapa geológico simplificado da Bacia do São Francisco e mapa de anomalias gravimétricas.....	29
Figura 3.3 – Mapa geológico simplificado da região norte do Cráton do São Francisco.	33
Figura 3.4 – Mapa geológico da área de estudo na bacia do rio São Desidério	34
Figura 3.5 – Bloco diagrama representando a estratigrafia da Bacia Sanfranciscana	36
Figura 3.6 – Limites da Bacia Sanfranciscana e seções geológicas.	42
Figura 3.7 – Mapa hipsométrico do Chapadão Central e seção topográfica regional	44
Figura 3.8 – Valores médios das precipitações mensais.....	45
Figura 3.9 – Total anual de chuva.....	45
Figura 5.1 – Localização das três áreas carbonáticas estudadas	74
Figura 5.2 – Áreas carbonáticas para estudo detalhado.	75
Figura 5.3 – Seção geológica A, transversal aos rios das Fêmeas.	77
Figura 5.4 – Perfil topográfico ao longo do talvegue dos rios Grande, São Desidério e vereda de Cocos.	77
Figura 5.5 - Seção geológica B ao longo do talvegue do rio do Nado	78
Figura 5.6 – Perfil topográfico ao longo do talvegue do rio do Nado	78
Figura 5.7 – Afloramento de calcário em escarpa com cerca de 30 m de altura	79

Figura 5.8 – Seção geológica E, paralela ao eixo maior de uma drenagem tributária do rio São Desidério.....	80
Figura 5.9 – Seção geológica F transversal à uma drenagem tributária do rio São Desidério, indicando a presença de um paleocarste.....	80
Figura 5.10 – Vista geral da paisagem com morros arredondados.....	81
Figura 5.11 – Afloramento do topo do calcário com lapiás arredondados.....	81
Figura 5.12 – Seção geológica G entre os rios João Rodrigues e São Desidério	83
Figura 5.13 – Seção geológica transversal ao rio João Rodrigues, mostrando o predomínio de arenito.....	83
Figura 5.14 – Seção geológica C ao longo do talvegue do rio Tamanduá	85
Figura 5.15 – Vertentes de um vale cego intermitente no eixo do rio Tamanduá.....	86
Figura 5.16 – Vista geral do sumidouro da Água Branca.	86
Figura 5.17 – Seção geológica D ao longo do talvegue da vereda de Cocos	88
Figura 5.18 – Dolina da Lagoa do Barroão, próxima ao povoado de Cocos.....	88
Figura 5.19 – Polígonos sobre imagem de satélite SRTM indicando a localização das imagens.....	91
Figura 5.20 – Seções esquemáticas representando os principais tipos de depressões fechadas na área de estudo.....	92
Figura 5.21 – Escarpa de calcário com cerca de 60 m de altura, às margens da planície aluvial do rio do Nado	93
Figura 5.22 – Sumidouro do rio São Desidério na gruna do Brejo da Forquilha.....	94
Figura 5.23 – Imagem SRTM detalhando a zona fluvial e de carste exposto.	94
Figura 5.24 – Seção esquemática do sumidouro do Tabocal.	96
Figura 5.25 - Imagem de satélite SRTM detalhando a zona de contato e zona de carste exposto.....	96
Figura 5.26 – Dolina da gruta do Baixãozinho.....	97
Figura 5.27 - Imagem SRTM detalhando a zona de carste coberto na área carbonática Tamanduá-João Rodrigues.	99
Figura 5.28 – Dolina sobre arenito.	99
Figura 5.29 – Dolinas de abatimento com acesso à cavernas.....	100
Figura 5.30 - Imagem SRTM detalhando a zona de carste coberto na área carbonática São Desidério-Beleza.	101
Figura 5.31 – Hipsometria gerada a partir de imagem SRTM detalhando o relevo na região dos rios João Rodrigues e Boa Sorte.	103

Figura 5.32 – Imagem SRTM detalhando a área carbonática coberta Vereda de Cocos no polígono 8	104
Figura 5.33 - Imagem SRTM detalhando a área carbonática coberta Vereda de Cocos no polígono 7.	105
Figura 5.34 – Mapa de inventário de nascentes.	110
Figura 5.35 – Nascente cárstica do Poço do Surubim	110
Figura 5.36 – Seções esquemáticas das nascentes intermitentes	112
Figura 5.37 – Relação entre o fluxo perene da gruta do Olho D'água e sua descarga no leito do rio São Desidério.....	114
Figura 5.38 – Modelo esquemático conceitual de fluxo associado à ocorrência de nascentes intermitentes.....	114
Figura 5.39 – Resultados obtidos pelas SEV em gráficos da distância AB/2 (m) pela resistividade aparente ρ (m Ω).....	116
Figura 5.40 – Perfil geológico interpretado a partir das SEV.....	117
Figura 5.41 – Microfotografias das lâminas de rocha descritas.....	120
Figura 5.42 – Classificação de rochas carbonáticas segundo Chilingar (1957).	122
Figura 5.43 – Correlação entre teores de argilominerais e o elemento enxofre (S).....	124
Figura 5.44 – Estereograma com medidas de acamamento da Fm. São Desidério.	126
Figura 5.45 – Dobra inclinada e aberta na Fm. São Desidério	126
Figura 5.46 – Estereograma com medidas de foliação da Fm. Serra da Mamona.....	127
Figura 5.47 – Dobras assimétricas e fechadas da Fm. Serra da Mamona.....	127
Figura 5.48 – Diagrama em rosácea e a frequência de fraturas na Fm. São Desidério ..	128
Figura 6.1 – Localização dos alinhamentos de cavernas estudados	130
Figura 6.2 – Alinhamento de cavernas João Rodrigues ao longo do rio homônimo	133
Figura 6.3 – Alinhamento de cavernas João Rodrigues ao longo do rio Tamanduá.	133
Figura 6.4 – Seção longitudinal do alinhamento de cavernas João Rodrigues	134
Figura 6.5 – Mapa geológico em planta da caverna Garganta do Bacupari	139
Figura 6.6 – Seção geológica longitudinal da caverna Garganta do Bacupari	140
Figura 6.7 - Mapa geológico em planta da caverna Buraco do Inferno da Lagoa do Cemitério.....	143
Figura 6.8 - Seção geológica longitudinal da caverna Buraco do Inferno da Lagoa do Cemitério.....	144
Figura 6.9 – Prancha de fotos na Garganta do Bacupari e Buraco do Inferno da Lagoa do Cemitério.....	145

Figura 6.10 – Amostra de espeleomicrobialito da gruta do Catão	148
Figura 6.11 - Mapa geológico em planta da gruta do Catão.....	149
Figura 6.12 - Seção geológica longitudinal da gruta do Catão.....	150
Figura 6.13 – Seção esquemática da gruta do Catão e a Lagoa Azul.....	151
Figura 6.14 - Mapa geológico em planta da gruta da Sucupira.....	153
Figura 6.15 - Seção geológica longitudinal da gruta da Sucupira.....	154
Figura 6.16 – Resultados da difratometria de raios-X para gipsita e brushita.....	155
Figura 6.17 – Prancha de fotos na gruta do Catão, e gruta da Sucupira.....	156
Figura 6.18 - Mapa geológico em planta das grutas Catão do Meio I e II	158
Figura 6.19 - Seções geológicas longitudinais das grutas Catão do Meio I e II.....	159
Figura 6.20 – Entrada da gruta Catão do Meio I	160
Figura 6.21 – Morfologia dos condutos na caverna Poço da Pedra	163
Figura 6.22 - Mapa geológico em planta da caverna Poço da Pedra.....	164
Figura 6.23 - Seção geológica longitudinal da caverna Poço da Pedra.....	165
Figura 6.24 - Seção longitudinal do alinhamento de cavernas Manoel Lopes	167
Figura 6.25 - Alinhamento de cavernas Manoel Lopes.....	168
Figura 6.26 - Mapa geológico em planta da gruta Manoel Lopes.....	172
Figura 6.27 - Seção geológica longitudinal da gruta Manoel Lopes.	173
Figura 6.28 – Prancha de fotos da gruta Manoel Lopes.	174
Figura 6.29 – Seções esquemáticas no ponto L (cachoeira ou <i>shaft</i>).....	175
Figura 6.30 - Mapa geológico em planta da caverna Buraco da Sopradeira	177
Figura 6.31 - Seção geológica longitudinal da caverna Buraco da Sopradeira.	178
Figura 6.32 – Prancha de fotos no Buraco da Sopradeira	179
Figura 6.33 – Estalactites recobertas por lama sobre pendentes no salão dos Vulcões ..	180
Figura 6.34 - Mapa geológico em planta da gruta do Sobrado.....	182
Figura 6.35 - Seção geológica longitudinal da gruta do Sobrado.....	183
Figura 6.36 – Seções geológicas transversais dos condutos na gruta do Sobrado	184
Figura 6.37 – Morfologia de condutos na gruta do Sobrado	186
Figura 6.38 – Esquema 3D da gruta do Sobrado.....	186
Figura 6.39 - Mapa geológico em planta da gruta Olho D'água	188
Figura 6.40 - Seção geológica longitudinal da gruta Olho D'água	189
Figura 6.41 - Mapa geológico em planta do abismo do Tabocal	191
Figura 6.42 - Seção geológica longitudinal do Abismo do Tabocal	192
Figura 6.43 - Alinhamento de cavernas do Cânion da Beleza.....	194

Figura 6.44 - Mapa geológico em planta do Grutão da Beleza	195
Figura 6.45 - Seção geológica longitudinal do Grutão da Beleza.....	196
Figura 6.46 – Exemplos de fácies sedimentares descritas	200
Figura 6.47 – Fotomosaico do elemento arquitetural CS do ponto ML-03.....	203
Figura 6.48 – Colunas estratigráficas referentes ao ponto ML-03.....	204
Figura 6.49 – Fotomosaico do elemento arquitetural CS do ponto BEL-04	205
Figura 6.50 – Coluna estratigráfica referente ao ponto BEL-04.....	206
Figura 6.51 – Detalhe da fácies Gc do ponto ML-08	207
Figura 6.52 – Barras fluviais adjacentes ao rio ativo no nível inferior da caverna Buraco da Sopradeira.	207
Figura 6.53 – Fotomosaico do elemento arquitetural LS na base do ponto SOP-06.....	210
Figura 6.54 – Coluna estratigráfica referente a base do ponto SOP-06.....	211
Figura 6.55 – Fotomosaico do elemento arquitetural LS no topo do ponto SOP-06.....	212
Figura 6.56 – Colunas estratigráficas referentes ao topo do ponto SOP-06	213
Figura 6.57 – Fotomosaico do elemento arquitetural LS no ponto BEL-02 e BEL-03 ..	214
Figura 6.58 – Colunas estratigráficas referentes ao ponto BEL-02 e BEL-03	215
Figura 6.59 – Cones de jangadas soterrados pelo elemento arquitetural LS	216
Figura 6.60 – Distribuição granulométrica de depósitos lacustres e fluviais	218
Figura 6.61 – Diagrama de Piper	220
Figura 6.62 – Concentrações dos cátions e ânions	220
Figura 6.63 – Principais parâmetros físico-químicos	221
Figura 6.64 – Índices de saturação (IS) em relação aos minerais calcita, aragonita e dolomita	223
Figura 6.65 – Gráfico de dispersão entre os íons cálcio + magnésio vs. bicarbonato	224
Figura 6.66 – Gráfico de dispersão entre os íons cálcio + magnésio vs. sulfato	225
Figura 6.67 – Gráfico da concentração de calcita dissolvida (Cs) em relação às condições iniciais de PCO_2 e CO_2 e pH.....	227
Figura 7.1 – Perfil geológico longitudinal da Mammoth Cave	235
Figura 7.2 – Modelo do desenvolvimento de cavernas em margem de platô.....	238
Figura 7.3 – Idades mais antigas de deposição para cada alinhamento de cavernas	240
Figura 7.4 – Evolução de sistemas de cavernas tributárias ao rio São Desidério.....	241
Figura 7.5 – Caverna assoreada.	245
Figura 7.6 – Modelo esquemático representando a carstificação interestratil	247
Figura 7.7 - Caverna com diâmetro de 1,09 m, interceptada por poço tubular	249

Figura 7.8 – Seções transversais dos condutos onde amostras de sedimentos foram analisadas para datação.....	251
Figura 7.9 – Diagrama de erosão vs. soterramento	254
Figura 7.10 – Modelo de ciclos de preenchimento e erosão sedimentar ao longo de sistemas de cavernas tributárias ao rio São Desidério	265
Figura 7.11 – Gráfico da taxa de erosão vs. idade dos depósitos datados pelo método ^{26}Al e ^{10}Be cosmogênicos.....	266
Figura 7.12 – Gráficos de dispersão radial para as amostras datadas por OSL.....	270
Figura 7.13 – Evolução do carste de São Desidério durante os estágios 1 e 2.....	274
Figura 7.14 - Evolução do carste de São Desidério durante o estágio 3	275
Figura 7.15 - Evolução do carste de São Desidério durante os estágios 4, 5 e 6	276
Figura 7.16 - Evolução do carste de São Desidério durante o estágio 7	277
Figura 7.17 - Evolução do carste de São Desidério durante o estágio 8	278

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1: Protocolo SAR-OSL utilizado para análise da dose equivalente nas amostras de grãos de quartzo.	69
Tabela 5.1 – Principais parâmetros morfométricos analisados para as zonas de relevo no carste de São Desidério, com base em imagens SRTM, imagens de satélite LANDSAT e bases topográficas do BDGEx. Abreviações: σ – desvio padrão; dep. – depressão.	106
Tabela 5.2 – Dados gerais das nascentes perenes cadastradas. * Vazões estimadas visualmente (semi-quantitativo) para o final do período seco, entre setembro e outubro de 2016. Para os pontos NSD-04, NSD-05 e NSD-06 os valores de vazão medidos com micromolinetes foram extraídos de Hidrovia (2012). Abreviações: córr.: córrego; pov.: povoado.	109
Tabela 5.3 – Dados gerais das nascentes intermitentes cadastradas. Todas encontravam-se inativas ao final do período seco entre setembro e outubro de 2016.	111
Tabela 5.4 – Dados gerais das amostras analisadas por FRX na Fm. São Desidério. Abreviação - cav.: caverna.	121
Tabela 5.5 – Classificação para rochas carbonáticas de Chilingar (1957), de acordo com valores da razão CaO/MgO. As legendas indicam as classes de rocha para os campos do gráfico da Figura 5.42.	122
Tabela 6.1 – Dados gerais das 13 cavernas estudadas em detalhe. P.H.: projeção horizontal. Dados de elevação obtidos a partir de posicionamento GNSS interligado a topografia convencional.	130
Tabela 6.2 – Dados gerais dos 13 pontos para amostragem de água e análise hidroquímica.	219
Tabela 6.3 – Idades de soterramento e taxas de erosão obtidas pelo método ^{26}Al e ^{10}Be cosmogênicos em sedimentos clásticos no interior de cavernas e superfície.	229
Tabela 6.4 – Idades de soterramento e dados relacionados à datação OSL obtidos em sedimentos clásticos no interior de cavernas. De: dose equivalente; OD: <i>overdispersion</i> ; MAM: <i>Minimum Age Model</i> ; CAM: <i>Central Age Model</i>	230
Tabela 6.5 – Idades U-Th obtidas para cristalização de espeleotemas. Amostras: ML – Gruta Manoel Lopes; CAT – Gruta do Catão. yr: anos.	231
Tabela 7.1 – Taxas de recuo erosivo dos <i>knickpoints</i> do rio São Desidério e rio do Nado. JR: João Rodrigues; ML: Manoel Lopes; BEL: Cânion da Beleza.	242

Tabela 7.2 – Profundidade de desenvolvimento de condutos segundo equação proposta por Worthington (2001). α : ângulo médio de mergulho do acamamento (determinado com base na média aritmética de 207 medidas de mergulho de acamamento ao longo do alinhamento João Rodrigues); L: distância horizontal da rota de fluxo; D: profundidade calculada da rota de fluxo; ABRANCA: sumidouro da Água Branca; JR: João Rodrigues.....	248
Tabela 7.3 – Dados utilizados para medir a cota do leito rochoso no nível inferior da caverna Buraco da Sopradeira. LSSD: leito sedimentar do rio São Desidério (próximo à gruta do Olho D'água); LSML: leito sedimentar do nível inferior da gruta Manoel Lopes; DHML: distância horizontal entre o rio São Desidério e a gruta Manoel Lopes; i: gradiente hidráulico; LRSD: leito rochoso do rio São Desidério; DHSOP: distância horizontal entre o rio São Desidério e a caverna Buraco da Sopradeira; LRSOP: leito rochoso do nível inferior da caverna Buraco da Sopradeira.	257
Tabela 7.4 – Taxas de entalhamento vertical calculadas sobre leito rochoso no alinhamento Manoel Lopes.	257
Tabela 7.5 – Taxas de entalhamento vertical calculadas sobre o leito sedimentar inconsolidado no alinhamento Manoel Lopes.	260
Tabela 7.6 – Idade U-Th para espeleotema do tipo cone de jangadas na caverna Garganta do Bacupari.....	268

1. INTRODUÇÃO

O desenvolvimento da maioria das cavernas cársticas está intimamente relacionado com a evolução do relevo e com a dinâmica de ciclos de agradação e entalhamento fluvial. À medida em que vales fluviais em superfície se aprofundam por erosão, sistemas de condutos subterrâneos tributários podem migrar para posições menos elevadas, em busca de equilíbrio com as mudanças do nível de base local, enquanto o preenchimento sedimentar e agradação desses vales pode reativar galerias de cavernas superiores e anteriormente abandonadas. A morfologia dos condutos em cavernas, assim como a sedimentação que ocorre em seu interior, são um reflexo dessa história da evolução do relevo e podem ser utilizadas para interpretá-la. Muitas vezes, ambientes fluviais análogos em superfície não preservam tão bem esses registros devido ao intemperismo e à erosão, de modo que as cavernas podem constituir valiosas fontes de dados a respeito da evolução de bacias de drenagem (Ford & Williams, 2007; Palmer, 2007).

Ao longo das últimas décadas foram desenvolvidas e aprimoradas novas técnicas de geocronologia aplicáveis a depósitos encontrados no interior de cavernas, como o método da série ^{238}U - ^{230}Th , utilizado para a datação de espeleotemas carbonáticos (minerais secundários de caverna), e os métodos OSL (*optically stimulated luminescence*) e ^{26}Al e ^{10}Be cosmogênicos, empenhados na datação do soterramento de sedimentos clásticos. Graças a esses avanços, é possível estabelecer uma cronologia precisa de eventos associados à evolução das cavernas, com diversos usos em geologia e geomorfologia (Richards & Dorale, 2003; Dunai, 2010; Rhodes, 2011).

Exemplos das aplicações do estudo da evolução de cavernas e da datação de seus depósitos internos incluem a reconstrução da história de erosão e preenchimento de vales fluviais, a determinação de taxas de entalhamento fluviais, o reconhecimento de eventos de recuo e avanço de geleiras, a datação de capturas fluviais, a determinação da duração de processos de agradação sedimentar, entre outros (*e.g.* Granger *et al.*, 2001; Anthony & Granger, 2004; Haeuselmann *et al.*, 2007; Polyak *et al.*, 2008; Auler *et al.*, 2009; Laureano *et al.*, 2016).

Sabe-se que um complexo registro sedimentar com diversas fases de deposição distintas se encontra preservado em cavernas desenvolvidas nos calcários do Gr. Bambuí, sobre o Cráton do São Francisco (Auler *et al.*, 2009). No entanto, poucos estudos foram realizados até o presente momento a fim de investigar as associações entre esses depósitos e a evolução do relevo e do clima. Recentemente, Laureano *et al.* (2016) realizaram o primeiro uso do método

de datação por isótopos cosmogênicos de ^{26}Al e ^{10}Be no Brasil para determinar a idade de soterramento de depósitos de caverna, em um estudo de caso aplicado a área cárstica de Iraquara – BA. No entanto, a quantidade de áreas cársticas poucos estudadas no contexto do Brasil central é notável, de modo que existe ainda um potencial muito grande para novos trabalhos científicos envolvendo a evolução de cavernas em resposta a mudanças do relevo e do clima.

Esta tese de doutorado possui como tema principal a evolução de sistemas cársticos e a espeleogênese (processos formadores de caverna). A área escolhida para o desenvolvimento do tema foi a região cárstica da bacia do rio São Desidério, localizada na região oeste do estado da Bahia, nordeste do Brasil (Figura 1.1). Essa região abrange predominantemente o município de São Desidério – BA, assim como outros municípios próximos, a exemplo de Catolândia, Baianópolis, Cristópolis e Tabocas do Brejo Velho. Nesse escopo, um dos aspectos mais importantes da pesquisa é a associação dos processos formadores de cavernas na área de estudo à evolução do relevo e do clima.

Foi escolhida a região cárstica de São Desidério por essa ser uma área ainda pouco estudada do ponto de vista da evolução de cavernas e do carste e que apresenta as seguintes características favoráveis ao tema proposto: (i) nela ocorrem amplos e bem desenvolvidos sistemas de cavernas, previamente topografados e explorados (Rubbioli, 2004); (ii) suas cavernas apresentam registros morfológicos e sedimentares bem preservados e diversificados; (iii) a área se insere no contexto tectônico da borda noroeste do Cráton do São Francisco, de modo que a relação entre as taxas de soerguimento lento e a espeleogênese podem ser estudadas; (iv) as cavernas formam redes de rios tributários subterrâneos associados a sistemas de drenagens do Chapadão Central Brasileiro, de modo que as fases de desenvolvimento dos condutos cársticos podem ser associadas à evolução dessa unidade geomorfológica regional; (v) as rochas carbonáticas e pelíticas do Gr. Bambuí são sobrepostas pelo arenito cretáceo do Gr. Urucuaia, permitindo o estudo de processos de carstificação interestratal; (vi) a presença do quartzo como mineral dominante nas áreas fonte dos depósitos de caverna é muito favorável a aplicação de métodos de datação radiométrica; (vii) a área se insere geograficamente na região central do planalto (Figura 1.1), ao contrário da maioria das áreas cársticas do Gr. Bambuí, que por sua vez circundam as escarpas de borda, de modo que fases mais antigas do processo de carstificação podem estar ali preservadas.

Figura 1.1 – Localização da área de estudo na bacia do Rio São Desidério. 1: rio São Desidério; 2: rio Grande; 3: rio São Francisco.

1.1 Perguntas Científicas e Hipóteses Iniciais

A grande variedade de processos e a complexidade envolvida na evolução de terrenos cársticos implicam em um amplo espectro de abordagens científicas possíveis para o estudo desse tema, como por exemplo, a hidrogeologia, a geomorfologia, a geoquímica, a sedimentologia, a geocronologia e a biologia (Ford e Williams, 2007). Para a presente pesquisa, optou-se por uma abordagem ampla, que permitisse uma compreensão da evolução do carste de São Desidério sob diversos aspectos. A seguir, são apresentadas as principais perguntas científicas e hipóteses iniciais correspondentes, que auxiliaram no norteamento e escolha das atividades e métodos empregados nesta pesquisa.

A principal questão científica desta pesquisa consistiu em: como se deu a origem e a evolução do carste de São Desidério e como essa história pode contribuir para o entendimento do quadro evolutivo do relevo e do clima no Chapadão Central Brasileiro? Frente a essa questão, parte-se da hipótese inicial de que a evolução das cavernas e do relevo cárstico na área de estudo respondem a variações do nível de base local, estabelecido pelo rio São Desidério. Considerou-se também, como hipótese, que essas variações no nível de base provavelmente

foram controladas por taxas de soerguimento lentas, em ambiente cratônico, e por ciclos de variações climáticas.

1.2 Objetivos

Os objetivos gerais desta tese de doutorado são:

- Desenvolver um modelo de evolução para a área cárstica de São Desidério com base no estudo da geomorfologia cárstica e da geologia de cavernas;
- Discutir a evolução do relevo e do clima para a região do Chapadão Central Brasileiro, com base nos registros de cavernas e outras feições do relevo cárstico;
- Estabelecer uma cronologia de eventos para a evolução do carste de São Desidério com base na datação absoluta de registros sedimentares de cavernas.

Os objetivos específicos desta tese de doutorado incluem:

- Mapear as características geológicas das principais cavernas e sistemas de cavernas, a fim de definir um modelo de evolução para as mesmas;
- Realizar um controle de elevação preciso dos depósitos sedimentares de cavernas, a fim de apoiar as interpretações geocronológicas e espeleogenéticas;
- Caracterizar os depósitos sedimentares e os ambientes deposicionais no interior de cavernas, a fim de apoiar as interpretações geocronológicas e espeleogenéticas;
- Caracterizar as feições do relevo cárstico e associá-las à história de evolução das cavernas;
- Investigar a relação entre os principais pontos de recarga e descarga do aquífero cárstico (dolinas, sumidouros e nascentes) e a espeleogênese;
- Estudar as evidências de oscilações do nível de base local, tanto no interior das cavernas como nos rios de superfície;
- Investigar as possíveis fontes de acidez que promovem a espeleogênese;
- Descrever os litotipos associados à evolução do carste do ponto de vista estrutural, textural e geoquímico, a fim de apoiar as interpretações espeleogenéticas;
- Subsidiar eventuais medidas de conservação de cavernas (como por exemplo unidades de conservação) ou planejamento urbano, uso do solo e da água subterrânea com informações de base sobre o carste de São Desidério.

2. ESPELEOGÊNESE: REVISÃO DE CONCEITOS

A espeleogênese pode ser entendida como o conjunto de processos geológicos relacionados à formação e o desenvolvimento da porosidade terciária (condutos) e cavernas. Os conceitos modernos acerca do estudo da evolução de cavernas, da hidrogeologia e da geomorfologia cárstica tiveram seu início por volta do final do século XIX, passando por um período de formulações de “hipóteses clássicas” que, desde meados do século XX, vêm sendo testadas e aprimoradas à luz dos princípios da química, da hidrologia, da geologia, e de significativos avanços na exploração e documentação de cavernas através de mapas. Atualmente, muitos modelos que explicam a origem e evolução de cavernas estão bem estabelecidos e podem ser utilizados, em conjunto com evidências geológicas em superfície, para a interpretação da evolução do relevo e do clima (Ford e Williams, 2007).

Não há apenas um modelo universal que possa ser aplicado à gênese de todas as cavernas, mas há sim os modelos que representam as situações de campo mais comumente encontradas, além de alguns casos especiais, e sua ocorrência depende das circunstâncias de controle presentes, como características estruturais do maciço rochoso, configuração dos pontos de recarga, gradiente hidráulico, etc. (Ford, 1973).

Neste capítulo, alguns conceitos e modelos espeleogenéticos amplamente citados pela literatura serão revisados, de forma objetiva e sucinta, com o intuito de apoiar as discussões pertinentes para esta tese. Não é objetivo deste capítulo apresentar uma revisão histórica sobre o tema espeleogênese. Ao invés disso, se espera que esta revisão possa apresentar o estado da arte atual do tema, especialmente no que se refere aos objetivos e discussões abordadas nesta pesquisa.

Os conceitos abordados nesta revisão estarão relacionados apenas à formação de cavernas em rochas solúveis, ou cavernas cársticas, por duas razões, a saber: (i) a gênese de cavernas em rochas solúveis, como no caso das rochas carbonáticas e das rochas evaporíticas, é em geral muito mais complexa do que em cavernas formadas por outros processos, como por exemplo erosão mecânica ou mudança de estado físico, como ocorre na maioria das rochas não solúveis, a exemplo do arenito, quartzito, granito, basalto e glaciares (Jennings, 1987); (ii) o principal objeto de estudo desta pesquisa é uma área cárstica, de modo que não há necessidade de focar esta discussão em cavernas não cársticas ou feições pseudocársticas.

2.1 Iniciação de Condutos

Antes de discutir os mecanismos de evolução de um sistema de condutos subterrâneos interligados, onde os trechos acessíveis ao ser humano são as cavernas, é importante compreender primeiro como se desenvolvem esses condutos durante sua fase inicial, ou fase de iniciação. O reconhecimento e interpretação de feições de iniciação, que muitas vezes podem ser confundidas com feições de retrabalhamento da morfologia de condutos, é muito importante para a elaboração de um modelo de evolução de cavernas e, também por essa razão, o tema iniciação de condutos será aqui discutido.

Uma caverna cárstica, do ponto de vista da espeleogênese, consiste em qualquer porosidade ampliada por dissolução, interligada entre um ponto de recarga e outro de descarga, que atinge diâmetro suficiente para alcançar as taxas de ampliação do ponto de avanço (*breakthrough time*), que por sua vez coincide com a transição entre as condições iniciais de fluxo laminar e ampliação lenta para as condições de fluxo turbulento e taxas de ampliação máximas (Ford e Ewers, 1978). Para um conduto com seção circular, essa transição ocorre próxima ao número de Reynolds de 2.000, ou quando a seção do conduto atinge o diâmetro de aproximadamente 0,5 cm a 1 m, a depender das condições de gradiente hidráulico e temperatura da água (White e White, 1970; Howard, 1964). Seguindo ainda os mesmos autores anteriormente citados, protocavernas ou protocondutos são porosidades que ainda não atingiram a dimensão de caverna (i.e. não atingiram o ponto de avanço).

Ewers (1973, 1982) realiza experimentos de dissolução com modelos analógicos em placas de gesso e simula as condições de fluxo em condutos por meio de modelos análogos de resistividade elétrica para representar o processo de iniciação e evolução de redes de condutos. Seus estudos mostram que, durante os estágios iniciais, uma rota de fluxo que se desenvolve por dissolução entre um ponto de recarga e outro de descarga assume a forma de uma rede distributária e anastomosada, devido às irregularidades locais presentes ao longo do plano de acamamento (Figura 2.1 – B).

A instalação de um canal principal, que coincide com a rota mais curta entre recarga e descarga e com a linha de maior mergulho do acamamento, é acompanhada por um aumento nas taxas de ampliação, devido à menor resistência que essa rota impõe ao fluxo (Ewers, 1973). O aumento na taxa de dissolução se deve ao aumento progressivo do diâmetro do protoconduto, pois a medida em que uma estrutura se alarga por dissolução, a vazão e a velocidade de fluxo

aumentam progressivamente, removendo uma quantidade cada vez maior de material dissolvido graças a renovação constante da acidez ou agressividade da solução.

Esse efeito do aumento da vazão e da taxa de ampliação reduzem drasticamente o potencial hidráulico do canal principal, estimulando os canais secundários vizinhos, que crescem a uma taxa menor de ampliação, a convergir para o canal principal pela diferença de potencial hidráulico gerada, formando por fim uma rede dendrítica e tributária de canais, em um processo de competição entre rotas de fluxo principais e secundárias (Figura 2.1 - C) (Ewers, 1982).

Figura 2.1 – Resultados do modelamento de iniciação e desenvolvimento de condutos realizados por Ewers (1982), para acamamento de baixo ângulo de mergulho e mesma carga hidráulica inicial aplicada a todos os pontos de recarga. À esquerda superior, se observam linhas de fluxo para “inputs” com espaçamentos diferentes. À esquerda e ao centro, se observam linhas de fluxo para “inputs” com o mesmo espaçamento. À esquerda inferior, é representado o rebaixamento progressivo da superfície potenciométrica no sentido a montante. A: situação inicial; B: instalação de canais principais anastomosados; C: instalação de redes dendríticas tributárias. Extraído de Ford e Williams (2007), modificado de Ewers (1982). Tradução livre.

Palmer (1991) realiza uma série de experimentos hidroquímicos a fim de determinar as taxas de ampliação de condutos formados em rochas carbonáticas, considerando o ácido carbônico (H_2CO_3) como fonte de acidez principal, por ser esse o agente mais comum na dissolução e formação de cavernas. Esse ácido é originado em águas naturais quando a solução incorpora e dissolve o CO_2 presente na atmosfera e no solo. Seus experimentos mostram que o tempo necessário para que a taxa máxima de dissolução de condutos seja alcançada (t_{max}) varia de forma diretamente proporcional ao comprimento total da rota de fluxo (L) e a temperatura da solução (T), e inversamente proporcional à largura inicial da fratura ou plano de acamamento (b), à vazão de descarga (Q), ao gradiente hidráulico (i) e à pressão de CO_2 da solução. Vale lembrar que os índices de saturação da calcita e da dolomita são inversamente proporcionais à temperatura. Assim, em águas subterrâneas típicas, as taxas de ampliação de condutos tendem a ser da ordem de 0,01 a 0,1 cm/ano.

A água meteórica, ao infiltrar os primeiros metros do maciço carbonático a partir da superfície do terreno, tende a se aproximar rapidamente do seu estado de saturação em relação à calcita. Devido a esse aspecto, cerca de 50 a 90% da denudação por dissolução causada pela precipitação meteórica, em uma área cárstica, está relacionada ao rebaixamento da superfície do terreno, enquanto apenas o restante atua na ampliação de fraturas e acamamento por dissolução para gerar condutos em subsuperfície (Ford e Williams, 2007). Caso uma solução atingisse rapidamente seu estado de saturação nos primeiros metros de contato com a rocha, longas rotas de condutos não poderiam ser formadas. No entanto, graças à cinética química de dissolução da calcita, a taxa de recuo das paredes de um conduto diminui consideravelmente quando a solução se aproxima de 60% de sua saturação e, portanto, longas rotas de condutos podem ser ampliadas lentamente, em um regime de fluxo laminar e a uma concentração próxima da saturação, em ambiente freático (Palmer, 1991).

2.2 Padrões Morfológicos de Caverna

Palmer (1991) propõe um modelo de espeleogênese segundo o qual diferentes estilos de recarga para o aquífero cárstico implicam diretamente na formação de diferentes padrões morfológicos de cavernas. O padrão morfológico principal de uma caverna, ou padrão planimétrico principal, pode ser bem visualizado pela representação cartográfica em planta de sua rede de condutos (mapas de caverna). A geometria das seções transversais e longitudinais de condutos também auxiliam muito no entendimento desse padrão morfológico, e suas

representações são fundamentais na interpretação de processos relacionados à gênese de cavernas. Os principais padrões planimétricos de caverna são: dendrítico (*branchwork*), reticulado ou em rede (*network*), anastomosado (*anastomotic*), espongiforme (*spongework*) e ramiforme (*ramiform*) (Figura 2.2). Cavernas formadas por um único conduto ou por redes de condutos pouco extensas podem manifestar apenas elementos rudimentares dos padrões acima mencionados (Palmer, 1991).

		TIPO DE RECARGA				
		VIA DEPRESSÃO CÁRSTICA		DIFUSA		HIPOGÊNICA
		DOLINAS (FLUTUAÇÃO DE DESCARGA LIMITADA)	SUMIDOUROS (GRANDE FLUTUAÇÃO DE DESCARGA)	ATRAVÉS DO ARENITO	EM ROCHA SOLÚVEL POROSA	DISSOLUÇÃO POR ÁCIDOS DE FONTE PROFUNDA OU POR RESFRIAMENTO DE ÁGUA TERMAL
		PADRÃO DENDRÍTICO (GERALMENTE ALGUNS NÍVEIS E PASSAGENS ÚNICAS)	PASSAGENS ÚNICAS E DENDRÍTICAS RUDIMENTARES GERALMENTE COM AS SEGUINTES FEIÇÕES SUPERIMPOSTAS	MAIORIA DAS CAVERNAS SÃO AMPLIADAS POSTERIOREMENTE POR RECARGA DE OUTRAS FONTES	MAIORIA DAS CAVERNAS SÃO FORMADAS POR MISTURA EM PROFUNDIDADE	
TIPO DE POROSIDADE DOMINANTE	FRATURAS	PASSAGENS ANGULOSAS	REDE DE FISSURAS IRREGULARES	REDE DE FISSURAS	FISSURAS ISOLADAS E REDES RUDIMENTARES	REDES, PASSAGENS ÚNICAS, FISSURAS
	PARTIÇÃO DE ACAMAMENTO	PASSAGENS CURVILÍNEAS	ANASTOMOSES, LABIRINTOS ANASTOMOSADOS	PERFIL: CÂNONES E CHAMINÉS COMPLEXOS, DISSOLUÇÃO INTERESTRAAL	ESPONGIFORME	CAVERNAS RAMIFORMES, RARAS CAVERNAS COM PASSAGEM ÚNICA E ANASTOMOSADAS
	INTERGRANULAR	PADRÃO DENDRÍTICO RUDIMENTAR	ESPONGIFORME	PERFIL: PADRÃO ESPONGIFORME RUDIMENTAR	ESPONGIFORME	CAVERNAS RAMIFORMES E ESPONGIFORMES

Figura 2.2 – Principais padrões morfológicos de cavernas associados aos processos de recarga que os dão origem. Extraído de Palmer (1991). Tradução livre.

Cavernas dendríticas apresentam rede de condutos organizada em canais tributários que convergem para um canal principal, de forma muito similar à geometria de uma rede de drenagem fluvial em superfície, e geralmente conectam diversos pontos de recarga (dolinas e sumidouros) a uma nascente ou ponto de descarga final (nascente cárstica ou ressurgência). A origem desse tipo de rede de condutos segue um modelo de competição conforme apresentado no item 2.1, favorecendo o desenvolvimento de rotas principais de fluxo a partir de fraturas ou

planos de acamamento inicialmente mais abertos e que se interconectam de modo a oferecer a menor distância entre os pontos de recarga e o ponto de descarga final do sistema. As cavernas dendríticas representam cerca de 57% do total de cavernas conhecidas e são classificadas como epigênicas (i.e., formadas pela recarga de água meteórica que adquire sua acidez por processos de superfície, como o ácido carbônico). As cavernas epigênicas podem apresentar outros padrões morfológicos que não o dendrítico, como será discutido a seguir, e provavelmente representam cerca de 80 a 90% do total de cavernas conhecidas (Audra e Palmer, 2015; Palmer, 1991).

Cavernas labirínticas são caracterizadas pelos padrões morfológicos em rede, anastomosado, espongiforme ou ramiforme e são formadas quando a taxa de dissolução através das estruturas da rocha encaixante é aproximadamente igual para muitas rotas alternativas. Tais condições podem ser alcançadas quando: (i) a descarga (vazão) é elevada através de muitas rotas alternativas; (ii) o comprimento da rota de fluxo a partir do ponto de recarga inicial é curto; (iii) a recarga é uniforme entre muitas rotas alternativas que competem; (iv) a agressividade é gerada dentro do próprio aquífero, sem relação direta com processos de superfície (Palmer, 2011). Palmer (1975) propõe que a maioria das cavernas labirínticas se formam quando uma rocha solúvel se encontra sobreposta por uma camada pouco espessa de rocha insolúvel e permeável (como por exemplo no caso de calcários sobrepostos por arenitos), ou quando ocorrem sucessivas enchentes ao longo do tempo dentro de condutos previamente ampliados. Abaixo, esses dois modelos serão melhor detalhados.

Os labirintos de desvio (*bypass mazes*), ou labirintos de enchente, são típicos de cavernas alimentadas por sumidouros, e são feições de retrabalhamento que se sobrepõe a uma morfologia erosiva anterior em condutos principais ou tronco. Os labirintos de desvio normalmente possuem ocorrência local e compõe apenas parte da morfologia total da caverna, que em escala mais ampla pode ser, por exemplo, dendrítica. Sua origem se deve geralmente à grandes e sucessivos eventos de inundação, eventualmente favorecidos por obstruções locais nas galerias principais (colapso, desmoronamento). Devido ao alto gradiente hidráulico e elevada acidez da solução durante eventos de enchente, a dissolução ocorre pela injeção de água nas estruturas ao redor das paredes do conduto principal. A taxa máxima de ampliação (t_{max}) é então rapidamente alcançada por muitas estruturas que se interceptam, resultando na formação de redes labirínticas de condutos (Figura 2.2). Nessas condições, as taxas de ampliação de condutos podem ser da ordem de 0,01 cm/ano, sendo possível ampliar uma passagem de 1 m

de largura a partir de uma fratura com abertura inicial de 0,01 cm em aproximadamente 10.000 anos (Palmer, 1991).

A recarga difusa através de uma cobertura de rocha insolúvel e permeável permite a formação de redes de condutos labirínticos no topo de um maciço solúvel sotoposto (Figura 2.3). Se a rocha insolúvel possui uma condutividade hidráulica (K) relativamente homogênea (ex.: arenito), a descarga (Q) para as fraturas na rocha solúvel sotoposta será aproximadamente igual, independentemente da abertura inicial dessas estruturas (b), já que a vazão de descarga é regulada pela condutividade hidráulica da rocha insolúvel sobreposta. Nesse tipo de espeleogênese, as cavernas se concentram na parte superior do maciço de rocha solúvel, e podem ter sua origem tanto em ambiente freático como vadoso, dependendo da profundidade inicial do nível d'água subterrânea (N.A.) (Palmer, 2011; Palmer, 1975).

Figura 2.3 – Modelos para a formação de cavernas labirínticas por recarga difusa. A: situação inicial, onde a condutividade hidráulica no arenito é muito maior do que no calcário; B: desenvolvimento de cavernas labirínticas no topo do maciço carbonático; C: Crossroads Cave, Virginia, E.U.A., um exemplo desse modelo de espeleogênese; D: Cserszegtomaji Well Cave, Ungria, formada a partir de um paleocarste soterrado. Extraído de Ford e Williams (2007), modificado de Palmer (1975). Tradução livre.

Klimchouk (2009) e Klimchouk (2000) possuem uma visão bem distinta das apresentadas acima quanto a importância das cavernas labirínticas no cenário global, e defende que a maioria dessas cavernas são geradas por fluxo d'água ascendente, em ambiente aquífero

profundo e geralmente confinado, sendo classificadas então como cavernas hipogênicas. A hipogênese é o processo de formação de cavernas por águas termais ascendentes, ocorrendo também quando a acidez que promove a espeleogênese é gerada em profundidade, sem relação com o CO₂ do solo ou de processos superficiais (sensu Ford, 2004; Palmer, 1991). Segundo o modelo de espeleogênese transversal (*transverse speleogenesis*) proposto por Klimchouk (1991), cavernas hipogênicas podem se formar em zonas de descarga com fluxo ascendente, em um contexto de rotas de fluxo regionais em grandes bacias sedimentares, onde rochas solúveis e insolúveis se encontram intercaladas (Figura 2.4). Nesse modelo, as rochas insolúveis em profundidade regulam o fluxo ascendente para rochas solúveis sobrepostas, de modo que a recarga difusa permite a ampliação de fraturas e planos de acamamento a uma taxa aproximadamente igual, dando origem à cavernas com padrão labiríntico ramiforme, caracterizado por sua vez pela ocorrência de diversos condutos com terminações cegas, muitas vezes sem conexão direta com a superfície (Figura 2.2).

Figura 2.4 – Modelo de espeleogênese transversal, onde rotas de fluxo regionais dão origem à cavernas hipogênicas (indicadas pelas hachuras vermelhas em forma de grades). A: área de recarga por águas meteóricas na borda da bacia; B: áreas de descarga nos principais vales do interior da bacia, com fluxo ascendente e formação de cavernas hipogênicas labirínticas. Extraído de Klimchouk (2017). Tradução livre.

Palmer (2011) testou a hipótese de espeleogênese transversal através de modelamentos numéricos de fluxo e cálculos para as taxas de ampliação em ambiente freático profundo, onde as águas são geralmente saturadas ou encontram-se muito próximas da saturação em relação ao CaCO₃. Seus resultados mostram que nesse tipo de ambiente, considerando como fonte de agressividade o ácido carbônico adquirido em superfície, as taxas de ampliação de fraturas são

muito lentas (~ 1 m de recuo das paredes a cada 3 Ga), não sendo possível formar cavernas em rochas carbonáticas dentro de um tempo geologicamente viável. Desse modo, para a espeleogênese transversal, a geração de acidez a partir de fontes em profundidade deve ser considerada. A oxidação de sulfetos disseminados na rocha, ou a redução e oxidação bacteriana do gás sulfídrico (H_2S) proveniente de reservas de hidrocarbonetos são exemplos de processos que podem gerar ácido sulfúrico (H_2SO_4) em profundidade (Hill, 1995). Palmer (2011) também demonstra que para rochas evaporíticas, onde a dissolução ocorre por dissociação simples, as taxas de ampliação do modelo de espeleogênese transversal são suficientemente altas para formar cavernas em um tempo geologicamente viável.

Casos menos frequentes de espeleogênese incluem os labirintos anastomosados e espongiiformes. Cavernas predominantemente anastomosadas representam aproximadamente 3% do total de cavernas conhecidas, e são caracterizadas por redes labirínticas de condutos, com diversos *loops*, ou poligonais fechadas, com condutos meandranes e curvilíneos que se entrecortam e se desenvolvem preferencialmente ao longo de planos de acamamento de baixo ângulo (Figura 2.2). Os labirintos anastomosados também são feições muito comuns de retrabalhamento por enchentes, podendo constituir apenas parte do padrão morfológico principal de uma caverna, especialmente em rochas com baixo ângulo de mergulho. As cavernas espongiiformes se formam principalmente quando a rocha solúvel possui uma porosidade intergranular expressiva, o que é bastante comum em calcários diageneticamente imaturos. Sua morfologia se assemelha a salões arredondados ou irregulares que se interconectam, sem uma linearidade ou controle estrutural muito bem definido, podendo por vezes formar *loops* (Figura 2.2) (Palmer, 1991).

2.3 Níveis de Caverna

Níveis de caverna (*cave levels*), conforme proposto por Palmer (1987), são feições com grande importância para a reconstrução da história de evolução do relevo cárstico. Eles podem auxiliar, por exemplo, na identificação de fases de maior estabilidade do nível de base local e na determinação de taxas de entalhamento vadoso e rebaixamento do N.A. (Palmer, 2007; Granger et al. 2001). Um nível de caverna pode ser definido como um conjunto de condutos amplos e volumosos, com baixo gradiente, que se concentram em uma mesma elevação devido a condições geológicas ou geomorfológicas favoráveis, coincidindo com a posição em elevação do N.A. durante períodos de maior estabilidade do nível de base local, de modo que deve ser

possível reconhecer condutos com a mesma elevação em cavernas próximas, ou diferentes setores de uma mesma caverna com grande extensão. O volume de um conduto é diretamente proporcional à vazão e ao tempo ao qual esse esteve sujeito à dissolução, de modo que em condições de estabilidade do N.A., condutos freáticos dispõem de tempo suficiente para serem ampliados em proporções relativamente grandes (Palmer, 1987).

No entanto, o mero reconhecimento de condutos amplos com baixo gradiente hidráulico não implica necessariamente na existência de um nível de caverna, uma vez que condutos com essas características podem se formar a grandes profundidades abaixo do N.A. (Worthington, 2005). Assim, uma das formas mais eficazes para se determinar a existência de um nível de caverna é a identificação do ponto piezométrico (*piezometric point*), que consiste no curto intervalo de espaço onde ocorre a transição entre um conduto com maior gradiente formado na zona vadosa, para um conduto de baixo gradiente e origem freática, marcando assim a posição do topo do antigo N.A. (Palmer, 1987).

Condutos podem sofrer diversas mudanças morfológicas importantes a partir do ponto piezométrico (Figura 2.5). Por exemplo, o fluxo d'água subterrânea na zona vadosa é impulsionado somente pela força da gravidade, de modo que as rotas de fluxo seguem em geral os caminhos de maior inclinação disponíveis. Assim, um conduto na zona vadosa pode apresentar direção paralela à linha de maior mergulho do acamamento, caso este seja o caminho de maior inclinação disponível, sendo que a partir do ponto piezométrico, quando o conduto atinge o topo do N.A., sua direção se torna paralela à do acamamento e seu ângulo de mergulho passa a ser sub-horizontal, pois na zona freática o fluxo passa a ser guiado principalmente pelo gradiente hidráulico (Palmer, 1987).

Figura 2.5 – Representação das mudanças de direção e gradiente de condutos na transição entre zona vadosa e zona freática, em relação às estruturas do maciço rochoso. Extraído de Palmer (2007). Tradução livre.

A seguinte sequência de eventos pode exemplificar como cavernas epigênicas evoluem de forma concomitante ao relevo, e quais são algumas das mais importantes associações entre processos espeleogenéticos e de superfície: a medida em que um rio tronco em superfície entalha o seu próprio leito, condutos vadosos de cavernas tributárias irão entalhar o substrato em busca do perfil de equilíbrio com o nível de base local, esculpindo condutos em cânions (Figura 2.6 - 1). A partir do momento em que o nível de base local se estabiliza, o rio tronco em superfície amplia lateralmente suas margens formando uma planície de inundação. Nessas condições, condutos freáticos com baixo gradiente hidráulico tem tempo suficiente para se ampliar e formar um nível de caverna, sendo que sua posição em elevação se encontra próxima ao N.A. e à planície de inundação do vale externo (Figura 2.6 - 2). Com a subsequente mudança do nível de base local, o rio em superfície volta a entalhar seu próprio leito, enquanto o fluxo d'água nos condutos subterrâneos diverge das galerias superiores da caverna para entalhar novos cânions em busca do nível de base. O nível de caverna desativado hidraulicamente coincide com a posição em elevação de um terraço fluvial em superfície (Figura 2.6 - 3). Com a chegada de um novo período de estabilidade do nível de base, um novo nível de caverna pode se formar (Figura 2.6 - 4) (Palmer, 2007).

Figura 2.6 – Seções verticais exemplificando o desenvolvimento de níveis de caverna concomitante à evolução de um vale fluvial e do rebaixamento do nível de base. V: condutos na zona vadosa; F: planícies de inundação; B: nível de base; L: nível de caverna; T: terraço fluvial; R: remanescentes de terraços fluviais antigos. Extraído de Palmer (2007).

Alguns processos podem ocorrer de modo a mascarar ou obliterar as evidências que permitem o devido reconhecimento de um nível de caverna, tais como a ocorrência de sucessivas enchentes ou amplos preenchimentos sedimentares, que por sua vez acabam por retrabalhar a morfologia dos condutos. Outros controles geológicos podem até mesmo formar falsos níveis de caverna, como por exemplo a presença de intercalações de camadas pelíticas e insolúveis em meio à rocha solúvel, que podem represar o desenvolvimento de um conduto em uma dada elevação, sem necessariamente ter qualquer relação com um nível de base estável. Desse modo, condutos cuja distribuição se concentre em um intervalo pequeno de elevação, devido a um controle estratigráfico ou estrutural, mas sem qualquer evidência clara de gênese associada à um nível de base estável, são denominados como andares ou patamares de caverna (*cave tier*; *cave storey*), e não correspondem a níveis de caverna (Audra e Palmer, 2015; Palmer, 1987).

2.4 Evolução de Cavernas em Profundidade e Extensão

As hipóteses clássicas sobre espeleogênese do início do séc. XX debatiam qual seria o modelo universal para a evolução de cavernas, havendo naquela época três ideias antagônicas, propondo que cavernas teriam preferência por se formar: (i) na zona vadosa; (ii) em profundidade na zona freática; (iii) próximas ao N.A. (zona epifreática) (Ford e Williams, 2007; Palmer, 2007). Ford (1971, 1973) e Ford e Ewers (1978) propõem que não há um único modelo possível para explicar a espeleogênese, e que a frequência de estruturas no maciço rochoso, como planos de fratura e acamamento, é o principal fator a determinar a profundidade de desenvolvimento das redes de condutos em relação ao N.A. Os mesmos autores propõem um modelo de evolução de cavernas em quatro estágios (*four state model*), representando as mudanças em extensão e profundidade ao longo da seção longitudinal de sistemas de condutos em função da frequência de estruturas do maciço (Figura 2.7).

Figura 2.7 – Modelo de evolução de cavernas em quatro estágios, apresentando diferentes profundidades de desenvolvimento de condutos em relação ao N.A. de acordo com a frequências de estruturas no maciço rochoso. 1: cenário extremo com menor frequência de estruturas; 4: cenário extremo com maior frequência de estruturas; 2 e 3: cenários intermediários. Extraído de Ford e Ewers (1978). Tradução livre.

No modelo de quatro estágios, o cenário extremo com a menor frequência de estruturas favorece o desenvolvimento de rotas de fluxo freáticas em profundidade, formando um único *loop* – termo que se refere ao padrão escalonado em subidas e descidas das redes de condutos (Figura 2.7 - 1). O desenvolvimento de cavernas freáticas é favorecido em regiões onde o ângulo de mergulho do acamamento é alto, facilitando a condução do fluxo d'água subterrânea a grandes profundidades. Com o aumento da frequência de estruturas, múltiplos *loops* podem se formar e interceptar a superfície de pressão hidrostática igual a zero (N.A.), em uma tendência do fluxo em buscar rotas menores e mais diretas entre os pontos de recarga e descarga do sistema (Figura 2.7 - 2). Nesse cenário, alguns trechos do sistema podem sofrer entalhamento vadoso, devido à tendência de rebaixamento do N.A. e exposição do topo dos *loops* à zona vadosa, enquanto outros trechos do mesmo sistema podem sofrer ampliação freática, de forma concomitante. O aumento sucessivo da frequência de estruturas permite que o sistema de condutos se desenvolva mais próximo à superfície do N.A., com alguns *loops* intercalados (Figura 2.7 - 3), enquanto que o cenário extremo com a maior frequência de estruturas permite

o desenvolvimento de cavernas de nível d'água (*water table caves*), com condutos paralelos e próximos ao N.A. (Figura 2.7 - 4) (Ford e Ewers; 1978).

Worthington (2001, 2004) propõe que o aumento da temperatura em profundidade, seguindo o gradiente geotérmico, pode diminuir a viscosidade da água a ponto de favorecer uma maior vazão em rotas de fluxo profundas. O mesmo autor, utilizando a equação de Hagen-Poiseulle, considera uma temperatura em superfície de 20 °C e um gradiente geotérmico de 25 °C/km e demonstra que, a partir de um comprimento total de fluxo de condutos acima de aproximadamente 3,3 km, rotas mais profundas se tornam mais eficientes e com maior fluxo do que rotas menos profundas, devido à redução de viscosidade da água em profundidade. Nessas condições, rotas profundas poderiam então atingir o ponto de avanço primeiro (t_{max}) do que em rotas mais rasas, contrariando o modelo de quatro estágios de Ford e Ewers (1978), onde a rota vencedora tende a ser a menor possível entre ponto de recarga e descarga, seguindo as estruturas mais favoráveis ao fluxo.

No entanto, Ford (2002) advoga que não há exemplos reais comprovados de competição entre rotas de fluxo contemporâneas onde a mais profunda tenha atingido o ponto de avanço primeiro. Também critica os testes de correlação empíricos de Worthington (2001) atestando que muitos dos parâmetros utilizados são estimativas, devido ao grau de exploração e conhecimento insuficientes sobre os sistemas de cavernas reais utilizados, e cita alguns exemplos de sistemas de cavernas bem conhecidos que prejudicam os resultados dos testes de correlação.

2.5 Sedimentação em Cavernas e Espeleogênese

Diferentes eventos tectônicos e climáticos podem ser distinguidos a partir do estudo de registros sedimentares de caverna, a exemplo de depósitos químicos (espeleotemas) e clásticos (depósitos fluviais, lacustres, etc.). A entrada de sedimentos clásticos em cavernas será o foco da revisão deste item, pois os mesmos podem alterar significativamente a morfologia de condutos e a dinâmica hidrológica de um aquífero cárstico, sendo muito importantes para o estudo da espeleogênese (Farrant e Smart, 2011).

A entrada de sedimentos clásticos em sistemas de cavernas pode ter início a partir do momento em que protocondutos atingem o ponto de avanço e adquirem dimensões de condutos, passando de um regime de fluxo laminar para fluxo turbulento (Palmer, 1991). A partir de então,

cavernas podem receber continuamente a entrada de sedimentos clásticos durante todo o tempo em que o sistema de condutos permanecer aberto. Desse modo, os principais mecanismos que promovem a entrada de sedimentos em caverna incluem: (i) transporte de material terrígeno por rios superficiais até sumidouros; (ii) transporte de solo ou de qualquer outro material acumulado nas vertentes em superfície por meio de enxurradas até os fundos de dolinas; (iii) colapso de dolinas; (iv) fluxo a partir de fraturas no maciço solúvel ou de condutos em chaminé (*shafts*), podendo transportar sedimentos finos e areias ou até mesmo blocos de coberturas insolúveis para o interior de cavernas; (v) injeção glacial; (vi) subida do nível d'água no rio tronco, causando enchentes reversas (*backflooding*) em sistemas de cavernas tributárias; (vii) fluxo gravitacional ou fluxo de detritos nas vertentes próximas a entradas de cavernas (Bosch e White, 2007).

Um dos processos mais importantes relacionados à espeleogênese e a entrada de sedimentos em sistemas de condutos é a paragênese (*paragenesis*), que ocorre quando um conduto na zona freática ou epi-freática é preenchido por sedimentos em sua base, protegendo o substrato rochoso da dissolução, o que por sua vez causa a ampliação preferencial das paredes e do teto do conduto no sentido ascendente (sensu Renault, 1968). Considerando uma vazão constante, a dissolução no teto amplia a seção do conduto, causando uma redução da velocidade de fluxo, o que induz novamente a deposição de sedimentos no piso. Esse processo retroalimentativo de deposição sobre o piso e dissolução ascendente pode continuar enquanto houver a entrada de sedimentos no sistema, levando à ampliação de um cânion com paredes verticais e preenchido por sedimentos, até que o mesmo atinja o limite do N.A. Cânions paragenéticos podem chegar em alguns casos até cerca de 50 m de altura (e.g. Pasini, 2009).

A paragênese ocorre devido à agradação sedimentar dentro de cavernas, quando a entrada de sedimentos no sistema de condutos subterrâneos excede a sua capacidade de transporte. Uma tendência de agradação por um período de tempo significativo pode ter suas causas atreladas a diferentes processos, tais como a redução na potência do rio, o aumento da entrada de sedimentos no sistema, ou a ocorrência de algum tipo de obstrução. Por vezes, a agradação sedimentar pode ocasionar o preenchimento total de alguns condutos, sendo que a descarga d'água do sistema pode ser mantida por rotas alternativas de fluxo, dispostas lateralmente ou verticalmente em relação ao conduto preenchido (e.g. Farrant e Smart, 2011; Pasini, 2009).

Condutos freáticos que não recebem a entrada de sedimentos podem ser ampliados em todas as direções, formando uma seção transversal que tende à forma circular ou elíptica. Dado o rebaixamento do nível d'água, os condutos passam para a zona vadosa, onde um rio

subterrâneo pode entalhar o piso rochoso, formando cânions de acordo com um processo fluvial normal. A esse processo de evolução de condutos na zona vadosa é dado o nome de singênese (*singenesi*), resultando na formação de cânions singenéticos, ou cânions vadosos, que por sua vez apresentam geometria tabular, dada por paredes verticais, contínuas e relativamente estreitas (e.g. White e White, 1970; Pasini, 2009).

A entrada de sedimentos em um conduto vadoso, por outro lado, pode levar a uma redução do entalhamento vertical e consequente aumento do entalhamento lateral dos canais. Em situações onde o nível de base permanece estável por um longo período, as bordas externas de meandros em um conduto podem entalhar distancias consideráveis para dentro das paredes de rocha, dando origem aos chamados entalhes laterais (*notches*). O processo de erosão ou dissolução diferencial causados por um rio também pode esculpir entalhes nas paredes de condutos, normalmente seguindo as estruturas e variações composicionais da rocha, sem necessariamente ter qualquer relação com a estabilidade do nível de base. No entanto, entalhes laterais podem ser facilmente distinguíveis da dissolução diferencial pois, no primeiro caso, a superfície erosiva trunca discordantemente e indistintamente todas as estruturas do maciço devido ao longo período de tempo disponível para a erosão. Por vezes, a ampliação lateral em galerias vadosas gera apenas um alargamento na base dos cânions, ao invés de entalhes laterais proeminentes (Farrant e Smart, 2011).

Cânions originalmente formados pelo processo de paragênese podem presenciar em dado momento um rebaixamento do N.A., com consequente entalhamento fluvial na zona vadosa, levando a remoção parcial ou total de seu preenchimento sedimentar. Por outro lado, cânions originalmente singenéticos podem sofrer sucessivos eventos de agradação e entalhamento vadoso, devido a oscilações do nível de base local. O produto final, em ambos os casos, pode ser um cânion com remanescentes sedimentares, conforme ilustrado na Figura 2.8, o que pode tornar ambígua a interpretação das evidências sobre esses processos (Pasini, 2009; Lauritzen e Lundberg, 2000).

Figura 2.8 – Evolução de cânions por paragênese (*phreatic cross section*) e singênese (*vadose cross section*) em diferentes pontos ao longo de uma mesma rota de fluxo. Extraído de Farrant e Smart (2011). Tradução livre.

Lauritzen e Lauritzen (1995) elaboraram um método segundo o qual é possível distinguir os processos de paragênese e singênese com base na morfologia de condutos. Segundo esses autores, os meandros em um cânion formado por entalhamento vadoso migram para jusante e para baixo, a medida em que o rio entalha o próprio substrato, enquanto que meandros em cânions paragenéticos migram para jusante e para cima, a medida em que os depósitos sedimentares preenchem o conduto. A linha que une as cristas dos meandros é denominada vetor de migração de meandro (*meander migration vector* - *MMV*) e seu rumo de mergulho para jusante é indicativo de singênese, enquanto o rumo de mergulho para montante é indicativo de paragênese. Determinando o sentido de fluxo em um cânion a partir de *scallops* (feições dissolutivas nas paredes da rocha geradas pelo fluxo turbulento) e o mergulho dos vetores de migração de meandro, é possível identificar qual processo ocorreu na ampliação principal do cânion (Figura 2.9). No entanto, a sucessão de eventos erosivos pode obliterar as evidências para esse tipo de análise, sendo que outros tipos de registros devem ser buscados, quando possível, para interpretar a sucessão de eventos na formação do conduto (Palmer, 1987).

Figura 2.9 – Vetores de migração de meandros em um câñion vadoso, singenético (A), e em um câñion paragenético (B). Os câñions representados formam uma figura espelhada. Em (A) o sentido de fluxo e o rumo de mergulho do MMV (*meander migration vector*) são projetados no mesmo quadrante de um estereograma. Em (B), os mesmos elementos são projetados em quadrantes opostos. Extraído e modificado de Lauritzen e Lauritzen (1995). Tradução livre.

A ampliação por paragênese ou singênese podem ocorrer de forma concomitante ao longo de uma mesma rota de fluxo, conforme indicado na Figura 2.8 e Figura 2.7. A paragênese então ocorre preferencialmente na base dos *loops*, que representam um obstáculo ao transporte de sedimentos, favorecendo seu acúmulo. Nesse processo, o teto é progressivamente ampliado, tendendo a uma superfície sub-horizontal. Outro ambiente favorável a paragênese é a parte distal de sistemas de cavernas, pois esta é mais sujeita às oscilações do nível de base. Já o entalhamento vadoso ocorre no topo dos loops expostos acima do N.A., onde ocorre a erosão do piso em busca do perfil de equilíbrio com o nível de base local (Ford e Ewers, 1978).

Câñions vadosos que posteriormente sofrem agradação, sendo preenchidos por depósitos de fluxo de canais abertos (*open channel flow*) com estilo de sedimentação fluvial, também podem apresentar ampliação no sentido ascendente e uma morfologia muito similar à de câñions paragenéticos, mas deve-se ressaltar que não representam um caso de paragênese, mas sim de retrabalhamento por agradação (Figura 2.10) (e.g. Palmer, 1987). Renault (1968, p. 575) expõe que sua definição original de paragênese refere-se ao preenchimento sedimentar em ambiente freático e em condições de fluxo lento, abaixo de 10 cm/s, e cita os retrabalhamentos posteriores da morfologia de condutos por novos preenchimentos como casos a parte e importantes.

Figura 2.10 – a: processo de paragênese (notar aumento da largura do cânion para o topo devido à proteção do piso causada pelo preenchimento sedimentar); b: efeitos da oscilação do nível de base sobre um cânion vadoso; c: dissolução ascendente durante eventos de enchente. Extraído de Palmer (2007). Tradução livre.

Segundo Bella e Bosák (2015), a primeira descrição de feições de dissolução em caverna ampliando o teto em sentido ascendente, devido à preenchimento sedimentar, se deve a uma publicação de Zdeněk Roth (1937) na caverna Domica, sul da Eslováquia. No entanto, a maioria dos trabalhos na literatura atribuem a origem e descobrimento desse processo à Philippe Renault (1958), que cunhou os termos paragênese e singênese (Bella e Bosák, 2015).

Pasini (2009) recomenda que o termo paragênese seja abandonado, pois suas origens do grego não trazem significado pertinente ao processo de dissolução ascendente, sugerindo então o termo erosão antigravitativa (*antigravitative erosion*), que por vezes também é encontrado na literatura. No entanto, devido à ampla utilização na literatura e prioridade bibliográfica do termo paragênese, não se vê aqui a necessidade de substituição desse termo por erosão antigravitativa.

2.6 Carstificação Interestratal

Nomenclaturas muito distintas vem sendo utilizadas na literatura para se referir a carstificação que ocorre em profundidade e abaixo de uma cobertura de rochas insolúveis, de modo que não há consenso na terminologia ou classificação desse tipo de processo (Bosák et al., 1989).

Ford (2004) se refere ao carste subjacente como aquele que se forma em uma rocha solúvel recoberta por rocha insolúvel e permeável, de modo que a recarga se dá por águas meteóricas. O mesmo autor ainda classifica dois tipos de carste subjacente, sendo eles o interestratal (remoção completa da unidade insolúvel) e o intrastratal (a dissolução se restringe a alguns planos de acamamento ou à uma camada de composição específica). Ford e Williams (2007) consideram que o carste interestratal é aquele formado abaixo de coberturas insolúveis ou pouco solúveis e ressaltam que esse processo é predominante em evaporitos, podendo ocorrer em menor extensão sobre os carbonatos.

Palmer e Palmer (1989) definem carstificação intrastratal como aquela que ocorre em profundidade em rochas previamente recobertas por uma unidade mais nova. Esses autores recomendam o uso do termo intrastratal, ao invés do termo mais usual interestratal, pois defendem que o processo de dissolução em profundidade não se restringe apenas aos limites entre os estratos. Subdividem a carstificação intrastratal em subjacente (recarga meteórica) e hipogênica (agressividade gerada por processos em profundidade).

Segundo Klimchouk (2000) o carste intrastratal é aquele que se desenvolve em uma unidade solúvel recoberta por rochas consolidadas insolúveis e mais antigas do que a carstificação. Sua classificação segue a história de evolução do aquífero em um contexto de soerguimento regional, onde: carste profundo é aquele que se forma sem a exposição da rocha solúvel à superfície; carste subjacente é aquele que se encontra completamente recoberto por rochas insolúveis, exceto por incisões locais em superfície; carste entrincheirado é o que ocorre quando o entalhamento dos vales atinge unidades abaixo da rocha carstificada, que por sua vez ainda está parcialmente recoberta por rochas insolúveis; carste denudado é aquele onde toda a cobertura insolúvel foi removida e a rocha carbonática é completamente exposta.

No glossário de geologia elaborado por Bates e Jackson (1987), os termos carste interestratal e carste subjacente são considerados como sinônimos e se referem à formação do carste abaixo de uma rocha insolúvel e resistente. Não aplicam o termo intrastratal à carstificação, mas sim a qualquer processo geológico que ocorra no interior de um estrato.

O termo carste coberto é utilizado quando a dissolução subjacente se manifesta em superfície por meio de dolinas de colapso, sumidouros ou outras feições. Rochas carstificadas que são posteriormente recobertas por rochas consolidadas, sedimentos ou solo são geralmente referenciadas como paleocarste, carste soterrado ou carste manteado (Ford, 2004; Bosák et al., 1989).

Apesar da grande variedade de termos, classificações e significados a eles atribuídos, a maioria dos autores distingue um tipo de carstificação que ocorre em profundidade e abaixo de rochas insolúveis depositadas previamente à fase de maior dissolução. Para fins desta pesquisa, será adotada a proposta de Ford e Williams (2007), similar à de Bates e Jackson (1987), onde esse tipo de processo é denominado como carstificação interestratal, sendo um sinônimo para carstificação subjacente. Também adota-se aqui a definição de Ford (2004) quanto ao carste coberto, que corresponde as manifestações do carste interestratal em feições de superfície.

3. GEOLOGIA E FISIOGRAFIA DA ÁREA DE ESTUDO

Neste capítulo será apresentada uma contextualização regional dos principais aspectos da geologia, geomorfologia e clima da área de estudo. As discussões aqui apresentadas terão foco nas principais unidades litológicas e geomorfológicas que ocorrem ao longo da bacia do rio São Desidério, dando ênfase aos aspectos mais relevantes para a compreensão da evolução da área cárstica estudada. Inicialmente será abordada a geologia do Cráton do São Francisco, suas rochas sedimentares proterozoicas (Bacia do São Francisco) e fanerozoicas (Bacia Sanfranciscana), além de alguns aspectos da deformação relacionada às faixas móveis adjacentes ao cráton. Em seguida, o contexto geomorfológico do Chapadão Central Brasileiro será apresentado, assim como algumas questões sobre o clima e a vegetação atuais.

3.1 Contexto Geológico Regional

O carste de São Desidério se insere no contexto geológico da borda noroeste do Cráton do São Francisco, próximo à Faixa de Dobramentos Rio Preto. Essa região é ocupada pela Bacia do São Francisco, caracterizada pelas coberturas proterozoicas do Cráton do São Francisco, e pela Bacia Sanfranciscana, que por sua vez é definida pelas coberturas fanerozóicas do mesmo cráton (Figura 3.1) (Almeida, 1977; Campos e Dardenne, 1997a; Zalán e Romeiro Silva, 2012). A seguir, será apresentada uma breve descrição do contexto geológico dessas duas bacias intra-cratônicas, dando ênfase às unidades que afloram na área cárstica da bacia do rio São Desidério, sendo elas o Grupo Bambuí (neoproterozoico) e o Grupo Urucuia (cretáceo).

Figura 3.1 – Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco e localização da área de estudo na região ocidental do cráton. Extraído e modificado de Zalán e Romeiro Silva (2012).

3.1.1 A Bacia do São Francisco

A Bacia do São Francisco representa as coberturas sedimentares pré-cambrianas da região central e mais estável do Cráton do São Francisco, ocupando uma área de aproximadamente 300.000 km² (Figura 3.2). É constituída por duas unidades geológicas principais, sendo elas o Supergrupo Espinhaço (paleo- a mesoproterozóico), na base, e o Supergrupo São Francisco (neoproterozóico), no topo. Seus limites são definidos a sul pelo contato erosivo entre o Supergrupo São Francisco e o embasamento granítico-migmatítico da bacia, este último com rochas mais antigas que 1,8 Ga. A leste, o limite é definido pelo contato com a Faixa Araçuaí, representada pela Cordilheira Espinhaço Meridional, enquanto que a oeste e norte os seus limites são definidos pelas faixas Brasília e Rio Preto, respectivamente. A nordeste, os limites da bacia são definidos pelo corredor intracratônico de deformação do Paramirim, com rochas

das serras do Espinhaço Setentrional e do Boqueirão (Almeida, 1977; Zalán e Romeiro Silva, 2012; Alkmin e Martins-Neto, 2001).

Na região norte da bacia, a profundidade rasa na qual se mostram as rochas do embasamento caracterizam o Alto de Januária, enquanto que a sul, a exposição do embasamento define o Alto de Sete Lagoas, coincidindo com o limite erosivo da bacia. Entre esses dois altos ocorre uma grande área depressiva, de orientação NW-SE, que caracteriza o Baixo de Pirapora (Figura 3.2) (Alkmin e Martins-Neto, 2001).

Figura 3.2 – À esquerda: Mapa geológico simplificado da Bacia do São Francisco (Supergrupo São Francisco) e localização da área de estudo. À direita: mapa de anomalias gravimétricas, evidenciando a topografia do embasamento da Bacia do São Francisco. W: domínio ocidental da bacia afetado pela Faixa Brasília; C: domínio central estável, não deformado; E: domínio da bacia afetado pela Faixa Araçuaí. Notar que a área cárstica de São Desidério se encontra no limite entre a área cratônica estável não deformada e a área afetada pela deformação da Faixa Rio Preto. Extraído e modificado de Zalán e Romeiro Silva (2012).

A deposição do Supergrupo Espinhaço teve início a aproximadamente 1,73 Ga como uma bacia ensialica, originada por rifteamento, com sucessões terrígenas e vulcânicas na base, que evoluem em direção ao topo para uma deposição marinha. Dentro da Bacia do São Francisco o Supergrupo Espinhaço é pouco aflorante, ocorrendo ao sul nas estruturas anticlinais alongadas

das serras do Cabral e da Água Fria, e no oeste da Bahia, já próximo ao limite com a Faixa Rio Preto (e.g. Trompette et al., 1992; Alkmin e Martins-Neto, 2001).

O Supergrupo São Francisco reúne os grupos Macaúbas, na base, e Bambuí, no topo. O Gr. Macaúbas é caracterizado por sedimentos glacio-continentais distais a proximais (aluviais e lacustres), com diamictitos, arenitos e pelitos. Sua área aflorante é muito restrita, e geralmente recobre por discordância erosiva as rochas do Supergrupo Espinhaço. O Gr. Bambuí é a unidade de maior expressão em área e afloramento do Supergrupo São Francisco. Ela marca uma transgressão marinha generalizada sobre o Cráton do São Francisco, e é constituída por uma intercalação entre pelitos e carbonatos (e.g. Thomaz Filho et al., 1998).

O arcabouço estrutural da Bacia do São Francisco é dividido em três compartimentos principais, sendo eles: (i) zona externa das faixas Brasília e Rio Preto, situada no limite oeste da bacia; (ii) zona externa da Faixa Araçuaí, situada no limite leste da bacia; (iii) zona central com unidades pré-cambrianas praticamente indeformadas. O compartimento oeste é caracterizado por metamorfismo incipiente ou ausente, enquanto a deformação se reflete em dobramentos de todas as escalas com vergência para o cráton (de oeste para leste) próximo a Faixa Brasília, ou dupla vergência, próximo a Faixa Rio Preto. O compartimento leste, sob influência da Faixa Araçuaí, também apresenta deformação com vergência para o cráton (de leste para oeste) mas, diferentemente do compartimento oeste, apresenta metamorfismo de baixo grau e migração de fluidos hidrotermais. No compartimento central as rochas da bacia não se encontram significativamente deformadas, mas mesmo assim esse último sofre influência de grandes estruturas rúpteis do embasamento da Bacia do São Francisco (Alkmin e Martins-Neto, 2001; Uhlein et al., 2011; Coelho et al., 2008).

As faixas móveis que circundam a Bacia do São Francisco possuem um importante papel na evolução geotectônica da mesma, uma vez que a deposição do Gr. Bambuí ocorre em uma bacia flexural de antepaís, originada principalmente pela sobrecarga do Orógeno Brasília a oeste, entre aproximadamente 750 e 600 Ma (e.g. Babinski et al., 2007; Thomaz Filho et al., 1998). A sobrecarga desse orógeno teria influenciado uma subsidência na sua margem oeste proximal, de forma simultânea ao soerguimento do Alto de Sete Lagoas, resultando em uma tectônica extensional com formação de grábens de direção NE-SW e NW-SE, que reativaram estruturas antigas do embasamento (Reis e Suss, 2016; Coelho et al., 2008).

3.1.1.1 *O Grupo Bambuí*

O Grupo Bambuí é uma importante unidade sedimentar neoproterozóica que ocorre sobre grande parte do Brasil central, cobrindo extensas áreas dos estados de Minas Gerais, Goiás, Bahia e parte do Tocantins. Insere-se na Bacia do São Francisco, que por sua vez representa as coberturas sedimentares e metassedimentares proterozóicas do Cráton do São Francisco. O Grupo Bambuí é caracterizado por rochas carbonáticas, pelíticas e conglomeráticas associadas principalmente a ambientes marinhos plataformais a baciais, havendo também algumas ocorrências de rochas de ambiente continental, tendo essas sucessões se depositado entre cerca de 740 e 600 Ma (Dardenne, 1978; Babinski et al., 2007). Sua estruturação ocorre como camadas horizontais nos núcleos cratônicos, ou como pacotes deformados próximos às bordas do cráton, por sua vez mais influenciadas pelas faixas móveis (Hasui, 2012; Zalán e Romeiro Silva, 2012).

Sua estratigrafia é bem definida e correlacionada entre diversas áreas do Brasil, sendo que ocorrem algumas variações regionais da nomenclatura das suas unidades internas. Uma das propostas de estratigrafia mais utilizadas na literatura corresponde a região dos estados de Minas Gerais e Goiás, sendo então apresentada abaixo, respectivamente da base para o topo (e.g. Dardenne, 1978; Iglesias e Uhlein, 2009):

- (i) Formação Jequitaí: conglomerados basais, interpretados como tilitos glaciais de ambiente continental. Possuem contato inferior dado por discordância erosiva com rochas do embasamento, como por exemplo o Grupo Espinhaço e o embasamento cristalino;
- (ii) Formação Sete Lagoas: calcários, dolomitos, margas e pelitos interpretados como de ambiente marinho raso;
- (iii) Formação Serra de Santa Helena: folhelhos, siltitos e localmente carbonatos intercalados, interpretados como de ambiente marinho plataformais;
- (iv) Formação Lagoa do Jacaré: calcários oolíticos cinza escuros e odorosos, intercalados com margas e siltitos, interpretados como de ambiente marinho raso de alta energia;
- (v) Formação Serra da Saudade: folhelhos e argilitos interpretados como de ambiente marinho profundo, gradando em direção ao topo para siltitos arcoseanos;

(vi) Formação Três Marias: siltitos e arcóseos que se sobrepõe de forma concordante aos pelitos da Fm. Serra da Saudade, sendo interpretados como de ambiente marinho plataformar, que evolui gradativamente para um ambiente flúvio-deltaico.

No oeste da Bahia, onde se insere a área cárstica de São Desidério, o Gr. Bambuí é subdividido em quatro unidades principais, sendo elas, da base para o topo: Fm. Canabrinha, Fm. São Desidério, Fm. Serra da Mamona e Fm. Riachão das Neves. Essas formações correspondem respectivamente às seguintes unidades da estratigrafia clássica do Grupo Bambuí: Fm. Jequitaí, Fm. Lagoa do Jacaré, Fm. Serra da Saudade e Fm. Três Marias (Egydio da Silva et al.; 1989; Uhlein et al., 2011).

Entre os municípios de São Desidério, Barreiras e Formosa do Rio Preto – BA, o Gr. Bambuí está próximo à borda da Faixa Rio Preto, de idade brasileira, no limite noroeste do Cráton do São Francisco (Figura 3.3). Nessa região ocorrem três domínios ou unidades litoestruturais distintas, definidas por Egydio da Silva et al. (1989) como: (I) Domínio Cratônico; (II) Domínio Pericratônico e (III) Domínio Distal de Vergência Centrífuga. O grau de deformação e metamorfismo entre essas unidades aumenta de sul para norte, no sentido da Faixa Rio Preto, de modo que as rochas do Gr. Bambuí que ocorrem mais a sul se encontram com menor grau de deformação (Figura 3.4). Abaixo são descritos brevemente cada um desses domínios:

O Domínio Cratônico é constituído por calcários cinza escuros oolíticos, com intercalações de margas e siltitos, inseridos na Fm. São Desidério. O contato inferior dessa unidade se dá por discordância erosiva com o embasamento gnáissico-migmatítico, enquanto que o contato superior é gradacional, de modo que os calcários se tornam progressivamente mais argilosos até constituírem metamargas e ardósias carbonáticas do Domínio Pericratônico. Parte da Fm. São Desidério se encontra no Domínio Pericratônico, estando mais deformada e com mais intercalações pelíticas, com espessuras estimadas da ordem de 500 m (Egydio da Silva et al., 1989). Trabalhos mais recentes de geofísica por gravimetria e métodos elétricos realizados por Lima (2007) e ANA (2017) confirmaram que a espessura do Grupo Bambuí nessa região, mesmo no Domínio Cratônico, pode ser da ordem de 500 m.

Figura 3.3 – Mapa geológico simplificado da região norte do Cráton do São Francisco. A área 1 assinalada em vermelho indica a localização aproximada da área de estudo, no oeste do estado da Bahia, próximo ao limite entre o Cráton do São Francisco e a Faixa Rio Preto. Extraído e modificado de Uhlein et al. (2011).

O Domínio Pericratônico é constituído da base para o topo pelas formações São Desidério, Serra da Mamona e Riachão das Neves. A Fm. Serra da Mamona é uma unidade essencialmente pelítica, que se encontra sobreposta à Fm. São Desidério por contato gradacional, sendo composta por metassiltitos, ardósias e metarenitos finos com intercalações de metacalcários e metamargas. Sua espessura máxima estimada é da ordem de 3.000 m e em direção ao topo da sucessão seus sedimentos adquirem granulação mais grossa e maior quantidade de feldspatos e fragmentos líticos, passando por contato gradacional para os metarcóseos e metagrauvacas da Fm. Riachão das Neves. Essa última unidade apresenta contato superior por discordância erosiva com o Gr. Urucuaia (cretáceo). Os metassedimentos do Gr. Bambuí no domínio Pericratônico apresentam foliação principal com dobras assimétricas, cujos

flancos longos mergulham para NW, indicando vergência para o cráton à sul (Egydio da Silva et al., 1989; Uhlein et al., 2011).

O Domínio Distal de Vergência Centrífuga apresenta rochas complexamente deformadas, como quartzitos piritosos com intercalações de xistos e metadiamictitos. São interpretados como pertencentes à porção basal do Grupo Bambuí, representando assim os depósitos da Fm. Canabrinha (Egydio da Silva et al., 1989).

Figura 3.4 – Mapa geológico da área de estudo na bacia do rio São Desidério, cuja localização está assinalada na área 1 da Figura 3.3. Mapa geológico extraído de Souza et al. (2004) e seção geológica extraída de Egydio da Silva et al. (1989).

3.1.2 A Bacia Sanfranciscana

A Bacia Sanfranciscana ocorre na região central do Brasil e representa as coberturas cenozoicas do Cráton do São Francisco. Ela possui formato alongado e eixo maior orientado segundo a direção N-S, ocupando uma área total de aproximadamente 150.000 km², com espessura que chega até cerca de 500 m (Figura 3.5). Seus limites longitudinais a leste e oeste são paralelos às faixas Araçuaí e Brasília, respectivamente, sendo que a distância entre as bordas da bacia e os referidos orógenos é de aproximadamente 150 km, sugerindo que sua área original de deposição era maior, mas hoje encontra-se reduzida por efeito do recuo lateral erosivo (Campos e Dardenne, 1997a, b).

O alto do Paranaíba, cujo soerguimento ocorreu entre 119 e 83 Ma (datações a partir de intrusões kimberlíticas e alcalinas), define o limite sul da Bacia Sanfranciscana com a Bacia do Paraná, enquanto o alto do São Francisco constitui seu limite norte com a Bacia do Parnaíba. Já o alto de Paracatu, que ocorre na região meridional da bacia, representa uma elevação no embasamento, provavelmente relacionada com a tectônica Brasileira, que divide a Bacia Sanfranciscana nas sub-bacias Urucuaia, situada no centro-norte, e Abaeté, situada a sul. O embasamento dessa bacia é constituído majoritariamente pelo Gr. Bambuí, além de metassedimentos dos grupos Araxá e Canastra e rochas granito-gnáissicas (Figura 3.5) (Campos e Dardenne, 1997a, b).

Campos e Dardenne (1997b) descartam a hipótese de origem por rifteamento para a Bacia Sanfranciscana. Apesar dessa bacia apresentar formato alongado segundo a direção N-S e paralelismo com o aulacógeno Tucano-Recôncavo-Jatobá, a espessura dos seus depósitos é baixa, sua razão comprimento/ largura é da ordem de 3 (sendo geralmente da ordem de 5 ou 6 em bacias do tipo *rift*) e não há ocorrência de falhas de borda ou demais evidências sedimentares ou estruturais desse tipo de falhamento. Portanto, os mesmos autores propõem um modelo de preenchimento de calha em uma bacia do tipo *sag*, que consiste em uma ampla bacia intracontinental com pequena subsidência e afetada apenas localmente por processos tafrogenéticos. A história de deposição da bacia se inicia no paleozoico e se estende até o cretáceo, sendo marcada por diversos estágios tectônicos.

Figura 3.5 – Bloco diagrama representando a estratigrafia da Bacia Sanfranciscana e a geometria do seu embasamento. Notar que a maior área aflorante da bacia é representada pela Fm. Chapadão e pelo Gr. Urucuia, que por sua vez recobrem rochas do Gr. Bambuí (Subgrupo Paraopeba e Fm. Três Marias). Extraído e modificado de Campos e Dardenne (1997b).

As unidades estratigráficas da Bacia Sanfranciscana e seus principais estágios evolutivos seguem descritos abaixo, da base para o topo (Campos e Dardenne, 1997a, b; Lima, 2007):

- (i) Grupo Santa Fé: diamictito, folhelho, arenito e conglomerado de origem glacial e idade paleozoica, com espessura máxima de 180 m, depositados na calha entre os orógenos Brasília e Araçuaí, durante uma fase de tectonismo mais estável do neopaleozoico;
- (ii) Grupo Areado: conglomerado basal, pelito e arenito de ambiente lacustre, além de arenito de ambientes eólico e fluvial entrelaçado, com espessura total que chega a mais

de 200 m. Possui contato erosivo com a unidade sotoposta, devido à compensação isostática do derretimento das espessas camadas de gelo durante o neopaleozóico ao início do mesozoico. A deposição do Gr. Areado ocorre durante o eocretáceo e corresponde ao início da subsidência mecânica no sul da bacia, devido ao acúmulo de tensões intra-placa durante a fase de maiores esforços extensionais na abertura do Oceano Atlântico;

(iii) Grupo Mata da Corda: rochas vulcânicas e plutônicas alcalinas, assim como rochas sedimentares epiclásticas, que por sua vez correspondem a sistemas de leques aluviais que gradam para fácies fluviais entrelaçadas. Essa unidade se sobrepõe ao Gr. Areado na sub-bacia Abaeté e ao Gr. Urucuia na sub-bacia Urucuia. Sua formação data do neocretáceo e corresponde à fase de maior soerguimento do Alto do Paranaíba;

(iv) Grupo Urucuia: pelito basal e arenito eólico que gradam para arenito fluvial em direção ao topo, atingindo espessuras de 200 a 600 m. Repousa por discordância erosiva em sua maior extensão sobre as rochas do Grupo Bambuí. Sua deposição é relacionada à subsidência flexural por acúmulo de esforços compressivos intracontinentais na fase pós-*rift* de abertura do Oceano Atlântico, durante o meso- a neocretáceo;

(v) Formação Chapadão: coberturas quaternárias essencialmente arenosas e inconsolidadas, classificadas como depósitos aluvionares, coluvionares e eluvionares. Esta unidade recobre todas as outras unidades anteriores, sendo resultado da degradação dessas últimas, após o desenvolvimento da atual superfície do relevo em extensos chapadões e mesetas.

3.1.2.1 O Grupo Urucuia

O arenito vermelho cretáceo que aflora nas escarpas do Chapadão Central Brasileiro foi denominado como Arenito Urucuia, na região norte do estado de Minas Gerais (Ladeira et al., 1971). O termo designado para essa unidade geológica empresta o nome do rio Urucuia, que apesar de atravessar rochas do Gr. Bambuí em seu curso principal, possui muitos afluentes que entalham o arenito avermelhado cretáceo (Sad et al., 1971).

O Grupo Urucuia, conforme é atualmente hierarquizado na estratigrafia, consiste em uma das unidades sedimentares mais novas da Bacia Sanfranciscana, sendo composto por sucessões pelíticas lacustres e areníticas de ambientes eólico e fluvial. Sua idade foi atribuída

ao cretáceo inferior através de evidências paleontológicas (Moutinho da Costa et al., 1976 *apud* Amorim Junior e Lima, 2007), mas na literatura predominam as referências à sua idade no cretáceo superior, sendo parcialmente contemporâneo às rochas vulcânicas e vulcanoclásticas do Gr. Mata da Corda (e.g. Campos e Dardenne, 1997a; Valadão, 1998; Spigolon e Alvarenga, 2002). Sua área de ocorrência e afloramento é muito extensa, com cerca de 80.000 km², recobrando praticamente todo o Chapadão Central Brasileiro. Certamente é a unidade com maior expressão regional de toda a Bacia Sanfranciscana, se estendendo desde o norte de Minas Gerais até o sul do Piauí, incluindo os estados da Bahia e Goiás (Campos e Dardenne, 1997a, b; Lima, 2007).

A principal área de ocorrência do Gr. Urucuia está na sub-bacia Urucuia, a norte, constituindo uma unidade lateralmente contínua e que coincide em área com os limites do Chapadão Central Brasileiro. Já na sub-bacia Abaeté, a sul, a ocorrência do Grupo Urucuia é descontínua e se expressa na forma de morros testemunhos ou mesetas (Campos e Dardenne, 1997a).

Campos e Dardenne (1997a), seguidos por Spigolon e Alvarenga (2002), propõe que o Gr. Urucuia é subdividido em duas unidades principais, sendo elas as formações Posse (arenitos eólicos), na base, e Serra das Araras (arenitos conglomeráticos fluviais), no topo. Lima (2007) propõe a inclusão de uma terceira unidade, sendo ela basal e pouco aflorante, denominada como Formação Geribá (pelitos lacustres), evidenciada principalmente por amostras de poços e estudos geofísicos. Desse modo, unindo as propostas dos trabalhos acima citados, o Gr. Urucuia possui três unidades principais, sendo elas, da base para o topo:

(i) Formação Geribá: arenito argiloso com intercalações de camadas delgadas argilosas, que gradam em direção à base para espessos pacotes de argilito e folhelho marrom avermelhados, com intercalações de arenito fino, siltito e, localmente, conglomerado com seixos de sílex e carbonatos. Possui contato superior gradacional com a Fm. Posse, definindo uma zona de gradação de aproximadamente 20 m. Seu ambiente de deposição é interpretado como lacustre. A geometria dessa unidade é tabular, com grande continuidade lateral e espessura que varia entre aproximadamente 100 e 300 m. A superfície de topo dessa unidade apresenta desnível que acompanha aproximadamente a topografia;

(ii) Formação Posse: quartzo arenito fino a médio, bem selecionado e disposto em séries de estratificações cruzadas de grande porte, com ocorrências locais de arenito

feldspático e conglomerado. Ocorrem também associações de arenito feldspático a quartzo arenito menos maturo, com presença de matriz argilosa detrítica, organizados em séries de estratificações cruzadas decimétricas e estratificações plano-paralelas. O paleoambiente deposicional dessa associação de fácies é interpretado como de um sistema de dunas eólicas com interdunas fluviais, seccionadas por um rio entrelaçado. Essa unidade possui grande continuidade lateral e sua espessura é variável, tendo sido observada com até 130 m em poços;

(iii) Formação Serra das Araras: arenito, conglomerado e argilito avermelhados que ocorrem intercalados. O arenito possui boa maturidade composicional e baixa maturidade textural, disposto em séries de estratificações plano-paralelas e cruzadas de pequeno a médio porte, apresentando localmente níveis com intensa cimentação por sílica e óxidos. O conglomerado apresenta matriz arenosa e seixos de quartzo, quartzito e arenito eólico, indicando o retrabalhamento de fácies da Fm. Posse. O pelito ocorre com mais frequência próximo ao topo da sucessão, geralmente em horizontes de 50 cm de espessura. O ambiente deposicional dessa associação de fácies é interpretado como de amplas planícies fluviais. Esta unidade possui grande continuidade lateral e sua espessura mínima é de 25 m, tendo sido observada com até 82 m em poços.

Segundo Campos e Dardenne (1997a) a área de proveniência sedimentar do Gr. Urucuia se situava a NE da bacia, sendo constituída pelas rochas quartzosas da Serra do Espinhaço Setentrional, enquanto que as paleocorrentes indicam um transporte predominantemente para SW.

Ocorrem diversas relações de contato entre o Gr. Urucuia e outras unidades geológicas. No extremo norte da Bacia Sanfranciscana, o mesmo recobre por contato erosivo os depósitos paleozoicos da Bacia do Parnaíba. Na região do seu limite a sul, parte da deposição do Gr. Urucuia é sincrônica à dos sedimentos vulcânicos do Gr. Mata da Corda, devido a gradações laterais entre essas duas unidades, sendo que, no entanto, esse último recobre o primeiro em grande parte, demonstrando que o Gr. Mata da Corda é predominantemente posterior ao Gr. Urucuia (Campos e Dardenne, 1997a).

A base do Gr. Urucuia estabelece em grande parte um contato por discordância erosiva com as rochas do Gr. Bambuí, caracterizando assim um grande hiato temporal entre essas duas unidades, que se estende do neoproterozoico ao cretáceo. O contato basal do Gr. Urucuia também pode ocorrer diretamente sobre o embasamento granítico-gnáissico, ou sobre outras

unidades da Bacia Sanfranciscana, tais como os grupos Santa Fé e Areado. Já o topo do Gr. Urucuia pode apresentar contato com os sedimentos cenozoicos da Fm. Chapadão, que por sua vez é produto da alteração e remobilização do primeiro (Campos e Dardenne, 1997a, b).

Diversos levantamentos geofísicos regionais na sub-bacia Urucuia foram realizados com o intuito de definir a geometria do Sistema Aquífero Urucuia (SAU), uma das unidades aquíferas mais importantes do Brasil, responsável pelo escoamento de base de grandes afluentes do rio São Francisco, assim como de alguns afluentes do rio Tocantins (ANA, 2017; Lima, 2007; Amorim Junior e Lima, 2007; Gaspar et al., 2012).

Segundo esses(as) autores(as), a espessura do Gr. Urucuia aumenta principalmente de leste para oeste, apresentando os menores valores em torno de 50 m, próximos a vales fluviais que representam os níveis de base locais no centro da Bacia Sanfranciscana, podendo chegar até cerca de 500 a 600 m nas bordas oeste do planalto, próximo às escarpas da Serra Geral de Goiás, ou no depocentro da bacia. A espessura saturada dessa unidade pode variar entre menos de 100 m a até aproximadamente 400 m, enquanto a profundidade do topo do N.A. varia entre cerca de 10 m, próximo aos níveis de base, até 200 m, nas áreas de maior espessura do Gr. Urucuia.

No entanto, ocorrem algumas divergências entre as interpretações de diferentes autores(as) acerca da estratigrafia da região, com base nos levantamentos geofísicos acima citados. Gaspar et al. (2012), que realizam perfis de eletorresistividade ao longo de todo o eixo -N-S e E-W da sub-bacia Urucuia, interpretam que o Gr. Urucuia sobrepõe o embasamento granítico-gnáissico em quase toda sua extensão, sendo que podem ocorrer, de maneira local e esparsa, algumas lentes pouco espessas do Gr. Bambuí entre as rochas graníticas e os sedimentos cretáceos.

Já ANA (2017), Lima (2007) e Amorim Júnior e Lima (2007), que realizaram levantamentos gravimétricos e de eletorresistividade regionais em extensas bacias hidrográficas sobre o Gr. Urucuia no oeste da Bahia, como na bacia do rio das Fêmeas, do rio São Desidério, do rio Arrojado e do rio Formoso, interpretam que o contato da base do Gr. Urucuia se faz predominantemente com o Gr. Bambuí, que por sua vez pode atingir espessuras da ordem de 500 m ou mais. Segundo os trabalhos acima citados, a profundidade do topo do Gr. Bambuí pode variar entre cerca de 200 a 500 m, enquanto o topo do embasamento arqueano pode ocorrer a profundidades de aproximadamente 1.500 m.

Campos e Dardenne (1997a, b), que realizam um trabalho de estratigrafia regional da Bacia Sanfranciscana, também interpretam que a maior parte do Gr. Urucuia assenta diretamente sobre as rochas do Gr. Bambuí. Além dessas evidências, os mapeamentos geológicos regionais (Souza et al., 2004) mostram que o Gr. Bambuí aflora ao longo de quase toda a borda do Chapadão Central, diretamente abaixo do Gr. Urucuia, enquanto que diversos poços tubulares na região central da sub-bacia Urucuia, com profundidades de até 300 m, também demonstram essa mesma relação de contato a partir de amostras de calha e perfilagem (Lima, 2007). Sendo assim, para a presente pesquisa, assume-se que o principal embasamento do Gr. Urucuia é constituído pelas rochas do Gr. Bambuí.

Os levantamentos geofísicos acima citados também mostram que o topo do Gr. Bambuí possui um padrão escalonado, com extensos blocos elevados e rebaixados, por sua vez delimitados por falhamentos com rejeitos de 100 a 300 m (Figura 3.6). Essas falhas possuem direção preferencial ENE-WSW a NE-SW e afetam desde as rochas do embasamento cristalino pré-cambriano até as rochas do Gr. Bambuí e os depósitos do Gr. Urucuia, sendo interpretados como grábens alinhados segundo essas mesmas direções. Sobre as depressões dos grábens, as espessuras dos sedimentos cretáceos são geralmente maiores, enquanto que sobre os altos estruturais que separam os grábens essa espessura é menor (ANA, 2017; Lima, 2007; Amorim Junior e Lima, 2007; Gaspar et al., 2012).

Lima (2007) e ANA (2017) observam que a orientação e posição dessas falhas do embasamento coincidem em alguns locais com as extensas redes de drenagens retilíneas e tabulares características do Chapadão Central, propondo que as estruturas NE-SW e, secundariamente, NW-SE, sofreram reativações tectônicas, gerando um controle estrutural para o padrão de drenagens em superfície (Figura 3.6). Campos e Dardenne (1997a) também interpretam que tais redes de drenagens superficiais podem possuir um controle estrutural dado por uma neotectônica atuante desde o terciário. Em superfície, afloramentos de brechas e cataclasitos caracterizam essas zonas de falhamento (Lima, 2007).

Figura 3.6 – À esquerda: mapa em planta dos limites da Bacia Sanfranciscana setentrional, sub-bacia Urucuiá, com a área hachurada em amarelo representando a bacia do rio São Desidério. À direita: seções geológicas interpretadas a partir de perfis de eletroresistividade e sondagens elétricas verticais, atravessando extensas redes de drenagens tabulares com controle estrutural. Notar o espessamento do Gr. Urucuiá para oeste na seção B-B'. 1: rio São Desidério; 2: rio Arrojado; 3: rio Formoso. Seções geológicas extraídas e modificadas de ANA (2017) e Lima (2007).

3.2 O Chapadão Central Brasileiro

O Chapadão Central, também denominado como Chapadão Ocidental da Bahia, é uma unidade geomorfológica da região central do Brasil, caracterizada por um extenso planalto que cobre uma área de aproximadamente 125.000 km², situado entre as regiões oeste do estado da Bahia (onde possui maior extensão), sul do Piauí e Maranhão, leste do Tocantins e Goiás, e norte de Minas Gerais. Terrenos carstificados associados às rochas carbonáticas do Gr. Bambuí ocorrem ao longo de praticamente toda a extensão das escarpas leste, oeste e sul dessa grande unidade de relevo, cujas elevações variam entre cerca de 950 e 520 m. As maiores elevações correspondem à borda oeste do planalto, onde sua escarpa define a Serra Geral de Goiás, enquanto que a margem leste é menos elevada, chegando a um máximo de aproximadamente 850 m, com terrenos mais dissecados (Mauro et al., 1982; Valadão, 1998).

O Chapadão Central define um importante divisor de águas entre grandes bacias hidrográficas, como as do rio São Francisco, rio Tocantins, e rios do Atlântico Norte e Nordeste. As redes de drenagens sobre o planalto são caracterizadas por baixa densidade, baixo gradiente de relevo, grande extensão e morfologia linear a tabular com direções principais entre ENE-WSW e NNW-SSE, sendo que esse padrão é normalmente atribuído à um controle estrutural. A distribuição das elevações no planalto, com bordas escarpadas e elevadas, direciona as redes de drenagens para o seu interior, onde as elevações são menores. Os cursos d'água que convergem para o centro do planalto formam um rio tronco, denominado rio São Desidério, que alinha-se segundo a direção NNW-SSE e possui fluxo que segue no sentido norte e nordeste, rumo ao rio São Francisco. Na área de estudo, o rio São Desidério consiste no nível de base local, de modo que todas as drenagens do lado leste e oeste do chapadão convergem para o mesmo (Figura 3.7) (Mauro et al., 1982).

A superfície do topo do planalto é descrita como um peneplano, ou superfície erosiva aplanada, onde afloram os depósitos da Bacia Sanfranciscana, em especial os arenitos do Gr. Urucuia e algumas coberturas quaternárias de areias inconsolidadas da Fm. Chapadão. Nesse contexto, o grande potencial de infiltração das águas pluviais para recarga do aquífero poroso (arenito Urucuia com porosidade intergranular) favorecem o desenvolvimento de uma rede de drenagens espaçadas (0,1 a 0,2 km/km²). Nos fundos dos vales mais encaixados e de menor elevação são expostos por erosão fluvial os carbonatos e rochas siliciclásticas do Gr. Bambuí, sotopostos aos arenitos do Gr. Urucuia por discordância erosiva (Campos e Dardenne, 1997b; Mauro et al., 1982).

O clima na região do Chapadão Central é classificado como semi-úmido, com chuvas concentradas no verão, entre os meses de outubro a abril, enquanto o inverno é seco e se estende de maio a setembro (Figura 3.8) (Mauro et al., 1982). A fim de melhor caracterizar a precipitação na área de estudo, foram analisados dados de quantidade de chuvas disponibilizados pela ANA (Agência Nacional de Águas) para o município de São Desidério - BA, entre os anos de 1973 a 2018 (anos hidrológicos completos). Segundo esses dados, a média da precipitação anual na região é de aproximadamente 1.122 mm, sendo que a máxima anual registrada nesse período corresponde à 1.712 mm (ano de 1980) e a mínima a 683 mm (ano de 2012). Os meses mais chuvosos possuem uma média de precipitação entre cerca de 80 a 200 mm, enquanto os meses mais secos possuem valores médios entre 1 e 20 mm. O mês mais chuvoso já registrado na série histórica corresponde a dezembro de 1989, com 810 mm,

enquanto o valor mínimo registrado corresponde a 0 mm, sendo comum nos meses de junho, julho e agosto.

Figura 3.7 – Acima: Mapa hipsométrico do Chapadão Central dentro da área de estudo na bacia do rio São Desidério e arredores. Notar que o rio São Desidério consiste no nível de base local dentro do Chapadão Central, para onde convergem as drenagens do lado leste e oeste do planalto. 1: rio São Francisco; 2: rio Grande; 3: rio São Desidério. Abaixo: Seção topográfica regional com direção transversal ao Chapadão Central (exagero vertical = 40x). SA: Superfície de Aplanamento Sul Americana; SAII: Superfície de Aplanamento Sul Americana II (Sensu Valadão, 1998). Base de dados do MDE: SRTM, USGS.

Figura 3.8 – Valores médios das precipitações mensais entre os anos de 1973 e 2018. Estação Pluviométrica Fazenda Coqueiro (código SIAGAS: 01244019), município de São Desidério – BA. Fonte dos dados de monitoramento pluviométrico: Hidroweb, ANA (Agência Nacional de Águas).

Figura 3.9 – Total anual de chuva, entre os anos de 1973 a 2018. Estação Pluviométrica Fazenda Coqueiro (código SIAGAS: 01244019), município de São Desidério – BA. Fonte dos dados de monitoramento pluviométrico: Hidroweb, ANA (Agência Nacional de Águas).

A Figura 3.9 mostra o total anual de precipitação para a série histórica analisada, onde se observam ciclos com frequência de aproximadamente 4 a 6 anos de aumento e diminuição da chuva anual. O mesmo gráfico mostra ainda que ao longo dos 46 anos de monitoramento a média de precipitação desses ciclos não sofre grandes alterações, sendo possível perceber apenas uma leve tendência de diminuição dos picos de precipitação anual ao longo do tempo.

A cobertura vegetal na região apresenta mudanças de acordo com os tipos de ambientes e sua posição em elevação. A vegetação predominante nas vastas extensões do topo do planalto é o cerrado, com árvores baixas e tortuosas sobre um tapete contínuo de gramíneas. No alto curso das drenagens intermitentes flanqueadas pelos arenitos do Gr. Urucuia, onde os fundos dos vales são largos e planos devido às coberturas da Fm. Chapadão, o nível d'água subterrânea aflora localmente formando alagadiços (veredas e marimbus). Nesse ambiente palustre se desenvolvem os buritizais. Nas médias vertentes, onde muitas vezes já afloram rochas carbonáticas, ocorre a mata caducifólia seca, com ipês e barrigudas. Já nas baixas vertentes, próximo a drenagens tronco com fluxo perene, ocorre a mata perenifólia ciliar (mata úmida) com coqueirais e babaçu. Em todos esses biomas, especialmente sobre o cerrado, ocorre substituição intensa por agricultura, pastagens e reflorestamento (Braun, 1970; Mauro et al., 1982; Valadão, 1998).

3.3 Superfícies de Aplanamento no Brasil Central

As superfícies de aplanamento por erosão, ou peneplanos, são feições de relevo muito importantes para a compreensão da evolução do relevo no Brasil, podendo se desenvolver sobre diversos tipos de ambiente, como no interior continental ou regiões costeiras, sendo caracterizadas por extensas áreas de baixo gradiente que ocorrem sobre planaltos e chapadões, terraços fluviais, alinhamentos de cristas de morros, ou áreas litorâneas. Essas superfícies podem preservar registros de movimentações tectônicas verticais da crosta, assim como variações do nível eustático, evidenciando importantes ciclos de erosão (King, 1956). A espeleogênese também pode ser fortemente influenciada por eventos que conduzem a evolução do relevo, de modo que registros geológicos no interior de cavernas podem ser associados geneticamente a feições erosivas ou deposicionais sobre a superfície (Palmer, 2007). Assim, será apresentada a seguir uma contextualização das superfícies de aplanamento do Brasil central, a fim de suportar discussões posteriores sobre a evolução do relevo cárstico em São Desidério.

Os modelos presentes na literatura que objetivam explicar a evolução do relevo no Brasil central apresentam um certo nível de concordância em algumas questões, como por exemplo nas idades mínimas estabelecidas para as superfícies de aplanamento mais importantes. No entanto, os processos que conduziram a evolução dessas superfícies, desde sua origem até o cenário atual da paisagem, permanecem como um assunto controverso e um campo aberto à

novas pesquisas (e.g. Braun, 1970; Valadão, 1998; Japsen et al., 2012). A seguir serão tratados alguns desses modelos.

King (1956) e Braun (1970) descrevem cinco ciclos geomorfológicos para a região do Brasil central, sendo eles em ordem cronológica: (i) ciclo “Gondwana”, mais antigo entre os demais, caracterizado por um longo período de erosão que termina com a tafrogênese do Oceano Atlântico, ao final do cretáceo, não havendo registros atuais dessa superfície de erosão; (ii) ciclo “Post-Gondwana”, caracterizado por uma intensa deposição sedimentar no cretáceo superior, tanto em ambiente costeiro como intra-continental (ex.: Gr. Urucuia); (iii) ciclo Sul-Americano, marcado pelo soerguimento do continente e um longo período de erosão que se estende do cretáceo ao oligoceno. Durante essa fase se configuraria a rede de drenagem atual do Brasil e se forma a superfície de aplanamento Sul-Americana, a mais antiga ainda preservada, que corta depósitos do cretáceo e, portanto, possui como idade máxima o cretáceo superior; (iv) ciclo Velhas, quando ocorre soerguimento e regressão marinha entre o final do oligoceno e o plioceno, gerando falhamentos litorâneos em *horsts* e *grabens*, além da deposição da Fm. Barreiras em grandes extensões da costa e do interior continental. Durante esse ciclo os rios continentais entalham o próprio leito, dando origem a terraços fluviais. A dissecação da Superfície Sul-Americana nesse período leva à exposição de calcários por entalhamento fluvial e, consequente, à carstificação (ex.: estados de São Paulo, Minas Gerais, Goiás e Bahia), sendo que fósseis da megafauna pleistocênica permitem aferir a idade mínima das cavernas; (v) ciclo Paraguaçu, representando um estágio erosivo mais jovem, onde rios litorâneos e continentais formam terraços fluviais.

Valadão (1998) propõe que o Brasil central e oriental apresenta três importantes superfícies de aplanamento, num modelo de evolução onde as superfícies mais elevadas são mais antigas do que as menos elevadas e a diferença de elevação entre as mesmas corresponde à magnitude do evento de soerguimento que as deu origem. Nesse modelo, a Superfície Sul-Americana (SSA), que ocorre entre as cotas de 1.250 e 700 m, tem o início do seu desenvolvimento durante o aptiano, quando o nível de base das bacias hidrográficas costeiras é estabelecido pelo Oceano Atlântico. No interior do continente a SSA trunca depósitos do cretáceo, de modo que seu desenvolvimento é datado do cretáceo superior ao paleógeno superior. Esse intervalo de tempo define um longo período de quiescência tectônica que permite a essa superfície adquirir seu aspecto aplanado atual com intensa laterização, sendo muito comum a ocorrência de crostas ricas em óxidos-hidróxidos de ferro, manganês e alumínio no topo desse aplanamento. A Superfície Sul-Americana I (SSA I) possui cotas que variam

geralmente entre 800 e 700 m. Seu desenvolvimento tem início em um evento de soerguimento do mioceno, após o qual o aplanamento e erosão se estendem até o plioceno. A SSA I possui gradiente que converge e decresce para a calha atual de grandes rios, como por exemplo o rio São Francisco, de modo que sua formação está associada à abertura dessas grandes planícies interplanálticas. A Superfície Sul-Americana II (SSA II) é a mais extensa em área e ocupa as depressões principais dos grandes rios (ex.: rios São Francisco, Tocantins e Parnaíba), ocorrendo em elevações abaixo de 600 m. Sua formação se deve à um evento de soerguimento que ocorre no plioceno, e seu desenvolvimento se estende até o quaternário, formando os terraços fluviais adjacentes aos rios atuais. No litoral, a SSA II é limitada por falésias e depósitos flúvio-marinhos.

Japsen et al. (2012), através de estudos envolvendo análise de traço de fissão de apatita, defendem que entre alguns dos ciclos de erosão ocorreram grandes eventos de deposição e soterramento das superfícies de aplanamento. Esses autores reconhecem duas superfícies de aplanamento entre a região litorânea de Salvador – BA e a Chapada Diamantina, sendo uma superior (Superfície Sul-Americana), com elevação máxima de 1.200 m, gradiente de relevo com mergulho no sentido leste e origem atribuída ao paleógeno, e outra inferior (Superfície Paraguaçu-Sertaneja), com elevação de aproximadamente 500 m e origem associada ao neógeno. O modelo de evolução proposto por Japsen et al. (2012) envolve os seguintes eventos: (i) os depósitos da fase *rift* da bacia do Recôncavo-Tucano-Jatobá são soterrados por cerca de 2 a 3 km de espessura de sedimentos, durante o campaniano; (ii) entre o campaniano e o eoceno ocorre o soerguimento e a erosão quase completa desses depósitos até o nível de base, formando uma superfície de aplanamento (superfície superior); (iii) durante o mioceno ocorre outro evento importante de soterramento, com cerca de 1,5 km de espessura, recobrando a superfície de aplanamento anterior; (iv) ocorre um novo soerguimento durante o mioceno, com remoção dos depósitos e elevação da superfície de aplanamento, que corresponde à superfície superior. A erosão desse planalto entre o mioceno e o presente gera a superfície inferior. Nesse modelo os eventos de soerguimento da crosta continental coincidem com eventos de maior soerguimento na Cordilheira dos Andes e menor taxa de espalhamento da Dorsal Meso-Atlântica, de modo que os ciclos de erosão seriam controlados pela resistência lateral no movimento das placas tectônicas.

3.4 Espeleologia no Carste de São Desidério

As exposições de rochas carbonáticas do Gr. Bambuí, sobre as quais se insere o carste de São Desidério, representam a maior área de ocorrência de terrenos cársticos e desenvolvimento de cavernas no Brasil, com cerca de 105.200 km². Essa extensa área cárstica, por vezes também denominada como província espeleológica do Bambuí, é caracterizada pela sua ocorrência sobre um ambiente cratônico e extensas planícies delimitadas por serras e chapadões, além da ocorrência de rochas carbonáticas com espessura relativamente pequena e acamamento horizontalizado ou deformado, a depender da proximidade com as bordas do cráton. Cavernas com grande desenvolvimento horizontal ocorrem nessa área, se organizando muitas vezes em redes dendríticas convergentes com rios subterrâneos ativos, conectando pontos de recarga por sumidouros a pontos de descarga em ressurgências (Karmann e Sanchez, 1979, 1986; Auler et al., 2001; Sallun Filho e Karmann, 2012).

A região de São Desidério representa a ocorrência de terrenos cársticos situada mais ao norte da unidade do Gr. Bambuí dentro do estado da Bahia (Auler et al., 2001), contando atualmente com 203 cavernas cadastradas nos registros oficiais do Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas (CECAV). Desse total de cavernas, 200 estão apenas dentro do município de São Desidério, enquanto as demais estão nos municípios vizinhos de Catolândia e Baianópolis (CECAV, 2019).

O primeiro registro da visita de espeleólogos(as) ao município de São Desidério data de 1971, durante uma expedição do grupo “Os Opiliões”, do estado de São Paulo, que contou com a participação do espeleólogo francês Pierre Martin. Essa viagem revelou à comunidade espeleológica as primeiras cavernas dessa região, como por exemplo a gruta Manoel Lopes, uma das primeiras a serem exploradas e topografadas. Posteriormente a região permaneceu cerca de 25 anos praticamente sem atividades espeleológicas, quando a partir de 1996 o Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas (GBPE), do estado de Minas Gerais, começou a realizar expedições para o município de São Desidério, revelando diversas descobertas de cavernas com importância e repercussão nacionais (Rubbioli, 2004a, b).

Segundo Auler et al. (2001) e Rubbioli et al. (2019) o município de São Desidério abriga algumas das maiores cavernas do Brasil, como a Garganta do Bacupari, com 5.110 m de extensão, o Buraco do Inferno da Lagoa do Cemitério, com 4.710 m, e a gruta do Sobrado, com 3.820 m, todas topografadas pelo GBPE. Algumas dessas cavernas despontam pelo grande volume dos seus condutos, que facilmente atingem 50 a 70 m de largura e mais de 20 m de

altura, assim como pela presença de grandes rios e lagos subterrâneos e espeleotemas subaquáticos raros e pouco estudados.

Com relação a unidades de conservação e proteção do patrimônio espeleológico, o município de São Desidério conta atualmente com o Parque Municipal da Lagoa Azul, que possui uma área de aproximadamente 16 ha e abriga a gruta do Catão, sendo essa a caverna que recebe a maior visitação dentro do município. Recentemente foi publicada uma proposta de criação de geoparque na área cárstica de São Desidério, com estudos e descrições detalhadas de 14 geossítios, e que abrange diversas cavernas e feições do relevo cárstico de grande importância como patrimônio geológico e espeleológico (Pereira et al., 2018).

Do ponto de vista das pesquisas científicas sobre o carste de São Desidério, pode-se dizer que poucos trabalhos são encontrados na literatura. Alguns estudos nas áreas de turismo em cavernas, espeleobiologia, hidrogeologia cárstica e geoespeleologia foram subsidiados pelo CECAV para apoiar a criação de uma unidade de conservação federal na região (e.g. Hidrovia, 2012; Bichuette et al. 2013; Godinho e Pereira, 2013; Lobo et al., 2013). Um trabalho relacionado à microbiologia no interior da caverna Buraco da Sopradeira (e.g. Marques et al., 2019), na área cárstica de São Desidério, também foi publicado recentemente. No entanto, a carência de estudos nessa região ainda é muito grande, de modo que o potencial científico do carste de São Desidério permanece pouco explorado.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Neste capítulo serão apresentados os métodos de pesquisa adotados e materiais utilizados para o estudo da evolução do carste na bacia do rio São Desidério. Serão também explicadas sucintamente quais as bases conceituais de cada método utilizado, assim como a importância de cada abordagem metodológica na investigação do tema de pesquisa em questão. Outras explicações detalhadas a respeito da aplicação de cada um desses métodos serão dadas no decorrer da apresentação dos resultados, em capítulos posteriores.

4.1 Trabalhos de Campo

A grande maioria dos dados analisados nesta pesquisa foi coletada durante trabalhos de campo, tanto em superfície como no interior das cavernas que ocorrem na região do carste de São Desidério. Durante este projeto foram realizadas seis campanhas de campo ao município de São Desidério – BA e outras localidades vizinhas, em diferentes estações do ano, totalizando 145 dias de atividades em campo. Ao todo foram realizadas descrições e coletados dados sobre aspectos da litologia, geomorfologia, hidrologia e sedimentologia da área de estudo em 294 pontos em superfície (tabelas e mapas no Apêndice A), além de 124 pontos no interior de 21 cavernas. Participaram desses trabalhos professores, alunos(as), espeleólogos(as) e moradores locais (vide item Agradecimentos neste volume), cujo auxílio foi fundamental para a realização desta pesquisa.

As amostragens de materiais geológicos realizadas no interior de cavernas ou em áreas de proteção ambiental foram amparadas devida e legalmente por autorizações oficiais concedidas pelo ICMBio (Instituto Chico Mendes de Preservação da Biodiversidade), através do sistema *online* SISBio (autorizações de nº 55347-1 e 55347-2). Todos os trabalhos de campo e de amostragem seguiram uma ética de mínimo impacto e respeito pelo meio ambiente, assim como a ética da boa prática da espeleologia, visando sempre a conservação e respeito ao frágil e sensível ambiente no interior das cavernas estudadas.

Algumas cavernas de mais difícil acesso (abismos) demandaram o uso de técnicas verticais (acesso por corda), de modo que foram adotados e respeitados, com o devido treinamento e experiência, os procedimentos técnicos recomendados por referências nacionais

e internacionais na prática da espeleologia vertical (e.g. Menin e Viana, 2008; Marbach e Tourte, 2002).

4.2 Análise Morfométrica do Relevo Cárstico

Diferentes unidades de relevo podem ser identificadas em uma determinada área cárstica através da análise morfométrica de suas feições em superfície. Diversos parâmetros geomorfológicos podem ser mensurados através do uso de bases cartográficas, como por exemplo os padrões espaciais de dolinas, redes de drenagens, feições positivas do relevo (morros, cristas, pináculos, cones, etc.), sumidouros, vales cegos, entre tantas outras, a fim de auxiliar na interpretação dos processos atuantes na evolução de um terreno cárstico. Cavernas epigênicas, por exemplo, possuem sua evolução intimamente relacionada com a do relevo, de modo que os principais processos controladores da espelogênese não podem ser entendidos plenamente sem uma análise dos mecanismos que controlam as feições geomorfológicas (Williams, 1983; White, 1988; Ford e Williams, 2007). Para a análise morfométrica e zoneamento do relevo, foi seguido em parte os métodos apresentados por Williams (1972).

Para a análise morfométrica do relevo sobre o carste de São Desidério foi utilizada uma base MDE (modelo digital de elevação) de imagens de satélite SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) com resolução espacial planimétrica para cada pixel de 30 m, disponibilizadas gratuitamente na plataforma eletrônica *online Earth Explorer*, da USGS (*United States Geological Service*), a partir da qual foi elaborado um mapa de curvas de nível com espaçamento vertical de 1 m, a partir do uso de algoritmos do *software* ArcGIS em ambiente SIG (Sistema de Informações Georreferenciadas). Também foram utilizadas imagens de satélites Landsat, disponibilizadas pela base de dados da empresa ESRI através do *software* ArcGIS 10.1, além de cartas topográficas do exército na escala 1:25.000, disponibilizadas através da base de dados *online* do BDGEx (Banco de Dados Geográficos do Exército Brasileiro).

A partir das bases de dados cartográficos acima apresentadas, foi realizada uma interpretação visual das feições de relevo. A principal base utilizada nesse processo foi o mapa de curvas de nível com espaçamento vertical de 1 m, enquanto que as imagens de satélite Landsat e as cartas topográficas do exército foram utilizadas a fim de acrescentar detalhes e informações não contidas na topografia gerada em ambiente SIG. A partir dessa análise foram elaborados os seguintes produtos cartográficos e parâmetros morfométricos:

- Mapa geomorfológico: foram traçados os principais divisores topográficos dentro de uma área amostral com aproximadamente 864 km², e foram também delineadas visualmente redes de drenagens, sumidouros associados a depressões fechadas e escarpas verticais. As nascentes (cársticas e não cársticas) e ressurgências foram inseridas a partir de dados de levantamento de campo (ver item 4.3). Diferentes zonas de relevo cárstico foram identificadas, com base nas características morfométricas principais e observações de campo. Os limites entre as zonas de relevo foram estabelecidos pelos divisores de água superficiais, por se considerar aqui que as próprias bacias de drenagem são as feições que melhor definem cada uma das zonas identificadas. Os levantamentos remotos abrangeram amplas áreas com rochas aflorantes do Gr. Bambuí e do Gr. Urucuia, onde se concentram a maior parte das feições cársticas expressivas da região de São Desidério. Áreas sem expressão de relevo cárstico não foram consideradas;

- Hierarquia de drenagens: foi determinada a hierarquia de drenagens para cada bacia identificada no mapa morfológico (sensu Schumm, 1956). Esse parâmetro foi utilizado por Williams (1972) para realizar análises de correlação entre diversos outros parâmetros morfométricos e assim identificar alguns processos de carstificação;

- Área e perímetro: a partir da delimitação visual dos divisores de água na área estudada, foram calculados os valores para área e perímetro de cada depressão identificada utilizando-se de algoritmos do *software* ArcGIS, a fim de descrever as dimensões da população de depressões para cada zona de relevo;

- Densidade de dolinas: os fundos das depressões poligonais fechadas foram identificados visualmente e a razão entre número de dolinas e área total foi calculada para compartimentos de relevo distintos;

- Profundidade de dolinas: a profundidade das dolinas foi determinada visualmente pela diferença de cota entre o ponto mais baixo da crista da depressão fechada e o fundo da depressão (e.g. White, 1988), segundo o mapa topográfico gerado a partir do MDE com espaçamento vertical de curvas de 1 m. Esse parâmetro pode ser utilizado para se determinar a profundidade média das dolinas em uma determinada unidade de relevo;

Após a análise morfométrica do relevo, foi realizado um trabalho de campo a fim de verificar as feições reconhecidas em bases cartográficas e imagens de satélite, assim como estudar e detalhar as características geológicas de algumas dessas feições.

4.3 Inventário de Nascentes

As nascentes cársticas são os principais pontos de descarga de um aquífero cárstico, sendo interligadas às áreas de recarga mais elevadas por meio de redes de condutos ampliados por dissolução. Diversos controles geológicos, tais como a distribuição de rochas solúveis e insolúveis, e geomorfológicos, como os ciclos de descida e subida de um nível de base (ex.: entalhamento e agradação fluvial) podem controlar a ocorrência dessas nascentes, de modo que o seu reconhecimento pode ser muito útil em termos do estudo da espeleogênese e da evolução do relevo (Smart e Worthington, 2004; Palmer, 2007).

Até o momento desta pesquisa, não foi constatada a existência de algum estudo sistemático e amplo sobre a ocorrência e distribuição de nascentes na região do carste de São Desidério, de modo que apenas poucas nascentes cársticas eram conhecidas e cadastradas. Foi então realizado um inventário de nascentes dentro da área de estudo, a fim de melhor compreender a evolução do sistema de redes de drenagem em superfície e sub-superfície, tendo sido cadastradas durante este projeto 43 nascentes.

Uma amostra representativa do relevo cárstico da região foi escolhida para a realização do inventário de nascentes, priorizando amplas ocorrências de rochas carbonáticas e coberturas de arenitos, perfazendo uma área total de aproximadamente 490 km². Durante esse trabalho, foram percorridas por caminhamento todas as principais bacias de drenagem autóctones (recarga diretamente sobre rochas solúveis) e alóctones (recarga proveniente de rochas insolúveis adjacentes ou mista) em uma escala de observação de 1:100.000. As margens dos rios que representam os níveis de base locais também foram percorridas por caminhamento, totalizando um trecho de aproximadamente 20 km ao longo desses cursos d'água, a fim de cadastrar nascentes cársticas perenes ou intermitentes na base de paredões, assim como nascentes do aquífero poroso (porosidade intergranular) em rocha insolúvel.

Os procedimentos adotados seguiram as recomendações gerais de Feitosa e Feitosa (2008). As nascentes cadastradas tiveram sua localização determinada com auxílio de aparelho GPS de navegação comum, da marca GARMIN, modelo Etrex. Alguns dos principais parâmetros físico-químicos da água subterrânea foram medidos em todas as nascentes, tais como pH, ORP (*oxi-reduction potential*), temperatura, condutividade elétrica e oxigênio dissolvido, através do uso de uma sonda multi-parâmetro da marca HANNA, modelo HI98194, cedida para uso em campo pelo Laboratório de Sistemas Cársticos do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP). A sonda foi devidamente calibrada com suas

soluções padrão antes do início das atividades de campo. Toda a atividade de inventário de nascentes foi realizada durante o final do período seco do ano hidrológico da área (setembro a outubro), quando as nascentes tem menores chances de sofrer influência de águas meteóricas e representam mais fielmente o afloramento da água subterrânea (Freeze e Cherry, 1979). Durante essas atividades, os trechos de drenagens intermitentes e perenes em superfície foram também mapeados.

4.4 Caracterização da Geologia Local

O controle litológico e estrutural sobre a espeleogênese é notadamente reconhecido (e.g. Ford e Ewers, 1978). Portanto, para a presente pesquisa foram realizadas descrições dos litotipos presentes na área de estudo, suas variações composicionais e estruturas, tanto em afloramentos de superfície como no interior de cavernas. Essa caracterização geológica local não teve como pretensão mapear detalhadamente a geologia da área de estudo, mas sim descrever as principais características texturais, estruturais e composicionais dos litotipos presentes, focando em aspectos que pudessem controlar a espeleogênese.

Foi utilizado o mapa geológico da CPRM (Serviço Geológico do Brasil) na escala 1:1.000.000 (Souza et al., 2004) como referência principal acerca da distribuição dos litotipos na área de estudo. Quando a pequena escala do mapa não atendia o detalhamento necessário para a representação dos litotipos e suas relações com os sistemas de cavernas estudados, seções geológicas verticais foram levantadas em campo. Alguns perfis geológicos regionais foram confeccionados a partir da compilação de dados de poços tubulares para abastecimento, que constam na base de dados *online* SIAGAS (Sistema de Informações de Águas Subterrâneas) da CPRM.

Para classificação textural das rochas carbonáticas do Gr. Bambuí e das rochas siliciclásticas do Gr. Urucuia e demais coberturas recentes foram realizadas descrições petrográficas em microscópio, a partir de 20 seções delgadas de amostras, preparadas na Seção de Laminação do IGc-USP. Também foram descritas algumas amostras de margas intercaladas aos carbonatos, assim como silcretes que recobrem os arenitos. Para os carbonatos, as rochas foram identificadas segundo as classificações texturais de Folk (1962) e Dunham (1962), enquanto que para as rochas siliciclásticas foram utilizadas as classificações de Pettijohn (1972) e Folk (1968).

Medidas estruturais de acamamento, fraturas, falhas e dobras nas rochas carbonáticas foram obtidas com uso de uma bússola Brunton, tanto em afloramentos de superfície como exposições verticais no interior de cavernas, compondo um conjunto de dados com boa representatividade e distribuição espacial. Em menor quantidade, foram medidas estruturas em afloramentos de metapelitos da Fm. Serra da Mamona.

A composição química das rochas carbonáticas e margas na área de estudo foi determinada através de análises de fluorescência de raios X (FRX) para elementos maiores em 20 amostras, a fim de permitir a classificação química desses litotipos. As amostras foram inicialmente preparadas no Laboratório de Tratamento de Amostras do IGc – USP, onde se procedeu com a limpeza de quaisquer horizontes de alteração intempérica, seguida de britagem, prensagem, moagem com moinho de ágata e determinação da massa de amostra com balança de precisão. Posteriormente, as amostras foram processadas no Laboratório de Fluorescência de Raios X – NAP GeoAnalítica – USP, onde se procederam etapas de determinação das massas das amostras em balanças de precisão, seguidas do teste de perda ao fogo em forno a 1.000 °C. Após a perda ao fogo, foram novamente determinadas as massas das amostras e adicionado para cada amostra um fundente composto por boratos de lítio e iodeto de lítio (desmoldante), para então fundir as amostras a 1.000 °C na máquina de fusão elétrica Claisse, modelo TheOX. As pastilhas fundidas obtidas foram encaminhadas em seguida para análise em um Espectrômetro de Fluorescência de Raios-X, marca PANalytical, modelo AXIOS MAX Advanced.

Uma amostra de mineral secundário de caverna cuja composição química não pôde ser determinada em campo foi encaminhada para análise por difratometria de raios-X no Laboratório de Difração de Raios-X – NAP GeoAnalítica – USP, onde essa amostra foi triturada e analisada em um Difratorômetro Bruker modelo D8 Advance Da Vinci com detector LYNXEYE e ótica TWIN-TWIN.

4.5 Geofísica

As mudanças na posição de um nível de base fluvial ao longo do tempo podem exercer grande controle sobre a espeleogênese, de modo que a determinação das elevações de terraços sedimentares ou rochosos antigos pode ser muito útil na interpretação da evolução do relevo e da história de formação de redes de condutos subterrâneos (Palmer, 2007; Palmer, 2002). Por essa razão, um perfil geofísico foi levantado ao longo da seção transversal do rio São Desidério

a fim de determinar a espessura de seus depósitos aluviais e a profundidade do topo da rocha carbonática sob esses sedimentos. Para tal, foi empregada uma técnica de eletrorresistividade, denominada Sondagem Elétrica Vertical - SEV (*electrical drilling*), que é ideal para reconhecer a espessura de soterramentos, a profundidade do embasamento e a posição de camadas com diferentes resistividades em rochas com baixos ângulos de mergulho (Telford et al., 1976).

Para o emprego desse método, foi utilizado em campo um resistivímetro ABEM *Terrameter*, modelo SAS300C e todos os seus devidos acessórios, tais como hastes metálicas, *booster*, cabos, etc. Todos os equipamentos foram cedidos pelo Laboratório de Técnicas de Campo (LATEC) do Centro de Pesquisas de Águas Subterrâneas (CEPAS) do IGc-USP. Para o levantamento dessa seção geofísica foram realizadas SEVs em cinco estações de medição, denominadas sequencialmente como SEV-2, SEV-3, [...], SEV-6, a partir das quais os eletrodos foram dispostos paralelamente à direção do rio, com distâncias máximas de 50 m a partir do resistivímetro. O arranjo dos eletrodos de transmissão de corrente e de medição de potencial utilizado foi o de Schlumberger, de modo que a emissão de corrente do equipamento pôde ser ajustada entre 0,2 a 500 mA. Os dados de diferença de potencial (ΔV) e corrente induzida ao terreno (I) obtidos em campo foram utilizados para se calcular a resistividade aparente (ρ) do meio. A leitura feita pelo equipamento fornece diretamente os valores da razão $\Delta V/I$. Os dados foram interpretados em diagramas de resistividade (Ωm) vs. distância $AB/2$ (m) em escala logarítmica, tanto em campo para correções de eventuais erros de leitura ou funcionamento do equipamento, como em escritório, através do *software* IPi2win.

4.6 Mapeamento Geológico de Cavernas

O mapeamento geológico de cavernas, ou mapeamento geoespeleológico (denominação frequentemente utilizada no Brasil), visa a representação em planta e seções verticais das características morfológicas e geológicas de uma rede de condutos subterrâneos. Essa técnica envolve a realização de um caminamento topográfico ao longo de uma caverna, onde as estações de medidas são conectadas a elementos da sua geologia e morfologia. Durante esse mapeamento, um controle preciso da elevação é muito importante, de modo a permitir a medição dos gradientes dos condutos e determinar a posição vertical de níveis de caverna, níveis d'água antigos e atuais, contatos estratigráficos e terraços fluviais. Cada estação de medidas também é conectada ao teto, onde níveis de iniciação de condutos podem ser reconhecidos, e ao piso, seja em rocha sã ou sedimentos. As atitudes de acamamentos e contatos

geológicos mais importantes, assim como fraturas e falhas mais ampliadas pela dissolução, também são registradas e associadas às estações de medição. Seções transversais e longitudinais representando a morfologia e geologia dos condutos podem ser elaboradas, a fim de auxiliar na representação tridimensional da caverna. Todas essas informações sobre o padrão morfológico de condutos, seus controles geológicos e estruturais, fases de deposição e variações do N.A. podem auxiliar muito no entendimento sobre os processos que deram origem à caverna (Palmer, 1987; Palmer, 2007).

Foram realizados mapeamentos geológicos de detalhe em 13 cavernas na região de São Desidério, totalizando cerca de 6.847 m de condutos mapeados. A topografia foi realizada com uso de uma trena laser da marca Leica modelo DistoX310, adaptada para medição de azimute, distância e inclinação. Os dados de topografia foram compilados com auxílio dos *softwares* Microsoft Excel e Compass, sendo que os desenhos finais das plantas e seções longitudinais e transversais das cavernas foram elaborados a partir do *software* AutoCAD 2018.

A morfologia em planta das cavernas foi interpretada a partir de mapas topográficos de cavernas elaborados pelo Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas (GBPE), sediado em Belo Horizonte, Minas Gerais, cedidos com devida autorização para fins desta pesquisa. Quatro cavernas estudadas e que careciam de mapas convencionais tiveram sua planta topografada ao longo desta pesquisa. Quando possível, cavernas não topografadas, mas com importantes informações a respeito da morfologia da rede de condutos, também foram visitadas e consideradas nas interpretações acerca da espeleogênese.

4.7 Geodésia

Foram utilizados dois receptores GNSS geodésicos (*Global Navigation Satellite System*), da marca Topcon e modelo Legacy-H, para aquisição de dados precisos de elevação, latitude e longitude nas proximidades das entradas das cavernas estudadas. Esses equipamentos foram cedidos pelo Laboratório de Topografia e Geodésia (LTG) do Departamento de Engenharia de Construção Civil da Escola Politécnica da USP. As localizações determinadas através dos receptores GNSS em superfície foram conectadas ao mapeamento geológico de cavernas através de métodos de topografia convencional (bússola, clinômetro e trena). O objetivo desse levantamento geodésico foi correlacionar com precisão a elevação entre diferentes mapas geológicos de cavernas e pontos de amostragem para geocronologia, permitindo um

reconhecimento confiável de possíveis níveis de caverna, assim como o cálculo mais preciso de taxas de entalhamento fluvial.

Os dados de campo para posicionamento foram obtidos para 12 pontos próximos às cavernas estudadas, sendo que os locais selecionados para instalação dos receptores sempre foram áreas abertas e elevadas, tais como topos de morros descampados, topos de torres ou lajedos de calcário e telhados de casas. A técnica de determinação do posicionamento utilizada foi a de posicionamento relativo estático, que permite um grau de precisão planimétrica e altimétrica da ordem de poucos milímetros a centímetros, conforme descrito por Monico (2007) e Hurn (1989). Cada receptor GNSS utilizado realizou uma aquisição de sinal de no mínimo 2 horas. Os dados das observáveis adquiridas em campo (pseudo-distâncias e fase da onda portadora) foram analisados através do *software* PCView, da empresa *Javad Navigation System*, juntamente com dados da Estação de Monitoramento Contínuo com Receptores GNSS do município de Barreiras – BA, pertencente à Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo (RBMC) do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE).

4.8 Análise de Fácies Sedimentares e Elementos Arquiteturais

Em algumas cavernas com boas exposições verticais de depósitos sedimentares foram realizadas análises de fácies sedimentares e de elementos arquiteturais, segundo metodologia apresentada por Reading (1986), Walker (1992) e Miall (1985, 1996, 2000), a fim de interpretar os ambientes de deposição existentes nas cavernas da área de estudo. Como produtos finais foram elaboradas nove colunas estratigráficas e cinco painéis 2D dos afloramentos e suas estruturas.

Foram analisadas 25 amostras de sedimentos para determinação de suas granulometrias em um medidor de tamanho de partículas da marca Malvern Mastersizer Panalytical, modelo Hydro 2000 MU, no Laboratório de Sedimentologia do IGc-USP, capaz de analisar partículas entre 0,1 e 3.000 μm . Uma análise granulométrica foi realizada a fim de melhor descrever as fácies reconhecidas, através da representação dos dados obtidos em gráficos do número de Pearson (ϕ) vs. o volume das frações granulométricas.

4.9 Análise de Paleocorrente

Estruturas de imbricação de seixos e calhaus em conglomerado e a assimetria de *scallops* sobre a superfície da rocha carbonática nas paredes de condutos foram descritas em diferentes locais ao longo das cavernas estudadas, para que o sentido da corrente associada respectivamente à deposição clástica e à ampliação dos condutos pudesse ser determinado. O método para determinação dos sentidos da corrente para *scallops* são descritos por Coleman (1949) e Curl (1974). Os sentidos das correntes medidos foram representados sobre os mapas geológicos de caverna, a fim de auxiliar as interpretações sobre a espeleogênese.

4.10 Hidroquímica

A determinação da composição química das águas em um sistema cárstico pode auxiliar no estudo da origem da acidez responsável pela espeleogênese. A ampliação de sistemas de condutos por ácido carbônico gerado em superfície (cavernas epigênicas), ou por outros ácidos ou fontes de agressividade gerados em profundidade (cavernas hipogênicas), produzem assinaturas hidroquímicas diferentes em sistemas cársticos (Palmer et al., 2017).

Com o intuito de discutir a origem da acidez que promove a espeleogênese na área de estudo foram realizadas cinco campanhas de coleta para análise hidroquímica em diferentes períodos do ano hidrológico, a saber: outubro/ 2016 (início do período chuvoso), abril/ 2017 (final do período chuvoso), fevereiro/ 2018 (período chuvoso), março a abril/ 2018 (período chuvoso) e setembro/ 2018 (final do período seco) (ver Figura 3.8). Ao todo foram analisadas 51 amostras para 13 sítios de amostragem distintos. As zonas ou fácies hidroquímicas representadas por esses sítios de amostragem são: zona freática rasa (nascentes alogênicas, nascentes cársticas e rios subterrâneos); zona freática profunda (poço); zona vadosa (gotejamentos de caverna); água superficial (rio tronco). Pontos d'água intermitentes não puderam ser amostrados em alguns períodos do ano hidrológico, a exemplo das ressurgências intermitentes, as nascentes do tipo ladrão e alguns gotejamentos de caverna, por estarem esporadicamente secos.

As coletas de água seguiram os procedimentos estabelecidos pelas normas NBR 9898 (1987) e NBR 15847 (2010). Todas as amostras para análise de cátions foram devidamente filtradas com filtros descartáveis para seringa de 45 µm e acidificadas com HNO₃ levando o pH a valores abaixo de 2. Todas as amostras para ânions não foram filtradas nem acidificadas em

campo, mas foram filtradas em laboratório. Para a coleta em poços, foi realizada previamente a purga dos volumes recomendados pelas normas citadas.

A cada coleta foram medidos os parâmetros físico-químicos principais das águas com uma sonda multi-parâmetro da marca HANNA, conforme já descrito anteriormente no item 4.3. A alcalinidade foi determinada no momento da coleta para todas as amostras, tendo sido utilizado um titulador automático de campo da marca HACH. Todas as amostras de água foram refrigeradas até o encaminhamento para análise de cátions e ânions maiores no Laboratório de Análises Química e Ambiental do Instituto de Pesquisas Nucleares (LAQA – IPEN), e no Laboratório de Química da Universidade Federal Fluminense (UFF). As amostras de ânions foram analisadas por cromatografia de íons, enquanto as de cátions foram analisadas por meio de um ICP-OES (Espectrômetro de Emissão Óptica com Plasma Induzido), marca Spectro Arcos.

Os dados hidroquímicos foram utilizados para a classificação das águas subterrâneas em diagrama de Piper e determinação dos índices de saturação das águas em relação ao CaCO_3 a partir do *software* AquaChem 2014.2. Foram utilizadas as relações de capacidade de solução para a calcita elaborados Palmer (1991) para inferir a origem da acidez envolvida no processo de formação e desenvolvimento das cavernas da área de estudo. O balanço iônico e os erros de análise foram avaliados conforme método apresentado por Freeze e Cherry (1979).

4.11 Geocronologia

Durante esta pesquisa foram utilizados três métodos geocronológicos distintos, a fim de determinar a idade de soterramento dos sedimentos encontrados no interior das cavernas estudadas. Em suma, foram obtidas 18 idades de soterramento para sedimentos de cavernas e 2 idades para sedimentos quartzosos em superfície pelo método ^{26}Al e ^{10}Be cosmogênicos, 8 idades de soterramento para sedimentos quartzosos em cavernas pelo método de Luminescência Opticamente Estimulada, ou *Optically Stimulated Luminescence* (OSL), e 12 idades de cristalização de crostas carbonáticas secundárias (espeleotemas) pelo método da série U-Th. As idades obtidas foram utilizadas para determinar uma sequência evolutiva de eventos para a espeleogênese e para o desenvolvimento do relevo sobre o carste de São Desidério. Essas idades também foram utilizadas para calcular taxas de entalhamento fluvial, taxas de recuo de *knickpoints* em rios (recuo por erosão remontante) e taxas de erosão nas áreas fonte das bacias

de drenagem. A seguir são apresentados os conceitos e procedimentos principais dos métodos utilizados.

4.11.1 Datação de Soterramento por Isótopos de ^{26}Al e ^{10}Be cosmogênicos

Parte da base conceitual do método de datação por isótopos cosmogênicos consiste na geração desses nuclídeos na superfície de materiais rochosos. Esse processo tem início quando raios cósmicos de alta energia, compostos por partículas subatômicas energizadas (nêutrons e prótons), são gerados e transmitidos em todas as direções a partir de eventos de explosão de supernovas. Ao atingir a atmosfera terrestre, esses raios cósmicos sofrem uma atenuação de energia ao colidirem com os núcleos atômicos da própria atmosfera, num processo denominado cascata nuclear, onde cada núcleo atingido é em parte dissociado pela energia do impacto, liberando novas partículas de nêutrons e prótons que, por sua vez, irão incidir contra outros núcleos atômicos, gerando assim um efeito de espalhamento de energia em cascata. As partículas subatômicas geradas nesse processo chegam à superfície terrestre principalmente na forma de nêutrons, que se colidem com núcleos atômicos de minerais na superfície terrestre, alterando esses núcleos e produzindo isótopos cosmogênicos, cuja massa normalmente é menor que a do núcleo atômico inicialmente atingido (Dunai, 2010).

É necessário que o material geológico de interesse seja inicialmente exposto à superfície e, posteriormente, seja submetido a condições de soterramento, inibindo parcialmente ou blindando completamente a ação dos raios cósmicos. Desse modo, a concentração de isótopos cosmogênicos nos minerais tende a diminuir por decaimento radioativo após o soterramento (Dunai, 2010).

A obtenção da idade de soterramento de um determinado material geológico por este método depende do decaimento diferencial de isótopos cosmogênicos distintos (pelo menos dois), pois a equação utilizada no cálculo da idade possui duas incógnitas, sendo elas a concentração inicial de nuclídeos cosmogênicos (pré-soterramento) e o tempo decorrido após a deposição (tempo de soterramento) (equação 1). Normalmente é analisado um par de isótopos, sendo que dentre os mais utilizados está o par ^{26}Al e ^{10}Be , pois esses elementos atendem a uma série de demandas úteis, tais como: (i) são isótopos cosmogênicos que ocorrem em um mesmo mineral comumente encontrado na crosta, o quartzo; (ii) a razão da taxa de produção desses dois isótopos é bem conhecida e praticamente independente de fatores como latitude, altitude, profundidade abaixo da superfície e tempo (Granger, 2006; Granger e Muzikar, 2001).

O limite superior de datação do método ^{26}Al e ^{10}Be se encontra próximo a 5 Ma, enquanto que o limite inferior pode chegar até cerca de 200 ka. O erro envolvido na datação de soterramento é geralmente da ordem de 100 a 120 ka, devido às incertezas que se acumulam em função das taxas de decaimento e taxas de produção usadas para os radionuclídeos cosmogênicos, a precisão do AMS (*Accelerator Mass Spectrometer*) e a preparação química das amostras em laboratório e duração do processo de exposição inicial dos minerais aos raios cósmicos (Granger, 2014; Granger e Muzikar, 2001).

De acordo com Granger e Muzikar (2001) o soterramento pode ocorrer quando o sedimento é carregado para o interior de uma caverna, ou quando uma determinada superfície é recoberta por novas camadas sedimentares, espessas colunas d'água, gelo ou derrames de lava. No caso do soterramento simples, onde a blindagem após o soterramento é completa e a taxa de produção de isótopos cosmogênicos se iguala a zero, como geralmente ocorre quando o sedimento entra em uma caverna, a equação (1) apresentada por Granger (2014) pode ser utilizada para resolver a idade de soterramento. Isolando t a partir da equação (1), obtém-se a equação (2).

$$R = R_{her} e^{\frac{-t}{\tau_{bur}}} \quad (1)$$

$$t = -\ln \frac{R}{R_{her}} \tau_{bur} \quad (2)$$

Onde t é o tempo de soterramento, τ_{bur} é a taxa de decaimento dada pela equação (3) (Granger e Muzikar, 2001), R_{her} é a razão inicial da concentração dos isótopos de ^{26}Al e ^{10}Be , dada por $N_{Al}(0)/N_{Be}(0)$, e R é a razão da concentração dos isótopos de ^{26}Al e ^{10}Be para o tempo de soterramento t , dada por $N_{Al}(t)/N_{Be}(t)$ e medida em laboratório. Os parâmetros τ_{Al} e τ_{Be} representam as vidas médias (*mean life*) dos isótopos de ^{26}Al e ^{10}Be , respectivamente. É importante lembrar que as vidas médias não são iguais às meias vidas (*half life*) desses mesmos isótopos.

$$\tau_{bur} = \frac{\tau_{Al}\tau_{Be}}{\tau_{Be}-\tau_{Al}} \quad (3)$$

Para o cálculo das idades de soterramento através da equação (1) ou equação (2), foram adotados para τ_{Al} e τ_{Be} respectivamente os valores de $1,021 \pm 0,025$ Ma (Nishiizumi, 2004) e $2,001 \pm 0,017$ Ma (Chmeleff et al., 2010; Korshchinek et al., 2010). A razão inicial R_{her} considerada para o cálculo de t nas equações (1) ou (2) foi igual a 6,8 (Nishiizumi et al., 2007; Granger, 2014). Os valores adotados para as taxas de produção dos elementos ^{26}Al e ^{10}Be , dadas por P_{Al} e P_{Be} , são respectivamente próximos de 30 e 5 at/ano/g (Granger e Muskar, 2001).

Uma vez que a concentração de núclídeos cosmogênicos na área fonte se relaciona não somente à suas taxas de produção, mas também a erosão sobre a superfície, é possível relacionar a concentração dos isótopos de ^{10}Be em um dado tempo de soterramento, expressa por $N_{Be}(t)$, com as taxas de erosão pré-soterramento na área fonte, dada por E , e o comprimento de penetração da radiação cosmogênica (a exemplo dos nêutrons), dado por L , segundo a equação (4) apresentada por Granger e Muskar (2001). Isolando a razão E/L a partir da equação (4), obtém-se a equação (5). Por fim, a resolução dessa igualdade nos permite obter um valor para a razão E/L , de modo que pode-se obter a taxa de erosão pré-soterramento de uma determinada amostra pela equação (6).

$$N_{Be}(t) = \frac{P_{Be}}{\frac{1}{\tau_{Be}} + \frac{E}{L}} e^{\frac{-t}{\tau_{Be}}} \quad (4)$$

$$\frac{E}{L} = \frac{P_{Be}}{N_{Be}(t)} e^{\frac{-t}{\tau_{10}}} - \frac{1}{\tau_{Be}} \quad (5)$$

$$E = \frac{E}{L} L \quad (6)$$

Para o cálculo das taxas de erosão E , foi utilizado o coeficiente de penetração (L) de 160 g/cm² (Gosse e Phillips, 2001) e a densidade (ρ) utilizada para a rocha que recobre os sedimentos

acima do teto das cavernas foi de 2,6 g/cm³, resultando em um comprimento de penetração (L) de 61 cm (Granger, 2014; Laureano et al., 2014). Uma vez que a espessura de rocha sobre os sedimentos amostrados em cavernas variou entre 20 a 80 m, a produção muônica pós-soterramento foi ignorada no cálculo das idades, de modo que o cálculo de idade aqui adotado segue o método de soterramento simples, que desconsidera a produção de isótopos cosmogênicos pós-soterramento.

A razão inicial entre as concentrações de ²⁶Al e ¹⁰Be, dada por $N_{Al}(0)/N_{Be}(0)$, ou simplesmente R_{her} , pode ser calculada por meio do uso da equação (7) frente aos dados de idade e taxa de erosão obtidos anteriormente (Granger e Muskar, 2001; Laureano et al., 2014), de modo que esse novo valor obtido para R_{her} pode ser reinserido na equação (1) ou equação (2). Diversas interações entre as equações (1), (4) e (7) podem ser realizadas até a convergência de valores e obtenção do melhor ajuste da idade de soterramento t e das taxas de erosão pré-soterramento E , conforme sugerido por Granger et al. (1997). O procedimento do cálculo das idades de soterramento simples por meio de interações é descrito de forma bastante elucidativa por Laureano et al. (2014) e Granger (2014).

$$R_{her} = \frac{P_{26} \frac{1}{\tau_{10}} + \frac{E}{L}}{P_{10} \frac{1}{\tau_{26}} + \frac{E}{L}} \quad (7)$$

Todos esses cálculos foram realizados manualmente por meio do uso de planilhas do *software* Microsoft Excel. Assim, não foram utilizados *softwares* específicos para cálculo das idades de soterramento e taxas de erosão. As representações gráficas desses dados foram realizadas posteriormente em diagramas de exposição vs. soterramento (também conhecidos como *banana plot*), conforme será melhor demonstrado nos resultados e discussões desta tese. É importante enfatizar que o diagrama de exposição vs. soterramento não é a ferramenta de obtenção dos dados de idade de soterramento ou taxas de erosão em si, mas apenas uma representação gráfica dos mesmos.

A preparação das amostras e a datação pelo método ²⁶Al e ¹⁰Be cosmogênicos foi realizada no PRIME Lab (*Purdue Rare Isotope Measurement Laboratory*) da *Purdue University*, estado de Indiana, E.U.A. Para a etapa de preparação inicial (purificação do quartzo), as amostras de areias e cascalhos retiradas das cavernas e em superfície, com peso de

1 a 1,5 kg cada, foram cominuídas em britador e moinho de aço, tendo sido posteriormente peneiradas até a fração de 0,5 – 0,25 mm. Em seguida, as amostras foram submetidas a uma série de ataques de ácido fluorídrico (HF) e nítrico (HNO₃) em baixas concentrações, a fim de remover impurezas da amostra como um todo e da superfície dos grãos de quartzo. Minerais leves e pesados foram removidos por separações magnética e por líquidos densos. Em seguida, as amostras foram novamente submetidas aos mesmos ataques ácidos, a fim de remover o lítio remanescente do líquido denso. Devido aos teores elevados de alumínio nas amostras de quartzo purificado (entre 88,2 e 232,9 ppm) medidos previamente em ICP-OES, foram realizados ataques com ácido clorídrico (HCl) concentrado, a fim de reduzir as impurezas nas superfícies dos grãos de quartzo. Se atribui os altos níveis de Al das amostras à presença marcante de cimentação por óxidos-hidróxidos de ferro nos grãos de quartzo (testes de correlação entre concentração dos elementos Al e Fe).

A partir das amostras de quartzo purificado, foi iniciada a separação química dos elementos Al e Be. As amostras de quartzo foram pesadas em balanças de precisão e dissolvidas com ácido fluorídrico concentrado. *Spikes* com concentrações conhecidas dos elementos ²⁶Al e ¹⁰Be foram adicionados às amostras dissolvidas e seus volumes foram determinados com precisão (concentração do *spike* de ¹⁰Be igual a $1.041 \pm 8 \mu\text{g/g}$ e concentração do *spike* de ²⁶Al igual a 1 mg/ml). Os experimentos químicos foram sempre conduzidos com amostras de branco, a fim de avaliar possíveis erros advindos de contaminação do ambiente do laboratório, de modo que a razão média ¹⁰Be/⁹Be obtida para as amostras de branco foi de $1,56 \pm 0,47 (10^{-15})$. Diversos procedimentos químicos de separação dos elementos Al e Be foram empenhados, incluindo-se colunas para cátions e ânions, até chegar à forma oxidada desses elementos. Os óxidos foram então misturados à nióbio em pó e em seguida encaminhados para medição no espectrômetro de aceleração de massa (*Accelerator Mass Spectrometer* - AMS) do PRIME Lab, baseado em um acelerador eletrostático tandem.

4.11.2 Datação de Soterramento por Luminescência Opticamente Estimulada (OSL)

Muitos métodos geocronológicos aplicados à geologia dependem da cristalização de minerais. No entanto, o princípio do OSL (*Optically Stimulated Luminescence*) reside na emissão de radiação pelo ambiente (depósitos sedimentares), que gera um acúmulo de energia na forma de elétrons dentro do retículo cristalino de minerais muito comuns na natureza, tais

como o quartzo e o feldspato. O acúmulo de energia dentro do retículo cristalino desses minerais ao longo do tempo, a uma taxa de produção de radiação conhecida, permite a datação de um único grão de sedimento, ou de um conjunto de grãos. Porém, antes de se iniciar esse processo, também denominado como acúmulo de dose, é necessário que os grãos tenham todo o seu sinal de luminescência anterior naturalmente esgotado pela exposição à energia UV da luz solar, a fim de evitar a herança de sinal, que pode superestimar a idade da amostra.

Desse modo, o método permite datar a última vez em que um determinado sedimento foi exposto à luz solar. A energia que é armazenada dentro do retículo cristalino após o soterramento pode então ser medida na forma de um sinal de luminescência, submetendo uma amostra a um estímulo de luz intensa artificial, que faz com que os elétrons se transfiram para centros de luminescência no retículo, emitindo um sinal luminescente UV e infravermelho. Este método possui um grande potencial para o estudo de processos de superfície com duração de até 200 ka (Rhodes, 2011; Wintle e Murray, 2006).

Segundo Rhodes (2011), quando se mede o sinal de luminescência de uma amostra em laboratório, não se sabe de início qual a dose de radiação correspondente a esse sinal, sendo necessário determinar a dose equivalente (De) da amostra. A De é determinada pela comparação entre o sinal OSL natural da amostra e os sinais OSL obtidos a partir de emissões de doses de radiação conhecidas em laboratório, para a mesma amostra, expressas na unidade Gray (Gy) ($1 \text{ Gy} = 1 \text{ J kg}^{-1}$). Além da determinação da De, para o cálculo da idade é essencial que seja determinada por métodos específicos a taxa de dose à qual um determinado sedimento esteve submetido após seu soterramento. Desse modo, a equação (8) abaixo expressa o cálculo de idade da última exposição do sedimento à luz solar:

$$Idade(anos) = \frac{De(Gy)}{taxa \text{ de dose } (Gy \cdot ano^{-1})} \quad (8)$$

A preparação e a datação pelo método OSL das amostras de areias ricas em quartzo, coletadas no interior das cavernas estudadas, foram realizadas no Laboratório de Espectrometria Gama e Luminescência (LEGaL) do IGc-USP. As amostras foram coletadas em campo em tubos de PVC grosso com aproximadamente 30 cm de comprimento, 3,2 cm de diâmetro interno e 3 mm de espessura, devidamente vedados para se evitar a incidência de luz solar ou artificial. Toda a preparação e manipulação das amostras a partir de então foi realizada em salas escuras.

A preparação das amostras consistiu inicialmente no peneiramento úmido para separação granulométrica entre as frações 180 e 250 μm . Em seguida foram realizados ataques às amostras com peróxido de hidrogênio (H_2O_2) para remoção de matéria orgânica, ácido clorídrico (HCl) 10% para remoção de carbonatos e óxidos-hidróxidos de ferro, e ácido fluorídrico (HF) 38% por 40 minutos para a remoção de feldspatos e limpeza da superfície dos grãos de quartzo. Foi então realizada a separação de minerais pesados e leves com líquidos pesados (LMT - *Lithium Metatungstate*) a densidades de 2,85 e 2,62 g/cm^3 , respectivamente.

Com o quartzo purificado, cada amostra foi preparada em 24 alíquotas sobre discos de alumínio contendo entre 100 e 200 grãos cada, aproximadamente, cujos sinais luminescentes foram medidos em leitores Risø TL/OSL DA-20 com fonte de irradiação beta ($\text{Sr}^{90}/\text{Y}^{90}$) com taxa de dose de 0,119 Gy/s, LEDs azuis dos leitores com pico de emissão em 470 nm e LEDs infravermelhos com pico de emissão em 870 nm para estimulação. O filtro para seleção de luz de estimulação utilizado foi o GG-420 (filtro passa-alta) e o filtro de detecção utilizado foi o Hoya U-340, que transmite comprimentos de onda entre aproximadamente 200 a 400 nm, com pico em torno de 340 nm (ultravioleta). As medições dos sinais luminescentes das amostras seguiram o protocolo SAR (*quartz OSL single aliquot regenerative-dose*) (Murray e Wintle, 2000), conforme apresentado pela Tabela 4.1.

As curvas para determinação das De foram analisadas a partir do *software* Analyst v4.31.9 (Duller, 2015), de modo que foram aceitas apenas as alíquotas com razões de reciclagem entre 0,90 e 1,10, recuperação < 5% e sinal IRSI (infravermelho) negligenciável. O cálculo final da De para cada amostra foi realizado tanto pelo Modelo de Idade Central (*Central Age Model*) como pelo Modelo de Idade Mínima (*Minimum Age Model*) (Galbraith et al., 1999).

Tabela 4.1: Protocolo SAR-OSL utilizado para análise da dose equivalente nas amostras de grãos de quartzo.

Etapa	SAR-OSL
	(Murray e Wintle, 2000)
1	Dose (D_i)
2	<i>Pre-heat</i> a 240° C por 10s
3	OSL a 125° C por 40s (L_i)
4	Dose teste (D_t)
5	<i>Pre-heat</i> a 160° C
6	OSL a 125° C por 40s (T_i)
7	<i>Blue bleach</i> a 280° C por 40s
8	Retorna para a etapa 1

D_i : $D_1 < D_2 < D_3 < D_4$; $D_5 = 0$ Gy, $D_6 = D_1$; $D_7 = D_6$ (com estimulação por IR antes de OSL).

O sinal corresponde à integração dos primeiros 0,8 s de estimulação subtraído o background correspondente aos últimos 10s.

Foram realizados testes de recuperação de dose (*dose recovery test*) para determinação das temperaturas adequadas de pré-aquecimento a serem utilizadas nas rotinas do protocolo SAR para determinação da De. Para tal foram selecionadas duas amostras, cada qual pertencente a um sistema de cavernas distinto (caverna Garganta do Bacupari e caverna Buraco da Sopradeira), cujos sinais luminescentes foram esvaziados em um simulador de luz solar por 3 a 4 horas contínuas. Para os testes de recuperação de dose foram aplicadas doses de radiação com valores próximos daqueles esperados para De, tendo sido utilizados 1, 5 e 50 Gy, enquanto as temperaturas de pré-aquecimento (*pré-heat*) utilizadas foram de 240, 200 e 160 °C.

Para a estimativa da taxa de dose de radiação foram determinadas as concentrações de ^{238}U , ^{232}Th e ^{40}K por meio de espectrometria gama de alta resolução em detector HGPe (*high purity germanium detector*) em blindagem *ultralow background* com resolução de energia de 2 keV e eficiência relativa de 60%. Anteriormente à etapa de espectrometria gama, cada amostra foi seca em estufa e posteriormente embalada em recipiente de plástico vedado, tendo sido armazenadas por pelo menos 30 dias para permitir o equilíbrio entre o radônio e seus isótopos parentais. A saturação em água das amostras foi determinada pela razão entre o peso de água e o peso da amostra seca. As concentrações dos radionuclídeos foram convertidas para suas respectivas taxas de dose a partir dos fatores de conversão propostos por Guérin et al. (2011), enquanto que as taxas de dose advindas de radiação cósmica foram calculadas a partir dos dados de latitude, longitude, elevação e profundidade de coleta de cada amostra, segundo o modelo apresentado por Prescott e Stephan (1982).

4.11.3 Série U-Th

O método geocronológico baseado nas séries de decaimento do urânio, particularmente o $^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$, é atualmente considerado o mais preciso e confiável para obtenção de idades em espeleotemas, podendo alcançar idades máximas em torno de 500 ka, precisão da ordem de 1 a 100 anos (a depender da idade da amostra analisada) e < 1 g de amostra para execução dos processos analíticos. Esse método de datação se baseia principalmente no processo de retorno ao estado de equilíbrio secular dos isótopos após a formação do espeleotema. Um material geológico natural que não sofra perturbação por ao menos alguns milhões de anos atinge uma condição de equilíbrio secular da razão entre os isótopos pai, sendo eles ^{238}U , ^{235}U e ^{234}U , e isótopos filho, ^{231}Pa e ^{230}Th . Quando um depósito carbonático secundário (espeleotema) se forma, o equilíbrio secular é perdido, devido à processos de fracionamento físicos, químicos ou nucleares que ocorrem pela interação água – rocha – solo (Richards e Dorale, 2003).

Para se entender os processos de fracionamento, ou desequilíbrio, é importante destacar que o U e seus complexos oxidados são extremamente solúveis em águas meteóricas, enquanto os elementos filho Th e Pa são facilmente hidrolizados, precipitados ou adsorvidos em partículas orgânicas, argilas ou oxi-hidróxidos de ferro. Por essa razão, águas que alimentam espeleotemas em cavernas tem quantidades desprezíveis de Th e Pa, que ficam retidos nas camadas superficiais de solo, enquanto o U é solubilizado e transportado para o interior da caverna, podendo se precipitar junto aos carbonatos secundários. Desse modo, as principais premissas do método consistem em: (i) elementos intermediários e filhos estavam ausentes durante a formação do depósito secundário, ou então podem ser determinados e corrigidos; (ii) não houve ganho ou perda de isótopos pai ou filho desde a formação do depósito secundário. As razões $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ em um sistema fechado, como é o caso de um espeleotema sem sinais de recristalização ou redissolução, varia em função do tempo segundo a equação (9), considerando que a razão $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1$ e que $^{230}\text{Th} = 0$ em condições iniciais (Richards e Dorale, 2003).

$$\left(\frac{^{230}\text{Th}}{^{238}\text{U}}\right) = 1 - e^{-\lambda_{230} \cdot T} \quad (9)$$

Onde ^{230}Th e ^{238}U representam as respectivas concentrações desses isótopos, λ é a constante de decaimento radioativo, e é a base exponencial ou número de Euler, e T é o tempo.

As amostras de espeleotemas utilizadas nesta pesquisa consistiram essencialmente de crostas estalagmíticas que ocorrem recobrindo depósitos sedimentares clásticos em cavernas. As amostras foram inicialmente preparadas no Laboratório de Sistemas Cársticos do IGc-USP, onde foi realizada a coleta de uma alíquota em pó por amostra, com aproximadamente 0,1 a 0,2 g, com uso de uma pequena broca elétrica. A preparação química e datação das amostras de carbonatos pelo método ^{238}U - ^{230}Th foram realizadas em sala limpa no *Isotope Laboratory* do *Institute of Global Environmental Change, Xi'an Jiaotong University, China*. Resumidamente, as amostras de carbonato de cálcio são dissolvidas com ácido nítrico (HNO_3) e é adicionado o *spike* de ^{235}U - ^{233}U - ^{229}Th com concentração conhecida. Seguem-se diversas etapas de dissolução e reprecipitação das fases em solução, onde os elementos U e Th ocorrem como um co-precipitado de Fe, até a separação em colunas de cátions e ânions, onde as impurezas de Fe e outros elementos são removidas, e os precipitados finais de U e Th são diluídos em água super limpa com 1% de HNO_3 e HF. Essas soluções finais são então encaminhadas para medição das razões isotópicas de U e Th em um espectrômetro de massa do tipo ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) Finnigan Neptune.

5. DRENAGEM SUPERFICIAL E GEOMORFOLOGIA DO CARSTE DE SÃO DESIDÉRIO

O objetivo deste capítulo é apresentar os resultados obtidos em relação ao estudo das formas de relevo e as redes de drenagem em superfície no carste de São Desidério, relacionando-as com as características da geologia local, a fim de suportar discussões futuras sobre a história de incisão dos vales fluviais em superfície e a evolução dos alinhamentos de cavernas. Os resultados aqui apresentados também serão utilizados posteriormente na discussão de processos das fases iniciais de carstificação associados à presença de uma rocha insolúvel sobreposta (carstificação interestratal). Serão apresentados os resultados obtidos a partir de descrições de campo e levantamentos de seções geológicas e geofísicas, análise morfométrica e zoneamento do relevo, inventário de nascentes, caracterização química e textural dos litotipos e geologia estrutural.

5.1 Aspectos Gerais da Geologia e Fisiografia

A bacia do rio São Desidério possui área igual a 6.730 km², onde o carste regional é coberto por arenito, com algumas áreas de calcário expostas por erosão fluvial. Nela foram selecionadas duas áreas de exposição de rocha carbonática para estudo detalhado, denominadas aqui como área carbonática São Desidério-Beleza e área carbonática Tamanduá-João Rodrigues, seguindo os nomes das localidades principais onde ocorrem (Figura 5.1). Tais áreas foram selecionadas por constituírem as maiores exposições de rochas carbonáticas na bacia do rio São Desidério, onde destacam-se uma variedade significativa de feições do relevo cárstico, exposições do contato entre rocha solúvel e rocha insolúvel e a ocorrência de cavernas mapeadas. Devido à essas características, considera-se que tais áreas são representativas do carste com rocha solúvel aflorante na bacia do rio São Desidério.

Com o intuito de detalhar o processo de carstificação interestratal (sensu Ford e Williams, 2007) e testar a hipótese da sua ocorrência na área do presente estudo, foi incluída neste estudo uma terceira área complementar, aqui denominada como área carbonática coberta Vereda de Cocos, situada no alto curso da bacia do rio São Desidério, compreendendo parte dos municípios de São Desidério, Baianópolis e Tabocas do Brejo Velho (Figura 5.1). Nela a ocorrência de afloramentos de arenito é dominante, tendo sido descritas pontualmente importantes feições cársticas em superfície.

No mapa geológico em escala 1:1.000.000 observa-se uma área significativa de exposição de rochas carbonáticas sobre as drenagens pederneiras de Limoeiro e marimbu São João (Figura 5.1). No entanto, verificou-se em campo e nas bases de dados geológicos para poços tubulares para abastecimento do Serviço Geológico Brasileiro (CPRM) que ali predominam coberturas recentes de depósitos aluvionares e coluvionares (Fm. Chapadão) sobre os carbonatos, sem ocorrência de feições cársticas significativas, de modo que essa área não foi incluída para estudos de detalhe.

O mapa hipsométrico da Figura 5.2 destaca o relevo das áreas carbonáticas estudadas em detalhe e indica a localização de seções geológicas que também serão apresentadas e discutidas no decorrer deste capítulo. Comparando os mapas da Figura 5.1 e Figura 5.2 é possível observar que sobre as áreas mais elevadas predomina a ocorrência de arenito do Gr. Urucuia, enquanto nos vales fluviais predomina o calcário da Fm. São Desidério.

Figura 5.1 – Localização das três áreas carbonáticas estudadas dentro da bacia do rio São Desidério, cujos contornos coincidem com os limites de exposição das rochas carbonáticas, ou de coberturas aluvionares recentes. A área carbonática São Desidério-Beleza situa-se sobre as localidades 1 (cidade de São Desidério) e 2 (povoado Beleza de Cima), se estendendo para sul ao longo do rio São Desidério. A área carbonática Tamanduá-João Rodrigues ocorre sobre a localidade 3 (povoado João Rodrigues) e se estende para a localidade 4 (povoado Tamanduá) e para a cabeceira do rio da Boa Sorte. A área carbonática coberta Vereda de Cocos ocorre sobre a localidade 5 (povoado Vereda de Cocos) e se estende para leste e oeste ao longo da drenagem homônima. As seções geológicas regionais estão indicadas pelas letras de A a D. Mapa geológico extraído de Souza et al. (2004).

Figura 5.2 – Áreas carbonáticas para estudo detalhado (São Desidério-Beleza e Tamanduá-João Rodrigues) sobre mapa hipsométrico. As seções geológicas locais estão indicadas pelas letras de E a H. Destaque para a localização do rio João Rodrigues, alinhado ao rio Tamanduá, cujo curso em superfície ocupa um trecho relativamente pequeno e não pôde ser representado no mapa da Figura 5.1. Modelo digital de relevo e hipsometria elaborados a partir de imagens SRTM.

5.1.1 Área carbonática São Desidério-Beleza

Nesta área o calcário da Fm. São Desidério é exposto em superfície pelo entalhamento de dois rios perenes, sendo eles o rio São Desidério e seu principal afluente, o rio do Nado (este último também conhecido como marimbu Santa Helena ou Porto Alegre). A área total de afloramento da rocha solúvel é de aproximadamente 220 km² e seus limites leste, oeste e sul são definidos pelo afloramento do contato erosivo e irregular com o arenito do Gr. Urucuia (Figura 5.1 e Figura 5.3). O contorno em superfície desse contato geológico, visto em planta, é aproximadamente paralelo às vertentes dos rios principais, que seguem as direções ENE-WSW e NNW-SSE. A norte, o limite é estabelecido por contato gradacional de direção NE-SW com os metapelitos da Fm. Serra da Mamona (Figura 5.1). A sul ocorre uma mudança brusca no gradiente de relevo ao longo do talvegue do rio São Desidério, próximo ao contato entre o calcário e o arenito, caracterizando assim um importante *knickpoint* (Figura 5.4). Uma vez que os *knickpoints* são caracterizados por essas mudanças bruscas na declividade do rio, é comum a ocorrência de cachoeiras ou corredeiras.

O mapa geológico mostra que o rio do Nado corre em seu baixo curso predominantemente sobre rochas carbonáticas da Fm. São Desidério, enquanto em seu médio e alto curso afloram unicamente rochas siliciclásticas do Gr. Urucuia (Figura 5.1). No entanto, informações obtidas a partir de poços mostram que o topo da Fm. São Desidério pode ser interceptado pelo canal do rio do Nado mesmo em áreas próximas à borda leste do Chapadão Central (Figura 5.5). Isso exemplifica a irregularidade que apresenta a superfície de contato entre a Fm. São Desidério e o Gr. Urucuia, talvez devido ao seu caráter erosivo ou à presença de falhas antigas do embasamento que podem ter sido reativadas de modo a afetar ambas as unidades (vide revisão no item 3.1.2.1). Um outro *knickpoint* também ocorre próximo ao contato geológico entre calcário e arenito ao longo do talvegue do rio do Nado, de modo similar ao que foi descrito para o rio São Desidério (Figura 5.6).

Dentro da área carbonática São Desidério-Beleza a Fm. São Desidério encontra-se na transição entre os domínios Cratônico e Pericratônico definidos por Egydio da Silva et al. (1989). De modo geral, o acamamento das rochas carbonáticas apresenta ondulações suaves e ângulo de mergulho que varia entre baixo a moderado, com valor médio em torno de 21°, sendo que localmente podem ocorrer dobras inclinadas e fechadas na escala de afloramento, com flancos apresentando mergulho alto. Os dobramentos são tipicamente assimétricos, com flancos longos mergulhando predominantemente para N e NW e flancos curtos mergulhando para S e

SE, indicando a vergência da deformação para o interior do Crâton do São Francisco. A direção principal do acamamento se dá para ENE-WSW.

Figura 5.3 – Seção geológica A, transversal aos rios das Fêmeas, São Desidério e João Rodrigues. A localização da seção em planta é indicada na Figura 5.1. Notar que o leito do rio São Desidério se encontra na cota mais baixa, enquanto os rios João Rodrigues e Fêmeas estão em cotas mais elevadas. Notar ondulações no acamamento do calcário e seu contato irregular com a base do arenito, ambos com exagero vertical.

Figura 5.4 – Perfil topográfico ao longo do talvegue dos rios Grande, São Desidério e vereda de Cocos. A localização dessas drenagens em planta pode ser observada na Figura 5.1. O *knickpoint* principal representa a mudança de gradiente de relevo próximo ao contato entre arenito, a montante, e calcário, a jusante.

A espessura das camadas de calcário varia desde alguns centímetros (cerca de 2 a 30 cm) até poucos metros (1 a 2 m), podendo formar sucessões contínuas de até aproximadamente 10 m, que se intercalam com camadas lateralmente extensas de margas e pelitos com cerca de 5 a 30 cm de espessura (Figura 5.7). Geralmente a textura e a estrutura sedimentar primária do

calcário encontra-se preservada, com oólitos e estratificações plano-paralelas e cruzadas, sendo comum a manifestação de diferentes graus de recristalização mineral por metamorfismo de baixo grau.

Figura 5.5 - Seção geológica B ao longo do talvegue do rio do Nado, elaborada a partir de dados de perfurações de poços para abastecimento de água. A localização da seção em planta é indicada na Figura 5.1. Notar a ocorrência de calcário mesmo em trechos do alto curso do rio, assim como as espessas coberturas de solo alterado/ sedimentos inconsolidados. Sucessões de arenito do Gr. Urucuiá estão dispostas na mesma elevação que o calcário da Fm. São Desidério em alguns trechos do perfil, mostrando a irregularidade do contato entre essas unidades. Dados de geologia dos poços extraídos do sistema *online* Siágas, CPRM (2018).

Figura 5.6 – Perfil topográfico ao longo do talvegue do rio do Nado. A localização dessa drenagem em planta pode ser observada na Figura 5.1. Notar que, do mesmo modo que ocorre para o rio São Desidério, o rio do Nado apresenta uma forte mudança no gradiente de relevo (*knickpoint*), que coincide com o contato geológico entre calcário e arenito. Uma particularidade do rio do Nado é um aumento brusco no gradiente de relevo em sua cabeceira.

Figura 5.7 – Afloramento de calcário com mergulho moderado para o sentido NW, em escarpa com cerca de 30 m de altura, às margens do rio São Desidério, no povoado da Palmeira. Intercalações com margas e pelitos são indicadas pelas setas. Foto: Lucas Godinho.

Foram elaboradas seções geológicas longitudinais e transversais a um vale segmentado sobre a área carbonática São Desidério-Beleza (Figura 5.8 e Figura 5.9). O local das seções foi escolhido de modo a abranger diversas cavernas importantes para o presente estudo, formando um conjunto denominado como alinhamento de cavernas Manoel Lopes, que será descrito em maior detalhe posteriormente. Nas seções geológicas é possível observar que a ocorrência de arenito é predominante nos divisores de água, acima das cotas 620 e 640 m. O acamamento do calcário é discordante do contato erosivo com o arenito, e apresenta-se com ondulações e mergulho principal para NW. Sobre a rocha carbonática, diversas cavernas se desenvolvem, como será melhor discutido adiante. Na seção da Figura 5.9 é possível observar que a paleosuperfície erosiva que define o contato entre calcário e arenito possui mergulho paralelo às encostas do vale, definindo possivelmente um paleovale, sendo essa uma evidência para um provável paleocarste.

Figura 5.8 – Seção geológica E, paralela ao eixo maior de uma drenagem tributária do rio São Desidério, dentro da área carbonática São Desidério-Beleza. Diversas cavernas ocorrem ao longo dessa seção, conforme indicado pelas legendas gta. (gruta) e bur. (buraco), e compõe o alinhamento Manoel Lopes. A localização dessa seção em planta encontra-se indicada na Figura 5.2. A rugosidade do relevo sobre o calcário se dá pela ocorrência de dolinas e vales cegos.

Figura 5.9 – Seção geológica F transversal à uma drenagem tributária do rio São Desidério. A localização dessa seção em planta encontra-se indicada na Figura 5.2. Notar a geometria da superfície erosiva entre calcário e arenito sugerindo a existência de um paleovale e, portanto, indicando a presença de um paleocarste.

De um modo geral, o relevo na área carbonática São Desidério-Beleza apresenta feições típicas do processo de carstificação, tais como dolinas e vales cegos. Os morros sobre os calcários formam picos arredondados e isolados na paisagem, com vertentes suaves e amplitude

em elevação entre cerca de 20 a 40 m (Figura 5.10). A cota dos topos de morros varia geralmente entre 660 e 620 m, com gradiente suave em direção aos fundos de vales dos rios São Desidério e Nado, que tipicamente se situam próximo as cotas 525 e 550 m. No topo dos morros e escarpas ocorrem excelentes exposições de rochas carbonáticas em lajedos com pequenas feições de dissolução (lapiás ou *rillenkarren*). Próximo ao contato com o arenito, a superfície de topo do calcário apresenta lapiás arredondados (Figura 5.11).

Figura 5.10 – Vista geral da paisagem com morros arredondados de calcário recobertos pela vegetação e lajedos com rocha exposta, separados por vales segmentados. Foto: Vitor Santos Nunes.

Figura 5.11 – Afloramento do topo do calcário com lapiás arredondados, no contato com o arenito sobreposto, próximo à entrada da gruta do Manoel Lopes. Notar a arenização que ocorre sobre a superfície do arenito, devido ao intemperismo e erosão. Foto: Lucas Godinho.

5.1.2 Área carbonática Tamanduá-João Rodrigues

Esta área possui cerca de 60 km² e ocorre ao longo dos rios Tamanduá e João Rodrigues, que consistem em trechos de drenagem distintos de um mesmo vale, segmentado pelo processo de carstificação. O rio João Rodrigues é caracterizado por um trecho curto de drenagem perene com direção principal NNW-SSE, enquanto o rio Tamanduá forma um leito seco que se estende por dezenas de quilômetros na direção ENE-WSW (Figura 5.1 e Figura 5.2). A exposição da rocha carbonática se dá pela erosão causada por esses dois rios, de modo que os seus limites a leste, oeste e sul são definidos pelo afloramento do contato erosivo com o arenito, cujo contorno em planta acompanha a direção das drenagens. O limite norte se faz por contato gradacional de direção NE-SW com a Fm. Serra da Mamona (Figura 5.1).

A maioria dos aspectos litológicos da área carbonática Tamanduá-João Rodrigues são similares aos descritos anteriormente para a área carbonática São Desidério-Beleza, no entanto, a área relativamente reduzida e estreita da primeira torna muito marcante a presença do arenito na paisagem, que aflora frequentemente ao longo das encostas do vale. O topo dos afloramentos de arenito apresenta comumente crostas de silcrete e ferricrete *in situ*, com coloração vermelha bastante característica, sendo que próximo ao contato litológico entre calcário e arenito, assim como nas vertentes abaixo do mesmo, é comum a ocorrência de blocos soltos dessas lateritas.

Duas seções geológicas foram levantadas em regiões onde ocorrem diversas cavernas importantes para o presente estudo. Essas cavernas possuem um notável alinhamento e provavelmente conectam o sumidouro do rio João Rodrigues ao rio São Desidério, como será melhor discutido adiante, sendo que aqui esse conjunto será denominado como alinhamento de cavernas João Rodrigues. A seção geológica longitudinal ao suposto trecho subterrâneo do rio João Rodrigues mostra a ocorrência de arenito nos topos de morros e divisores de água superficiais (Figura 5.12), assim como o acamamento dobrado no calcário e seu contato discordante com o arenito. A seção geológica transversal à área carbonática Tamanduá-João Rodrigues também mostra a ocorrência de arenito sobre os divisores de água (Figura 5.13). Dolinas de abatimento sobre os arenitos permitem acesso à sistemas de cavernas na região, conforme discussões apresentadas adiante neste capítulo.

Figura 5.12 – Seção geológica G entre os rios João Rodrigues e São Desidério, com ocorrências de arenito no topo dos divisores de água em superfície. A localização dessa seção em planta encontra-se indicada na Figura 5.2. As feições indicadas como Lagoa Azul, Buraco do Inferno da Sucupira, sumidouro do João Baio, Buraco do Inferno da Lagoa do Cemitério e Garganta do Bacupari representam dolinas de abatimento com acesso às grandes cavernas do alinhamento João Rodrigues.

Figura 5.13 – Seção geológica transversal ao rio João Rodrigues, mostrando o predomínio de arenito sobre as vertentes do vale. A localização dessa seção em planta encontra-se indicada na Figura 5.2.

O relevo sobre a área carbonática Tamanduá-João Rodrigues é marcado por bacias de drenagem segmentadas, onde se instalam sumidouros nas zonas de contato entre arenito e calcário. Os divisores de água que segmentam o eixo maior dos vales cegos são em geral muito

sutis, apresentando amplitude vertical entre cerca de 3 a 15 m. Os morros que definem os flancos dos vales são tipicamente arredondados, com vertentes suaves, onde aflora principalmente o arenito do Gr. Urucuia. As cristas desses morros são geralmente alinhadas segundo a direção ENE-WSW, paralelamente ao eixo maior dos vales, de modo que as cotas da linha de cumeeira variam em torno de 690 a 710 m, e os fundos dos vales se situam entre cerca de 620 e 670 m.

O rio João Rodrigues possui sua nascente sobre rocha carbonática (Figura 5.13) com vazão estimada da ordem de $0,01 \text{ m}^3/\text{s}$. As águas desse rio correm inicialmente em superfície durante um trecho curto no sentido NW, até encontrar um sumidouro na terminação da drenagem, que provavelmente conecta essa drenagem superficial com rios subterrâneos nas cavernas do alinhamento João Rodrigues. No entanto, detalhes sobre as possíveis rotas de fluxo do rio João Rodrigues serão discutidos futuramente em capítulo referente ao sistema de drenagem subterrânea.

O rio Tamanduá é uma drenagem intermitente e segmentada que ocorre a montante do rio João Rodrigues, de modo que o alinhamento entre esses dois canais fluviais sugere que ambos já tiveram anteriormente uma continuidade estabelecida por superfície. Os divisores que segmentam essas drenagens são formados pelo processo de infiltração da água meteórica e dissolução concentrada do calcário através de planos de estruturas mais favoráveis ao fluxo d'água (fraturas e acamamento), dando origem em última instância a sumidouros interconectados a cavernas.

O leito do rio Tamanduá é plano e amplo, com largura que pode variar entre cerca de 1 a 2 km. Coberturas de aluvião recente predominam ao longo do talvegue desse rio, sendo que logo abaixo desses sedimentos se encontram rochas carbonáticas. Pontualmente a drenagem intercepta o arenito (Figura 5.14).

Nome dos poços: 1 - Boqueirão; 2 - Lagoa do Simão; 3 - Mozondó; 4 - Poço do Mato; 5 - Tamandua; 6 - Água Branca II; 7 - Poço de Pedra; 8 - Malhada Grande; 9 - São Marcos; 10 - Gameleira II; 11 - Gameleira; 12 - Mata do Cedro; 13 - Sede II; 14 - Mata Velha; 15 - Bederneira; 16 - Cantinho

Figura 5.14 – Seção geológica C ao longo do talvegue do rio Tamandua, elaborada a partir de perfurações de poços para abastecimento de água e afloramentos em superfície. Localização da seção em planta indicada na Figura 5.1. Notar a ocorrência de arenitos pontualmente ao longo do talvegue do rio. Dados de geologia dos poços extraídos do sistema *online* Siágas, CPRM (2018).

Os canais intermitentes do rio Tamandua, em épocas de cheia, dirigem toda a água superficial de enxurradas para sumidouros. As dimensões desses pontos de infiltração podem variar, de modo que nos trechos onde o vale do rio Tamandua é mais estreito ocorrem pequenas lajes de calcário com fendas de 1 a 2 m de abertura, eventualmente dando acesso a cavernas (Figura 5.15). Por outro lado, onde o leito do rio Tamandua é mais largo, podem ocorrer depressões maiores, onde grandes lajes de calcário afloram e são delimitadas por fendas verticais com dezenas de metros de abertura (Figura 5.16). Alguns sumidouros apresentam preenchimento significativo em sua base por depósitos aluvionares e coluvionares, de modo que nem sempre é possível ter acesso a redes de condutos subterrâneos.

Figura 5.15 – Vertentes de um vale cego intermitente no eixo do rio Tamanduá, com blocos soltos de laterita e calcário, na localidade conhecida como Poço de Pedra. A seta indica o sumidouro com acesso a caverna em afloramento de lajes de calcário, próximo ao divisor que segmenta a drenagem. Foto: Lucas Godinho.

Figura 5.16 – Vista geral do sumidouro da Água Branca, no leito do rio Tamanduá. A seta indica algumas pessoas como escala. Foto: Lucas Godinho.

5.1.3 Área carbonática coberta Vereda de Cocos

A vereda de Cocos consiste em um leito seco e contínuo de drenagem, recoberto quase que completamente por espessuras variáveis de depósitos aluvionares recentes, definindo uma área alongada e estreita com aproximadamente 168 km² (Figura 5.1). Em alguns pontos o nível d'água subterrânea aflora no leito da drenagem, dando origem a lagoas cercadas por buritizais, de modo que as principais comunidades locais se instalam às margens desses corpos d'água. O eixo principal da vereda é extenso, chegando a cerca de 70 km de comprimento, e sua orientação principal se dá na direção ENE-WSW, seguindo o padrão regional das redes de drenagens. Segundo o mapa geológico e observações realizadas em campo durante esta pesquisa, não ocorre rocha aflorante ao longo do leito da vereda de Cocos.

Esta área de estudo complementar difere das demais descritas anteriormente principalmente por não apresentar rocha carbonática aflorante. A seção geológica da Figura 5.17 mostra o predomínio de arenito do Gr. Urucuia ao longo do eixo principal da vereda de Cocos, sendo que apenas no alto curso dessa drenagem ocorre predominantemente o calcário próximo à superfície. É possível observar também que o topo do calcário da Fm. São Desidério é muito irregular, apresentando por vezes variações abruptas, como entre os poços 6, 7 e 8. O poço 1, o mais profundo da seção, atingiu o embasamento granítico a uma profundidade de aproximadamente 230 m abaixo do leito do rio, de modo que a espessura de calcário no local da sondagem é de apenas 10 m. Essa grande variação entre a espessura do calcário e arenito pode se dar tanto pelo contato erosivo que as separam, quanto pela reativação de antigas falhas do embasamento, como já discutido no anteriormente no item 3.1.2.1.

O relevo nessa região é caracterizado por uma superfície aplanada com baixo gradiente e mergulho no sentido SW, que caracteriza o topo do planalto do Chapadão Central, onde aflora predominantemente o arenito do Gr. Urucuia. A monotonia da paisagem é perturbada apenas pela incisão do vale da vereda de Cocos, de modo que o desnível entre o leito fluvial e a crista dos morros que o cercam varia entre 10 e 50 m. A elevação dos topos de morros aplanados varia entre cerca de 780 e 840 m, de modo que essas cotas aumentam progressivamente para leste. Já o fundo do vale possui variação de elevação menor, com valores mínimos e máximos em torno de 750 e 770 m, respectivamente.

Dolinas e depressões poligonais fechadas com dimensões consideráveis ocorrem sobre a superfície do arenito que aflora nos flancos adjacentes à vereda de Cocos. O diâmetro dessas depressões pode variar entre cerca de 100 e 500 m, enquanto o desnível se apresenta da ordem de 15 a 20 m. As vertentes das dolinas maiores em área possuem menor gradiente de relevo, enquanto que as dolinas menores em área possuem vertentes mais inclinadas. O fundo dessas depressões é geralmente plano e recoberto por sedimentos argilosos, onde o N.A. aflora ou se encontra muito raso, sendo comum o desenvolvimento de brejos (Figura 5.18). As dolinas em arenito são denominadas pelos moradores locais como lagoas. Até o presente momento não se tem conhecimento de cavernas acessíveis que ocorram nessa região.

Nome dos poços: 1 - Fazenda Barra P01; 2 - Calindé; 3 - Calindé; 4 - Recanto II; 5 - Recanto; 6 - Recanto; 7 - Redenção I; 8 - Milagres; 9 - Lagoa do Peixe I; 10 - Mandacaru; 11 - Melancia; 12 - Lagoa Clara; 13 - Poço; 14 - Guairas II; 15 - Negra Minas; 16 - Poço do Mato

Figura 5.17 – Seção geológica D ao longo do talvegue da vereda de Cocos, elaborada com base em dados de perfurações de poços para abastecimento de água. Notar o predomínio de arenito próximo à superfície ao longo da seção. Destaque para a ocorrência de granito abaixo do calcário no poço 1 e a ocorrência de rochas carbonáticas próximas à superfície do terreno nos poços 15 e 16. Localização da seção em planta indicada na Figura 5.1. Dados de geologia dos poços extraídos do sistema *online* Siágas, CPRM (2018).

Figura 5.18 – Dolina da Lagoa do Barroão, próxima ao povoado de Cocos, município de Baianópolis. Os flancos da dolina são compostos por solo arenoso vermelho. Foto: Lucas Godinho.

5.2 Zoneamento do Relevo e Análise Morfométrica

Conforme já discutido no item 4.2, foi realizada uma análise morfométrica do relevo cárstico e foi elaborado um mapa de feições de relevo cárstico (Apêndice B-1) e um mapa geomorfológico (Apêndice B-2), onde áreas com características de relevo similares foram agrupadas em zonas, ou unidades de relevo distintas. Esta análise não abrangeu somente as exposições de rocha carbonática, mas também considerou as bacias de drenagem adjacentes sobre o arenito. No total, este estudo se aplicou a uma área de aproximadamente 864 km². Cinco zonas de relevo principais foram definidas, a saber: (i) zona fluvial; (ii) zona de contato; (iii) zona de carste exposto com bacias de drenagem fechadas; (iv) zona de carste coberto com drenagem centrípeta; (v) zona de poljes de contato.

A análise morfométrica do relevo foi realizada com o intuito de auxiliar na identificação de diferentes unidades de relevo. Os parâmetros de área, perímetro, profundidade, hierarquia de drenagens e sumidouros de cada bacia de captação foram mensurados e utilizados na descrição e comparação estatística entre as diferentes zonas de relevo identificadas. Os gradientes de relevo ao longo do talvegue dos principais rios das áreas carbonáticas estudadas também foram medidos.

É importante ressaltar que os resultados obtidos para o mapa geomorfológico e a análise morfométrica dependem principalmente da escala de observação utilizada. Após a elaboração do mapa geomorfológico, verificou-se em campo que alguns divisores de baixa amplitude de elevação puderam ser corretamente identificados a partir do uso das curvas de nível com 1 m de espaçamento vertical. No entanto, a mesma verificação de campo mostrou que nem todos esses divisores existem de fato. Em alguns casos, as curvas de nível com espaçamento de 5 m parecem refletir melhor a realidade do relevo, mas ao mesmo tempo apresentam a desvantagem de não reconhecer divisores sutis. Essas observações mostram que não há apenas uma base de dados que possa ser utilizada de modo a representar fielmente a realidade de campo.

A comparação entre as cotas do terreno obtidas por meio de receptores GNSS e o MDE indicaram erros mínimo, máximo e médio na vertical de 20, 73 e 44 m para a base SRTM, respectivamente. As cotas do MDE são sempre superestimadas em relação aos dados dos receptores GNSS e os erros das cotas da base SRTM tendem a ser mais elevados em terrenos mais íngremes, atingindo os valores máximos nos fundos de dolinas escarpadas e vales cegos. Essa correlação positiva entre o erro em elevação das bases SRTM e a declividade do terreno está de acordo com estudos realizados por Orlandi et al. (2019) para o território brasileiro.

A análise de relevo e traçado dos divisores de água aqui apresentados diferem da proposta original de Godinho e Pereira (2013) para o carste de São Desidério devido a uma questão de escala e bases de dados utilizados, de modo que os resultados aqui apresentados possuem maior detalhe e resolução em comparação àquele citado, embora tenham uma cobertura total em área menor. Alguns parâmetros de relevo, tais como a quantidade de bacias poligonais fechadas, podem estar superestimados pelo intervalo de 1 m utilizado para a base topográfica.

A comparação entre o mapa elaborado e o campo permitiu reconhecer que os limites traçados para bacias fechadas muito pequenas, assim como divisores de água muito sutis em áreas de maior declividade, como por exemplo nas encostas de vales, tendem a não existir. Por outro lado, divisores de baixa amplitude vertical, da ordem de apenas 2 m, e que segmentam áreas de baixa declividade, como por exemplo planícies de vales cegos, foram interpretados corretamente a partir do MDE da base SRTM.

Dadas essas observações, estima-se aqui que os limites definidos para cerca de 58 bacias podem não corresponder à situação real do relevo. Portanto, considerando a população total de 516 bacias delimitadas, a análise morfométrica desempenhada possui uma margem de erro de aproximadamente 11%. Esse erro foi calculado pela proporção entre a quantidade de bacias potencialmente inexistentes (58) e a quantidade de bacias dentro do espaço amostral total (516). Considerando a proporção em área dessas bacias, ao invés da frequência, o erro é de aproximadamente 8%. Considera-se que estes erros não afetam de forma significativa o padrão morfológico geral das áreas carbonáticas analisadas, de modo que os dados aqui apresentados são representativos do carste de São Desidério.

A seguir será apresentada uma descrição das principais zonas de relevo propostas, assim como uma comparação entre seus dados morfométricos. O relevo para cada zona será apresentado em imagens de detalhe, cujas áreas de *zoom* encontram-se indicadas na Figura 5.19. Algumas dessas imagens mostram a localização de cavernas estudadas, ou feições de relevo associadas às mesmas.

A classificação das depressões que ocorrem nas áreas carbonáticas São Desidério-Beleza e Tamanduá-João Rodrigues seguem as classificações propostas por Ford & Williams (2007), Williams (1972) e Thomas (1972, 1974), e são exemplificadas pela Figura 5.20.

Figura 5.19 – Polígonos sobre imagem de satélite SRTM indicando a localização das imagens de detalhe para feições do relevo que serão mostradas ao longo deste capítulo.

5.2.1 Zona fluvial

As bacias de drenagem com linhas de talvegue contínuas em superfície, onde predominam processos fluviais “normais” (não cársticos), são aqui denominadas como zona fluvial. Na área carbonática São Desidério-Beleza ela é representada pelos rios São Desidério e Nado, assim como pelas bacias de drenagem intermitentes que formam sistemas tributários ao longo desses rios, que por sua vez possuem área média de 1,4 km². Na área carbonática Tamanduá-João Rodrigues a zona fluvial não ocorre, uma vez que ali a segmentação de drenagens é um dos processos dominantes. A área total ocupada pela zona fluvial é de 145,1 km².

Tanto o rio São Desidério como o rio do Nado possuem recarga alogênica, já que suas nascentes mais a montante encontram-se sobre o arenito. Nos trechos onde o calcário aflora nas margens dos vales, o curso desses rios apresenta um canal principal meandrante sobre uma planície aluvial formada por depósitos terrígenos. O entalhamento fluvial produziu grandes e contínuas escarpas de rocha carbonática que se levantam a partir de ambas as margens das planícies aluviais, dando a esses rios o aspecto de cânions. A altura desses paredões varia entre cerca de 30 a 60 m, enquanto a largura do vale pode variar entre 100 a 300 m. Já o fundo dos

vales é caracterizado por planícies aluviais e um nível de terraço fluvial, visto que atualmente os canais entalham o próprio leito sedimentar (Figura 5.21 e Figura 5.23).

Durante as estações mais secas, a vazão do rio São Desidério varia entre aproximadamente 2 e 5 m³/s, enquanto que nas cheias apresenta picos que variam entre cerca de 5 a 20 m³/s. A vazão do rio do Nado, por sua vez, tem valor médio de 0,19 m³/s (ANA, 2019; CPRM, 2019).

As drenagens tributárias que se desenvolvem inteiramente sobre calcário possuem área menor do que aquelas que ocorrem sobre arenito, sugerindo que sobre a rocha solúvel as drenagens tendem a sofrer segmentação, reduzindo a área de escoamento superficial para o rio tronco, enquanto a presença da rocha insolúvel aparentemente inibe esse processo (Figura 5.23). Diversas nascentes cársticas ocorrem ao longo das margens do rio São Desidério e rio do Nado, uma vez que o entalhamento desses rios intercepta sistemas tributários subterrâneos orientados segundo as direções ENE-WSW e NE-SW.

Figura 5.20 – Seções esquemáticas representando os principais tipos de depressões fechadas na área de estudo. Todas as dimensões são relativas e não possuem escala. Os números indicam as zonas de relevo nas quais essas feições ocorrem, conforme a legenda a seguir: 1 - zona de contato; 2 - zona de carste exposto; 3 - zona de carste coberto; 4 - zona de poljes de contato.

Figura 5.21 – Escarpa de calcário com cerca de 60 m de altura, às margens da planície aluvial do rio do Nado, no povoado da Beleza de Cima. O círculo indica uma pessoa como escala. Foto: Clayton Lino.

O rio São Desidério forma apenas uma caverna atualmente, sendo essa denominada como gruna do Brejo da Forquilha. Essa caverna possui cerca de 200 m de desenvolvimento horizontal ao longo do seu conduto principal, que atravessa o maciço carbonático à margem esquerda da planície fluvial abandonada do rio São Desidério, captando toda a vazão do mesmo. Analisando o mapa topográfico do relevo sobre a área de ocorrência dessa caverna, observa-se que a rota de fluxo subterrâneo representa um caminho mais curto para o transporte da água do que a planície fluvial meandrante e abandonada (Figura 5.22). Desse modo, essa caverna provavelmente representa um desvio lateral da rota de fluxo do rio em superfície, o que a caracteriza como uma caverna de atalho (*cutoff cave*), formada em estágios mais recentes de desenvolvimento do relevo, após as planícies aluviais terem se instalado.

Figura 5.22 – Sumidouro do rio São Desidério na gruta do Brejo da Forquilha, representado em planta e na seção transversal A-A'. A caverna cruza o maciço em um percurso menor do que a planície meandrante e abandonada. A localização no mapa está de acordo com o polígono 9 da Figura 5.19.

Figura 5.23 – Imagem de satélite SRTM detalhando características do relevo sobre a zona fluvial e de carste exposto. Localização da imagem conforme polígono 1 da Figura 5.19. As curvas de nível possuem 10 m de espaçamento vertical. No centro esquerdo da imagem ocorre a confluência entre os rios São Desidério e Nado, cujas margens são escarpadas e contínuas. O ponto CT-128 indica a localização da gruta do Baixãozinho, que ocorre no fundo de uma dolina em calcário, alongada segundo as direções NNW-SSE e ENE-WSW. A orientação das drenagens não segmentadas sobre arenito (direita inferior da imagem) segue as mesmas direções das drenagens segmentadas e dolinas sobre calcário (esquerda, centro e topo da imagem).

5.2.2 Zona de contato

É definida por bacias fechadas de captação alogênica que ocorrem próximas ao contato entre a Fm. São Desidério e o Gr. Urucuia, formando uma faixa ao longo desse limite geológico. As águas de escoamento superficial infiltram-se em sumidouros pontuais ao atingir a rocha solúvel, dando origem a vales cegos alongados e assimétricos, com área média de 2,2 km². Os divisores que segmentam essas depressões são pouco expressivos no relevo e possuem amplitude média de 3,1 m. A área total ocupada pela zona de contato é de 215,1 km².

A zona de contato se desenvolve tanto sobre a área carbonática São Desidério-Beleza quanto Tamanduá-João Rodrigues, sendo muito mais expressiva na primeira. Aparentemente a menor exposição de rocha carbonática sobre a área Tamanduá-João Rodrigues, assim como o predomínio de arenito sobre as vertentes dos vales principais, são os principais fatores associados à essa distribuição desigual da zona de contato.

Comumente os sumidouros encontram-se colmatados por depósitos aluvionares e coluvionares. Esse tipo de feição é classificada por Ford & Williams (2007) como um meio-vale cego (*semi-blind valley*) e dentro da área de estudo pode ser exemplificado pelo sumidouro do Tabocal (Figura 5.24 e Figura 5.25). Algumas cavernas importantes da região se alinham à vales cegos ou meio-vales cegos da zona de contato, como será melhor discutido em outro capítulo.

Vale ressaltar que dentro da área analisada, todas as redes de drenagem em vales cegos ou meio-vales cegos são intermitentes. O montante de água que aflora das poucas nascentes que ocorrem sobre arenito logo infiltram-se completamente no solo poucos metros a jusante, devido provavelmente as baixas vazões dessas nascentes e à insaturação do solo.

Figura 5.24 – Seção esquemática do sumidouro do Tabocal, colmatado por blocos e depósitos alúvio-coluvionares, caracterizando um meio-vale cego na zona de contato.

Figura 5.25 - Imagem de satélite SRTM detalhando características do relevo sobre a zona de contato e zona de carste exposto. Localização da imagem conforme polígono 3 da Figura 5.19. As curvas de nível possuem 10 m de espaçamento vertical. Ao centro da imagem se encontra uma depressão expressiva, denominada como sumidouro do Tabocal (ponto CT-161), para o qual escoam as águas da nascente do Capim Branco (NSD-17). À esquerda na imagem ocorrem cristas alongadas do divisor de águas sobre arenito, onde o relevo também apresenta menor gradiente. À direita, diversas depressões rasas indicam dolinas que segmentam uma drenagem tributária do rio São Desidério na zona de carste exposto. GPS-13: abismo do Tabocal; ML: gruta Manoel Lopes; SOP: gruta Buraco da Sopradeira; NSD-19: nascente do povoado Manoel Lopes; CT-166: sumidouro do córrego Manoel Lopes; SOB-I: gruta do Sobrado I.

5.2.3 Zona de carste exposto com bacias de drenagem fechadas

É caracterizada por bacias poligonais fechadas que se desenvolvem apenas sobre rocha carbonática, com recarga autogênica e sumidouros pontuais. Dolinas e vales cegos dominam toda a paisagem e segmentam redes de drenagem tributárias aos rios tronco. Essas depressões possuem área média em torno de 0,7 km² e por vezes seus sumidouros dão acesso a cavernas. Os divisores que segmentam as redes de drenagem são geralmente sutis, com profundidade média em torno de 3,4 m, podendo chegar até no máximo cerca de 27 m, segundo a análise morfométrica realizada. Em campo foi constatado que essas profundidades podem ser maiores, conforme será discutido adiante. Esse tipo de relevo é definido por Williams (1972) como carste poligonal e, dentro da área estudada, ocupa um total de 94,1 km².

Dentro da área carbonática São Desidério-Beleza os eixos maiores de um grande número de depressões na zona de carste exposto se alinham perpendicularmente a direção principal dos rios tronco na zona fluvial, indicando que a evolução dessas bacias fechadas está associada ao processo de segmentação de redes de drenagens tributárias a esses rios (Figura 5.23 e Figura 5.25). Na área carbonática Tamanduá-João Rodrigues essa zona é pouco desenvolvida, o que se deve novamente às restritas exposições de rocha carbonática.

A maioria das depressões fechadas apresentam gradiente de relevo suave, vertentes recobertas por solo argiloso e sumidouros colmatados por solo e sedimentos, caracterizando dolinas de subsidência lenta (Figura 5.26). Dolinas de abatimento também podem ocorrer e possuem profundidade verificada em campo de até cerca de 60 m, dando acesso a cavernas volumosas com deposição de grandes cones de detritos em suas entradas, a exemplo da caverna Garganta do Bacupari.

Figura 5.26 – Dolina da gruta do Baixãozinho, com vertentes suaves e fundo plano recoberto por solo e sedimentos. Foto: Lucas Godinho.

5.2.4 Zona de carste coberto com drenagem centrípeta

É caracterizada por dolinas que ocorrem sobre rocha insolúvel, por vezes expondo rochas carbonáticas na sua base ou vertentes, onde sumidouros pontuais com acesso a cavernas podem se desenvolver. Na maioria das vezes os flancos dessas depressões possuem gradiente moderado a baixo e o fundo é colmatado por solo e sedimento arenosos, caracterizando dolinas de subsidência lenta (Figura 5.28). Essas depressões possuem formato geralmente alongado, com área média de 2,1 km² e profundidade média de 2,9 m, segundo os dados da base MDE. No entanto, observações de campo mostraram que a profundidade dessas depressões pode chegar a cerca de 10 a 15 m. Seus eixos maiores são alinhados perpendicularmente a direção dos rios principais e tem comprimento que varia desde 700 até 3.000 m, o que sugere que sua evolução está relacionada à um processo de segmentação de drenagens tributárias, similarmente ao que foi descrito para a zona de carste exposto (Figura 5.27).

A zona de contato, apesar de também apresentar recarga alogênica, se diferencia da zona de carste coberto com drenagem centrípeta por apresentar pelo menos um de seus flancos completamente sobre rochas carbonáticas, o que caracteriza seu desenvolvimento a partir de um contato geológico. As depressões do carste coberto, por outro lado, ocorrem muitas vezes afastadas da linha de contato entre arenito e calcário e possuem todo o seu limite externo sobre rocha insolúvel. Exemplos de descrições e classificações de dolinas desenvolvidas sobre arenito podem ser encontradas em Thomas (1972, 1974).

A zona de carste coberto é mais desenvolvida sobre a área carbonática Tamanduá-João Rodrigues, devido provavelmente ao predomínio das ocorrências de arenito ao longo das vertentes dos vales principais. Na área carbonática São Desidério-Beleza essa zona ocorre somente próximo a cristas de divisores de água principais, onde o arenito é o litotipo predominante.

Figura 5.27 - Imagem de satélite SRTM detalhando características do relevo sobre a zona de carste coberto na área carbonática Tamanduá-João Rodrigues. Localização da imagem conforme polígono 6 da Figura 5.19. As curvas de nível possuem 5 m de espaçamento vertical. Ao centro da imagem ocorre uma drenagem segmentada sobre arenito, com dolinas alongadas segundo o eixo principal da drenagem (ponto LSD-11). Na base das depressões pode ocorrer exposição de rochas carbonáticas, onde se instalam sumidouros discretos (ponto LSD-09).

Figura 5.28 – Dolina sobre arenito, com vertentes apresentando gradiente suave e blocos de silcrete (primeiro plano). No fundo da depressão ocorre exposição da rocha carbonática com sumidouro (centro da foto). Foto: Fernando Laureano.

Dolinas de abatimento com até 800 m em seu eixo maior, 150 m no eixo menor e 30 a 60 m de desnível podem ser observadas na zona de carste coberto. Essas depressões profundas e com paredes escarpadas se instalam acima de volumosas redes de cavernas que atravessam o maciço carbonático recoberto por arenito. Ao longo das escarpas dessas dolinas ocorrem rochas carbonáticas, enquanto seus limites externos são dominados por arenito (Figura 5.29). Dentre elas podem ser citadas a dolina da Lagoa Azul, onde ocorre a gruta do Catão, a dolina do sumidouro do João Baio, a dolina do Buraco do Inferno da Sucupira e a dolina do Buraco do Inferno da Lagoa do Cemitério, que permite acesso a caverna homônima (Figura 5.30). Assim como ocorre para a zona de carste exposto, a profundidade máxima das dolinas de abatimento aparentemente é subestimada pelos MDE e cartas topográficas, que reconhecem desníveis máximos da ordem de 48 m na zona de carste coberto.

Figura 5.29 – Dolinas de abatimento com acesso à cavernas do alinhamento João Rodrigues: A – dolina do Buraco do Inferno da Gruta da Sucupira; B – dolina do Buraco do Inferno da Lagoa do Cemitério; C – dolina da Lagoa Azul. Os limites externos dessas dolinas são recobertos pelo arenito cretáceo, enquanto as escarpas verticais expõem calcário neoproterozoico. Fotos: Lucas Godinho.

Figura 5.30 - Imagem de satélite SRTM detalhando características do relevo sobre a zona de carste coberto na área carbonática São Desidério-Beleza. Localização da imagem conforme polígono 2 da Figura 5.19. As curvas de nível possuem 10 m de espaçamento vertical. Ao centro da imagem ocorrem dolinas de abatimento sobre arenito, alinhadas segundo a direção ENE-WSW. A escarpa dessas dolinas é vertical e expõe rochas carbonáticas e suas profundidades são subestimadas pelo MDE gerado a partir de imagem SRTM. Na base das depressões ocorrem cavernas volumosas, cujos condutos principais também se alinham segundo a direção ENE-WSW.

5.2.5 Zona de poljes de contato

É caracterizada por depressões fechadas com grandes dimensões em área que segmentam o leito do rio Tamanduá. A área individual dessas bacias varia entre 11 e 49 km² e seus flancos são dominados por arenito. Geralmente nos pontos mais baixos ao longo do talvegue ocorrem sumidouros onde a rocha carbonática é exposta, raramente dando acesso a cavernas. Todas as suas redes de drenagens são intermitentes e os divisores que segmentam essas bacias são em geral sutis, com profundidade média da ordem de 5 m, podendo chegar a no máximo 15 m. O eixo principal das drenagens é caracterizado por amplas planícies recobertas por sedimentos aluvionares, com largura que varia entre 1 a 2 km. Tais feições são muito similares à vales cegos, exceto pelas grandes dimensões e pela presença de leito plano recoberto por sedimentos, que as caracterizam como poljes, seguindo a classificação de Ford & Williams (2007). A zona de poljes de contato ocorre somente dentro da área carbonática Tamanduá-João Rodrigues.

Como exemplos dessas feições podem ser citados o sumidouro do Poço da Pedra, o sumidouro Capim de Raiz, o sumidouro da Água Branca e o sumidouro do Mozondó (Figura 5.15 e Figura 5.16). Todos os divisores de água que delimitam esses poljes puderam ser

corretamente identificados a partir de curvas de nível de 1 m de espaçamento, geradas a partir de imagens SRTM. A única caverna conhecida dentro dessa zona é a gruta Poço da Pedra e, no geral, toda a área carbonática Tamanduá-João Rodrigues possui poucos pontos de acesso à rede de condutos subterrâneos, provavelmente devido à presença de coberturas aluvionares ao longo das drenagens principais e à abundância de arenito sobre as vertentes e topo dos morros.

5.2.6 Outras feições de relevo

Aqui serão descritas algumas feições de relevo importantes do carste de São Desidério que ocorrem dentro de não apenas uma das zonas anteriormente descritas ou até mesmo fora das mesmas. A descrição dessas feições é importante para as discussões posteriores a respeito da evolução do relevo e dos sistemas de cavernas dentro da área de estudo.

Uma dessas feições consiste em um paleovale situado entre o rio João Rodrigues e o rio da Boa Sorte (Figura 5.31). Essa interpretação parte da evidência de que os vales desses dois rios se encontram alinhados na direção N-S, de modo que o divisor de águas entre eles preserva as encostas de uma antiga drenagem com ao menos 1 km de largura, que estabelece uma continuidade entre ambos os vales. Isso indica que provavelmente o rio João Rodrigues já teve continuidade para N até o rio da Boa Sorte, integrando uma mesma drenagem e um mesmo vale.

É importante observar que sobre o divisor de águas dessas duas drenagens atuais aflora arenito, ao contrário do que é indicado pelo mapa geológico em escala 1:1.000.000, que mostra uma faixa contínua de carbonatos (Figura 5.1). Algumas bases cartográficas disponibilizadas por órgãos oficiais, tais como a Agência Nacional de Águas (ANA) e o Serviço Geológico Brasileiro (CPRM), também ignoram a existência desse divisor de águas e do sumidouro do rio João Rodrigues, conectando erroneamente o fluxo atual desse rio com o da Boa Sorte, através de um canal com direção N-S. Dentre as bases cartográficas consultadas, apenas aquelas produzidas pelo Exército Brasileiro reconhecem a existência de um divisor entre esses dois cursos d'água.

Figura 5.31 – Hipsometria gerada a partir de imagem SRTM detalhando o relevo na região dos rios João Rodrigues e Boa Sorte. Localização da imagem conforme polígono 5 da Figura 5.19. As curvas de nível possuem 10 m de espaçamento vertical. O ponto NSD-05 indica a nascente do rio João Rodrigues, cujo fluxo segue para NW pela drenagem em superfície e provavelmente inflete para SW após ser captado por um sumidouro, indo rumo ao ponto CT-42, que corresponde a Lagoa Azul e a gruta do Catão. O ponto NSD-21 representa uma das nascentes do rio da Boa Sorte, com fluxo para norte. O ponto CT-106 indica um divisor de águas no povoado Cabeceira, onde aflora arenito e pode-se observar um paleovale de direção N-S que interliga as duas bacias fluviais (João Rodrigues e Boa Sorte).

Uma vez que o sentido de fluxo do rio João Rodrigues provavelmente se dava originalmente para norte, o desvio da sua rota para SW provavelmente tem relação com uma captura fluvial exercida a partir da instalação do alinhamento de cavernas João Rodrigues, que supostamente dirige esse fluxo para o rio São Desidério, conforme já sugerido por Godinho e Pereira (2013) e Pereira et al. (2018), sem no entanto reconhecerem a existência de um paleovale, que por sua vez é uma proposta inédita da presente pesquisa. Essa interpretação é suportada pela diferença de elevação que existe entre os leitos dos rios São Desidério e João Rodrigues (Figura 5.3), de modo que existe uma diferença de potencial hidráulico significativa, da ordem de 100 m de desnível, capaz de formar sistemas de condutos conectando esses dois rios. O fato de existirem extensas cavernas para onde provavelmente a vazão do rio João Rodrigues é conduzida também corrobora essa interpretação. Mais detalhes sobre as possíveis rotas de fluxo do rio João Rodrigues serão discutidos no capítulo seguinte.

Outras feições que merecem destaque são as dolinas sobre arenito que ocorrem na área carbonática coberta Vereda de Cocos, que por sua vez não foi contemplada pela análise detalhada e zoneamento de relevo. Essas depressões ocorrem próximas ao leito da vereda de

Cocos e podem ser divididas em dois tipos principais, sendo o primeiro com gradiente suave, diâmetro da ordem de 500 m e desnível de 20 m, como no caso da Lagoa da Taboa (Figura 5.32), e o segundo com encostas relativamente mais inclinadas, diâmetro da ordem de 100 m e desnível de 15 m, como ocorre com a Lagoa do Barroão e depressões vizinhas (Figura 5.33 e Figura 5.18).

Figura 5.32 – Imagem de satélite SRTM detalhando características do relevo na área carbonática coberta Vereda de Cocos. Localização da imagem conforme polígono 8 da Figura 5.19. As curvas de nível possuem 10 m de espaçamento vertical. A dolina Lagoa da Taboa é indicada pelo ponto LSD-19. No centro da imagem observa-se o leito da vereda de Cocos, com largura que varia entre 1 a 2 km, e no canto direito inferior observam-se as cristas de morros sobre arenito, alinhadas segundo ENE-WSW.

De acordo com o mapa geológico (Figura 5.1) essas feições ocorrem inteiramente sobre arenito, sendo que em campo foi possível constatar também que a única rocha aflorante no entorno, vertentes e fundo das dolinas de fato é o arenito, com ocorrência de crostas de silcrete em blocos soltos. No entanto, o perfil geológico da Figura 5.17 mostra que no alto curso da vereda de Cocos, próximo à Lagoa da Taboa, o topo das rochas carbonáticas encontra-se muito próximo da superfície. Já em seu médio e baixo curso, próximo à Lagoa do Barroão, a espessura do arenito pode chegar a mais de 100 m. Assim, é interessante notar que as diferenças morfológicas das dolinas em arenito coincidem com mudanças significativas na espessura das camadas de arenito.

Figura 5.33 - Imagem de satélite SRTM detalhando características do relevo na área carbonática coberta Vereda de Cocos. Localização da imagem conforme polígono 7 da Figura 5.19. A dolina Lagoa do Barroão é indicada pelo ponto LSD-17, próxima da qual ocorrem diversas outras dolinas com planimetria circular e que se alinham a drenagens intermitentes. O leito da vereda de Cocos é indicado pelo ponto LSD-16.

5.2.7 Morfometria

Os parâmetros morfométricos analisados permitem realizar algumas comparações entre as zonas morfológicas identificadas (Tabela 5.1). A zona de carste exposto apresenta os menores valores de área média e perímetro médio das depressões e maior valor de densidade de depressões em comparação com as demais zonas, o que é condizente com o processo de segmentação de drenagens sobre rochas solúveis. A zona de carste coberto e a zona de contato possuem diversos atributos similares, como área e perímetro médio e densidade das depressões, o que talvez se relacione ao fato de ambas apresentarem arenito nos flancos das suas bacias de captação. A densidade dessas últimas duas zonas é significativamente menor se comparadas à zona de carste exposto, indicando que possivelmente a presença do arenito inibe o processo de segmentação de drenagens em superfície. A zona de carste coberto possui profundidade máxima das dolinas muito acima da zona de contato pois na primeira ocorrem grandes dolinas de abatimento associadas à sistemas de cavernas que atravessam o maciço carbonático recoberto por arenito. A zona de poljes de contato é aquela com maiores valores de área e perímetro médios de depressões, assim como menor densidade de depressões, se comparada com todas as demais zonas. Nota-se também que a hierarquia média de drenagens na zona de

poljes de contato é significativamente maior do que em todas as outras zonas, possivelmente devido à maior área que permite o desenvolvimento de redes de drenagem mais maduras. Já a zona fluvial aparentemente possui parâmetros de área e perímetro intermediários entre a zona de carste exposto, zona de contato e zona de carste coberto, possivelmente pelo fato das redes de drenagem tributárias na zona fluvial se desenvolverem tanto sobre calcário como sobre calcário e arenito.

Considera-se aqui que as comparações acima apresentadas, com base em critérios morfométricos relativamente simples, permitiram identificar características particulares para cada uma das zonas de relevo identificadas. Desse modo, é possível distinguir os diferentes tipos de relevo da região do carste de São Desidério com base em parâmetros morfométricos, validando assim o zoneamento aqui proposto. Mais parâmetros podem ser analisados futuramente, com vistas a comparar os dados aqui produzidos com outras áreas cársticas no Brasil e no mundo.

Tabela 5.1 – Principais parâmetros morfométricos analisados para as zonas de relevo no carste de São Desidério, com base em imagens SRTM, imagens de satélite LANDSAT e bases topográficas do BDGEx. Abreviações: σ – desvio padrão; dep. – depressão.

Parâmetros	Zona fluvial	Zona de contato	Zona de carste exposto	Zona de carste coberto	Zona de poljes
Área total das bacias/depressões (km ²)	145.1	215.1	94.1	373.7	144.0
Área média das bacias/depressões (km ²)	1.4	2.2	0.7	2.1	36.0
σ área das bacias/depressões (km ²)	2.0	2.7	0.7	2.2	15.2
Perímetro médio das bacias/depressões (km)	5.0	6.2	3.4	5.9	31.7
σ perímetro das bacias (km)	3.4	3.5	1.7	3.4	9.1
Hierarquia média de drenagens	1.4	1.9	1.4	1.3	2.5
Número de depressões poligonais	-	99	136	176	4
Densidade de depressões (dep./km ²)	-	0.5	1.4	0.5	0.03
Profundidade média das depressões (m)	-	3.1	3.4	2.9	5.0
Profundidade máxima das depressões (m)*	-	25	27	48	15

Os gradientes de relevo ao longo de alguns rios principais na área de estudo também foram medidos e, apesar de não trazerem significado para a comparação entre as diferentes

zonas de relevo, são dados importantes para a discussão futura a respeito dos processos erosivos de superfície e da história de evolução de sistemas de cavernas no carste de São Desidério.

O gradiente de relevo ao longo da vereda de Cocos, que consiste no trecho com leito seco a montante do rio São Desidério (Figura 5.1, Figura 5.4), equivale a 0,0034 (0,3%). Esse dado expressa o baixo gradiente do canal sobre a superfície do planalto onde aflora o arenito (Figura 5.17). No caso do rio São Desidério, o gradiente de relevo possui valor de 0,013 (1,3%), mostrando um aumento significativo da inclinação em terrenos dominados por calcário. No trecho do rio Grande, que consiste na continuação a jusante do rio São Desidério, após a confluência com o rio das Fêmeas, o gradiente de relevo diminui para 0,0011 (0,1%), o mais baixo da seção, onde ocorrem as planícies aluviais atuais, assim como uma superfície erosiva sobre depósitos detrítico-lateríticos (Figura 5.1).

O rio do Nado em seu baixo curso corre predominantemente sobre calcário, com gradiente de relevo de 0,0094 (0,9%), enquanto que no médio e alto curso, a montante do seu *knickpoint*, o gradiente possui valor de 0,0015 (0,1%) (Figura 5.6). O rio Tamanduá, entre sua cabeceira no alto curso da pederneira de Limoeiro e a nascente do rio João Rodrigues, possui gradiente de relevo de 0,0016 (0,1%), valor similar ao do alto curso do rio do Nado e da vereda de Cocos.

Assim, nota-se que os rios que correm sobre o planalto recoberto por arenitos e sobre as extensas planícies aluviais mais a jusante possuem gradiente de relevo sempre em torno de 0,003 a 0,001 (0,1 a 0,3 %), sendo esses os trechos com menores valores de inclinação ao longo do perfil de equilíbrio fluvial. Já os rios que correm sobre calcário, a jusante dos *knickpoints* principais, possuem gradiente maior do que esses últimos, variando entre 0,009 e 0,013 (cerca de 1%).

5.3 Inventário de Nascentes

O inventário de nascentes nas áreas carbonáticas São Desidério-Beleza e Tamanduá-João Rodrigues permitiu a identificação de 21 nascentes intermitentes e 22 nascentes perenes, que por sua vez ocorrem tanto sobre calcário como arenito (Figura 5.34). As informações gerais do cadastramento de nascentes encontram-se apresentadas na Tabela 5.2 e Tabela 5.3. Algumas informações obtidas durante esse cadastramento e inventário permitiram a identificação de possíveis pontos de recarga e descarga para alinhamentos de cavernas na área de estudo e que

serão importantes para discussões futuras sobre a evolução dos sistemas de cavernas e a evolução do relevo cárstico.

Quanto à sua localização, ou sistema aquífero ao qual suas descargas se associam, aparentemente ocorrem dois tipos de nascentes dentro da área de estudo, de modo que elas podem estar associadas ao sistema aquífero poroso Urucuia (arenito), ou ao sistema aquífero cárstico Bambuí (calcário). As nascentes que ocorrem sobre arenito geralmente estão próximas ao contato com o calcário sotoposto, podendo drenar diretamente para vales cegos ou meio-vales cegos, como ocorre no caso da nascente do Capim Branco (NSD-17). Quando ocorrem muito próximas aos níveis de base locais, em elevações menores, a água de descarga das nascentes corre em superfície até os rios principais, sendo essa a situação mais comumente encontrada. Em alguns casos, nascentes em arenito são encontradas muito acima do contato com o calcário, em drenagens não segmentadas, que vertem suas águas em superfície diretamente para os rios locais, como no caso das nascentes do córrego dos Cazuza e povoado do Olho D'água das Marias (NSD-01, NSD-02 e NSD-03). A vazão média estimada das nascentes em arenito é de $0,002 \text{ m}^3/\text{s}$, ao final do período seco. Essa estimativa se baseia em avaliações visuais realizadas durante o inventário, sendo, portanto, semi-quantitativa.

As nascentes cársticas quase sempre ocorrem próximas aos níveis de base locais, representados pelos rios São Desidério e Nado. Algumas nascentes sobre calcário ocorrem em cotas elevadas, próximas ao contato com o arenito, e vertem suas águas para vales cegos, como é o caso das nascentes do povoado Manoel Lopes (NSD-18 e NSD-19). Um caso importante, que será melhor descrito no capítulo referente à drenagem subterrânea, é o da nascente do rio João Rodrigues (NSD-05), que ocorre no leito do rio homônimo, mas tem seu fluxo supostamente capturado por cavernas. A descarga final desse possível sistema de cavernas se dá no rio São Desidério, através da nascente cárstica do Poço do Surubim (NSD-04, Figura 5.35), que por sua vez consiste na nascente com a maior vazão dentro da área de estudo (média de $0,95 \text{ m}^3/\text{s}$). A nascente do sumidouro do João Baio (NSD-06) representa um ponto intermediário dessa suposta rota de fluxo, que ocorre no interior de uma dolina de abatimento. A vazão média estimada das nascentes cársticas para o período seco é de $0,25 \text{ m}^3/\text{s}$, duas ordens de grandeza maior do que as vazões do aquífero poroso. Essa estimativa foi feita visualmente durante o inventário, sendo que para os pontos NSD-04, NSD-05 e NSD-06, que correspondem às maiores nascentes cársticas da área de estudo, os valores de medição de vazão com micromolinetes foram extraídos do trabalho de Hidrovia (2012).

Tabela 5.2 – Dados gerais das nascentes perenes cadastradas. * Vazões estimadas visualmente (semi-quantitativo) para o final do período seco, entre setembro e outubro de 2016. Para os pontos NSD-04, NSD-05 e NSD-06 os valores de vazão medidos com micromolinete foram extraídos de Hidrovia (2012). Abreviações: córr.: córrego; pov.: povoado.

Ponto	Local	utm E	utm N	elev. (m)	Litotipo	Vazão (m³/s)*
NSD-01	córr. dos Cazuza	512010	8623776	703	Arenito	0.0015
NSD-02	Olho D'água das Marias	513794	8625008	643	Arenito	0.00005
NSD-03	Olho D'água das Marias	513532	8624218	669	Arenito	0.0017
NSD-04	Poço do Surubim	505267	8628232	554	Calcário	0.95
NSD-05	rio João Rodrigues	516632	8630926	616	Calcário	0.76
NSD-06	Sumidouro do João Baio	511737	8632032	673	Calcário	0.82
NSD-07	pov. Canabravão	515535	8627434	550	Calcário	0.001
NSD-08	pov. Canabravão	517225	8626112	697	Arenito	0.00001
NSD-09	pov. Canabravão	517915	8626194	-	Arenito	0.00001
NSD-10	pov. Canabravão	518407	8626208	630	Arenito	0.0015
NSD-11	pov. Canabravão	517494	8626586	642	Arenito	0.0002
NSD-12	pov. Canabravão	517683	8626430	606	Arenito	0.0001
NSD-13	pov. Canabravão	517802	8626502	644	Arenito	0.001
NSD-15	pov. Ponte de Pedra	505025	8634278	541	Calcário	0.0015
NSD-16	pov. Ponte de Terra	504806	8634062	541	Calcário	0.001
NSD-17	pov. Capim Branco	500084	8622374	642	Arenito	0.001
NSD-18	córr. Capim Branco	500845	8623170	597	Calcário	0.00001
NSD-19	pov. Manoel Lopes	503050	8622140	597	Calcário	0.004
NSD-21	pov. Cabeceira	515464	8637454	626	Calcário	0.00002
NSD-22	córr. Catolândia	517190	8638884	639	Arenito	0.01

Um grande número de nascentes cársticas intermitentes ocorre ao longo da margem direita do rio São Desidério, predominantemente na base das escarpas de calcário que definem o cânion, permitindo acesso a redes de condutos com direção principal perpendicular à orientação do rio tronco (Figura 5.34 e Figura 5.36). As informações gerais do cadastramento dessas nascentes encontram-se apresentadas na Tabela 5.3. Blocos desprendidos das escarpas verticais por vezes formam grandes acúmulos de detritos na base desses paredões, bloqueando o acesso a cavernas associadas a nascentes intermitentes. Próximo ao contato entre arenito e calcário, blocos de arenitos rolados podem ser encontrados nos canais escavados pela descarga das nascentes, que por sua vez seguem até os rios principais, como o São Desidério e o Nado. Depósitos de tufas carbonáticas por vezes se desenvolvem de forma expressiva ao longo desses canais intermitentes, a exemplo do ponto CT-21, que corresponde a uma nascente intermitente (Tabela 5.3)./

Figura 5.34 – Mapa de inventário de nascentes nas áreas carbonáticas São Desidério-Beleza e Tamanduá-João Rodrigues. Notar a grande quantidade de nascentes intermitentes ao longo do rio São Desidério, que ocorrem na base das escarpas de calcário que definem as paredes do cânion. Mapa geológico extraído de Souza et al. (2004).

Figura 5.35 – Nascente cárstica do Poço do Surubim ao final da estação seca, com águas límpidas. A nascente ocorre na base da escarpa de calcário, a poucos metros de distância do rio São Desidério, que por sua vez apresenta águas turvas. Foto: Lucas Godinho.

Tabela 5.3 – Dados gerais das nascentes intermitentes cadastradas. Todas encontravam-se inativas ao final do período seco entre setembro e outubro de 2016.

Ponto	Local	utm E	utm N	elev. (m)	Litotipo
NSD-14	pov. Ponte de Terra	505133	8634388	531	Calcário
NSD-20	pov. Olho D'água	507056	8625204	531	Calcário
CT-13	rio São Desidério	504042	8629722	513	Calcário
CT-15	rio São Desidério	505812	8627356	516	Calcário
CT-21	rio São Desidério	507588	8623772	535	Calcário
CT-22	rio São Desidério	507548	8623634	564	Calcário
CT-62	rio São Desidério	505851	8627372	524	Calcário
CT-63	rio São Desidério	505518	8627748	513	Calcário
CT-64	rio São Desidério	505350	8628130	511	Calcário
CT-65	rio São Desidério	505078	8628660	506	Calcário
CT-66	rio São Desidério	504127	8630154	475	Calcário
CT-67	rio São Desidério	503973	8630732	510	Calcário
CT-68	rio São Desidério	503900	8631170	508	Calcário
CT-77	pov. Tabocal	500834	8623054	592	Calcário
CT-91	rio São Desidério	505063	8628434	519	Calcário
CT-92	rio São Desidério	504599	8628852	514	Calcário
CT-93	rio São Desidério	504131	8629232	531	Calcário
CT-95	rio São Desidério	503969	8629618	526	Calcário
CT-96	rio São Desidério	503318	8631214	520	Calcário
CT-116	grutão da Beleza	508981	8625336	566	Calcário
CT-130	gruta do Riacho Seco	508643	8625224	611	Calcário
CT-168	paredão da Palmeira	504083	8630426	506	Calcário
CT-170	rio São Desidério	505895	8627173	505	Calcário

Nascentes intermitentes também ocorrem como surgências a partir do solo e sedimento areno-argiloso na planície de inundação do rio São Desidério, formando áreas alagadas com poucos metros de raio, onde se depositam finas crostas de carbonato de cálcio após a evaporação da água estagnada desses empoçamentos (ponto CT-170).

A maioria dessas nascentes cársticas intermitentes são aqui interpretadas como a reativação de condutos em elevação superior durante períodos de subida do N.A., em decorrência do extravasamento do volume de água aportado por rotas de condutos inferiores, caracterizando assim nascentes do tipo ladrão (*overflow springs*). Durante o período seco, esses ladrões permanecem hidrologicamente inativos.

Figura 5.36 – Seções esquemáticas com exemplos de nascentes intermitentes associadas à cavernas próximas ao povoado da Beleza de Cima, nos pontos CT-21 (acima) e CT-22 (abaixo). A escala horizontal é igual à vertical.

Nascentes cársticas aluvionadas também ocorrem na área de estudo e possuem um significado importante do ponto de vista da evolução dos sistemas de cavernas em relação a oscilações do nível de base, conforme será discutido em outro capítulo. Uma nascente cárstica aluvionada consiste em um ponto de surgência associado à uma rota de fluxo de condutos que foi completamente assoreada por aggradação sedimentar (e.g. Palmer, 2007).

A interpretação da ocorrência de nascentes aluvionadas na área de estudo se baseia nas seguintes evidências: (i) ocorrência de surgências com teores elevados de carbonato de cálcio (deposição de crostas) com descarga a partir de solo e sedimentos inconsolidados da planície aluvial e terraço fluvial do rio São Desidério; (ii) presença de cavernas próximas ao nível de base local, cuja descarga não se dá através de nascentes na encosta dos morros, mas sim sob o leito sedimentar do rio São Desidério.

A gruta do Olho D'água possui um rio ativo e perene em seu interior, com vazão estimada da ordem de $0,01 \text{ m}^3/\text{s}$, sendo que a descarga desse canal subterrâneo se dá diretamente sob o leito do rio São Desidério, o que caracteriza uma nascente aluvionada. Essa constatação não parte de uma observação direta da surgência sob o leito do rio, o que seria de difícil percepção

sem o uso de métodos de medição de vazão precisos, já que a vazão do rio São Desidério é cerca de duas a três ordens de grandeza maior do que a do rio subterrâneo da gruta Olho D'água. No entanto, essa caverna ocorre próxima à margem esquerda do rio São Desidério, sendo que não há qualquer ponto ou zona de surgência de água nas encostas abaixo da cota do seu rio subterrâneo, conforme constatado durante o inventário de nascentes realizado para a presente pesquisa, assim como pelos relatos de moradores locais, que também desconhecem qualquer nascente perene nas proximidades. Assim, como o fluxo d'água subterrânea obedece a diferença de potencial hidráulico, sendo que a água se desloca de um ponto de maior potencial para outro com menor potencial, a descarga deve se dar no nível de base local, o rio São Desidério, e não havendo nascentes em superfície emersa, por exclusão, a descarga só pode se dar sob o leito sedimentar do rio (Figura 5.37).

Existe, no entanto, uma nascente intermitente próxima à caverna acima citada, denominada como nascente Olho D'água, que possivelmente possui conexão hidráulica (não comprovada) com essa mesma caverna. No entanto, sendo o fluxo dessa nascente intermitente, ativo somente após eventos de chuva muito expressivos (nascente do tipo ladrão), sua descarga não pode ser utilizada como solução para o problema da gruta Olho D'água, já que seu rio subterrâneo é perene. Assim, a descarga d'água associada à essa caverna deve se dar por meio de uma nascente aluvionada, já que não há outros pontos de surgência que possam invalidar essa hipótese. Mais detalhes sobre o mapa geológico e a rota de fluxo da Gruta Olho D'água serão apresentados em capítulo posterior.

A ocorrência de surgências intermitentes de água carbonatada a partir da planície aluvial e terraço fluvial do rio São Desidério, conforme já mencionado anteriormente (ponto CT-170), também são evidências da presença de nascentes aluvionadas. Os altos teores de cálcio, evidenciados pela deposição de crostas carbonáticas após a evaporação dos empoçamentos associados à essas nascentes, indicam que provavelmente há sistemas de condutos que aportam água diretamente sob os terraços fluviais do rio São Desidério, assim como da sua planície de inundação. Para que isso ocorra, nascentes antigas do tipo ladrão teriam que ser soterradas por depósitos sedimentares mais recentes.

A (Figura 5.38) apresenta um modelo esquemático conceitual que resume as rotas de fluxo e a ocorrência de nascentes intermitentes na área de estudo.

Figura 5.37 – Seção esquemática demonstrando a relação entre o fluxo perene da gruta do Olho D'água e sua descarga no leito do rio São Desidério

Figura 5.38 – Modelo esquemático conceitual de fluxo associado à ocorrência de nascentes intermitentes na área de estudo.

5.4 Seção Geofísica no Rio São Desidério

Foi levantada uma seção geofísica pelo método de sondagem elétrica vertical (SEV) com cerca de 146,5 m de extensão sobre o rio São Desidério, com direção perpendicular ao canal do mesmo, próximo ao local da nascente do Poço do Surubim. A partir dos dados de eletrorresistividade, foi interpretada uma seção geológica, indicando a espessura dos depósitos fluviais e o topo rochoso da Fm. São Desidério (Figura 5.40). A seção se prolonga pela planície de inundação do rio e por um nível de terraço fluvial à sua margem direita, situado a cerca de 6 m acima do leito fluvial atual.

Os gráficos da Figura 5.39 mostram os resultados obtidos para cada estação de medição, onde $AB/2$ (m) equivale à profundidade investigada, e ρ ($m\Omega$) indica a resistividade aparente medida em campo. As inflexões nas curvas dos gráficos, identificadas com auxílio do *software* IPI2win, apontam mudanças significativas no comportamento da variação de ρ pela

profundidade, indicando prováveis mudanças de ambiente e litologia. Para as SEV realizadas, normalmente os valores de ρ tendem a diminuir com o aumento da profundidade ao longo da primeira camada geológica, interpretada como solo e sedimentos aluvionares, cuja espessura varia entre 4,5 e 7 m. O topo dessa camada é definido pela zona insaturada, com 1,3 a 3,5 m de espessura, para a qual a curva do gráfico inicialmente apresenta menor inclinação. Ao atingir o topo do N.A. os valores de ρ tendem a apresentar uma diminuição mais acentuada, que caracteriza uma inflexão na curva do gráfico. A espessura da zona saturada varia entre 2 e 4,2 m. Os valores de ρ seguem então uma tendência de aumento abrupto com o aumento da profundidade a partir do topo rochoso, cuja profundidade varia entre 4,5 e 7 m. A rocha é aqui interpretada como calcário, uma vez que a mesma aflora em escarpas nas duas margens do rio. O topo do nível d'água ao longo da seção tende a convergir para o canal fluvial, como esperado.

A seção da Figura 5.40 mostra que o entalhamento máximo do rio São Desidério atingiu a cota aproximada de 439 m. A espessura máxima dos depósitos aluvionares, que pode ser medida pela diferença de elevação entre o ponto mais elevado do terraço fluvial e o ponto mais baixo do topo rochoso, é da ordem de 13 m. Esses dados sugerem que após o rio São Desidério entalhar seu próprio leito rochoso até a cota 439 m, houve uma tendência de agradaciação que gerou um preenchimento até no mínimo a cota de 452 m. Atualmente o canal fluvial entalha o próprio leito sedimentar, indicando retorno a uma tendência de erosão após a agradaciação.

Não é possível interpretar com base apenas nesta seção quantos eventos de preenchimento e erosão ocorreram ao longo da história do rio São Desidério, mas fica evidente que ocorrem oscilações do nível de base e que há pelo menos um período ou tendência de agradaciação sedimentar significativo. Esses ciclos de variação do nível de base local possuem um significado importante para a reconstrução da história de evolução das cavernas e do relevo no carste de São Desidério, conforme discutido previamente no item 2.3. Os dados obtidos a partir da seção geofísica no rio São Desidério serão utilizados durante as discussões de capítulos posteriores.

Figura 5.39 – Resultados obtidos pelas SEV em gráficos da distância AB/2 (m) pela resistividade aparente ρ ($m\Omega$). As principais inflexões nas curvas são indicadas pelos eixos verticais em azul e indicam mudança de ambiente. Abreviações: RMS – *root mean square* (erro); N – pontos de inflexão; h – variação da profundidade; d – profundidade; Alt – elevação com referencial 0 m na superfície.

Figura 5.40 – Perfil geológico interpretado a partir das SEV, com direção transversal ao rio São Desidério (sem exagero vertical). A posição das estações de sondagem elétrica vertical é indicada por “SEV”. A superfície do relevo foi levantada por métodos de topografia convencionais (bases representadas pelos círculos em vermelho). As elevações no perfil foram estimadas por meio de dados de posicionamento GNSS das cavernas próximas e dos gradientes de relevo medidos a partir da base de elevação do SRTM.

5.5 Classificação Textural e Química dos Litotipos

Foram selecionadas 20 amostras de rocha da Fm. São Desidério para classificação química a partir da análise de fluorescência de raios-X. Essas amostras foram coletadas tanto em afloramentos de superfície, principalmente ao longo das seções geológicas da Figura 5.8 e Figura 5.12, e no interior de diferentes cavernas, a fim de conferir representatividade espacial à análise. Para a classificação textural das rochas carbonáticas e siliciclásticas da área de estudo foram descritas 20 seções delgadas em microscópio petrográfico. As descrições e classificações são apresentadas abaixo. Ressalta-se que a petrologia não é o foco do presente estudo, de modo que as classificações de rocha aqui apresentadas visam apenas suportar algumas discussões a respeito da espeleogênese e evolução do relevo.

5.5.1 Classificação textural

Foram descritas sete amostras de rochas carbonáticas em microscópio, cuja composição mineral apresenta 95 a 98% de minerais carbonáticos e 2 a 5 % de cimentação por calcedônia. A porosidade primária ocupa cerca de 0,5 a 1% do volume das amostras. Como comparação, Peñaranda Salgado (2016) identificou um volume de porosidade primária na Fm. Sete Lagoas geralmente < 3%. A estrutura é predominantemente maciça dentro da escala de observação, ou com laminação incipiente, e a textura se apresenta com grãos espáticos recristalizados com diâmetro de 0,1 a 0,2 mm. A presença de *oncoids* e *ooids* é marcante e não ocorre matriz. Segundo Folk (1962) e Dunham (1962), essas rochas podem ser classificadas como ooespatito ou grainstone (Figura 5.41 A, B, C e D).

As rochas carbonáticas que apresentam grau de recristalização mais elevado, sem a preservação de *oncoids* ou *ooids*, são classificadas como espatito ou cristalino (Folk, 1962; Dunham, 1962), indicando uma ação mais acentuada do metamorfismo de baixo grau. Por vezes os cristais espáticos chegam a diâmetros entre 2 e 3 mm, observados em seção delgada, ou até 4 cm, observados em amostras de mão, possivelmente indicando ação hidrotermal. A abundância de *oncoids* e *ooids* sugere um ambiente de deposição plataformar raso, o que combina com as descrições e interpretações da literatura sobre a Fm. Lagoa do Jacaré, correlata à Fm. São Desidério (e.g. Iglesias e Uhlein, 2009). Algumas amostras apresentam intensas zonas de microfraturas preenchidas com cimento carbonático, que por vezes deformam grãos do arcabouço, sendo interpretadas como ação de falhamentos locais. Cimento avermelhado interpretado como óxido-hidróxidos de ferro por vezes reveste os grãos do arcabouço.

Localmente a estrutura se mostra laminada e crenulada, sendo esse um possível indício da presença de estromatólitos pré-cambrianos.

Foram descritas em microscópio duas amostras retiradas de camadas pelíticas intercaladas ao calcário. Nelas a estrutura é laminada e intercalam-se lâminas hora mais finas (fração argila), hora mais grossas (fração silte). Predominam filossilicatos (60%), seguidos de carbonatos (20%), quartzo (15%) e minerais opacos (5%). Os minerais opacos possuem habito cúbico e ocorrem disseminados na amostra, sendo interpretados como sulfetos, possivelmente pirita (Figura 5.41 E). Segundo a classificação de Pettijohn et al. (1972) e Pettijohn (1975) a rocha é um argilito. Apesar da presença significativa de minerais carbonáticos, a rocha não é classificada como marga para esses autores, pois precisaria de no mínimo 35% de minerais carbonáticos. No entanto, o termo marga também é empregado na literatura para se referir genericamente a calcários impuros ou pelitos com baixa concentração de carbonatos (e.g. Bates e Jackson, 1987).

As rochas siliciclásticas foram classificadas de acordo com Pettijohn et al. (1972). Duas amostras de arenito subarcóseo do Gr. Urucuia apresentam arcabouço bem selecionado na fração areia muito fina, com predomínio de grãos bem arredondados de quartzo (80%), seguidos de feldspato (5%), minerais opacos (2%) e hornblenda e piroxênio (2%). Ocorre cimentação por calcedônia (10%) entre os grãos e por óxido-hidróxidos de ferro (1%) ao redor dos mesmos. Os grãos do arcabouço se tocam em contatos côncavo/convexos e não ocorre matriz (Figura 5.41 F). O alto grau de seleção e arredondamento, associado ao ambiente continental de deposição, sugerem transporte eólico, o que concorda com as interpretações realizadas por Campos e Dardenne (1977a).

Quatro amostras de silcrete também foram descritas, sendo caracterizadas por grãos bem arredondados de quartzo no arcabouço (30 a 40%) na fração areia muito fina, encasacados por cimentação de sílica. Os grãos não se tocam e flutuam em cimento de calcedônia (60 a 70%), indicando imaturidade textural (Figura 5.41 H). A presença de grãos de quartzo na fração areia fina indica proveniência do Gr. Urucuia. Uma amostra de ferricrete foi descrita, com arcabouço formado por grãos muito bem arredondados a muito angulosos de quartzo (40%), completamente envoltos por cimentação de óxido-hidróxidos de ferro (60%), que por sua vez apresenta laminação concêntrica e espessura ao redor dos grãos do arcabouço de até 0,5 cm. Essas crostas são interpretadas como produto da intensa lixiviação e intemperismo durante a evolução da Superfície de Aplanamento Sul-Americana sobre os depósitos do Gr. Urucuia (Valadão, 1998).

Figura 5.41 – Microfotografias das lâminas de rocha descritas. A: espatito; B: ooespatito; C: detalhe de um *oncoid* e sua laminação irregular; D: ooespatito intensamente fraturado e com maior grau de deformação do arcabouço; E: marga, com destaque para mineral opaco cúbico interpretado como pirita, indicado pela seta; F: arenito subarcóseo; G: depósito de tálus ou paleosolo litificado; H: silcrete. Abreviações: nd - nicóis descruzados; nc - nicóis cruzados. Fotos: Lucas Godinho.

Quatro amostras de depósitos litificados nas encostas de poljes de contato foram descritas. O arcabouço é formado por grãos de quartzo bem arredondados a subangulosos (48%) com cimentação de óxido-hidróxidos de ferro ao seu redor (2%), enquanto a matriz é composta por material pelítico, isotrópico e floculado (50%). A rocha apresenta estrutura maciça e é sustentada pela matriz (Figura 5.41 G). Devido à sua imaturidade textural e ocorrência nas vertentes de depressões poligonais, é interpretada com um depósito de tálus ou paleossolo litificados.

5.5.2 Classificação química

As análises por fluorescência de raios-X (FRX) para classificação química dos litotipos foi realizada apenas para as rochas da Fm. São Desidério. Foram analisadas ao todo 20 amostras pertencentes à essa unidade geológica, dentre elas calcários, argilitos e margas, com distribuição espacial significativa dentro da área carbonática São Desidério-Beleza (Tabela 5.4, Apêndice A). Os dados brutos das análises por FRX são apresentados no Apêndice E.

Tabela 5.4 – Dados gerais das amostras analisadas por FRX na Fm. São Desidério. Abreviação - cav.: caverna.

Identificação	utm E	utm N	Localização
BAC-11 D	506728	8629097	cav. Graganta do Bacupari
BAC-16 B	506728	8629097	cav. Graganta do Bacupari
BAC-17 B	506728	8629097	cav. Graganta do Bacupari
BINF-B04 B	508066	8630170	cav. Bur. Inf. Lagoa do Cemitério
BINF-B05 B	508066	8630170	cav. Bur. Inf. Lagoa do Cemitério
CT-134	514475	8632576	amostra de superfície
CT-135	514502	8632654	amostra de superfície
CT-136 B	511760	8631953	amostra de superfície
CT-137	505439	8631260	amostra de superfície
CT-143 A	509406	8631323	amostra de superfície
CT-148 B	505267	8628232	amostra de superfície
CT-157 A	508693	8630470	amostra de superfície
ML-04 E	503220	8623188	cav. Manoel Lopes
ML-07 E	503220	8623188	cav. Manoel Lopes
ML-13 A	503220	8623188	cav. Manoel Lopes
ML-13 C	503220	8623188	cav. Manoel Lopes
NSD-05 B	516632	8630926	amostra de superfície
SOP-28 B	503697	8623809	cav. Buraco da Sopradeira
SOP-28 D	503697	8623809	cav. Buraco da Sopradeira
Sucupira B	512754	8632286	amostra de superfície

O gráfico da Figura 5.42 resume os resultados obtidos para a razão CaO/MgO de 19 amostras de rochas carbonáticas. Uma dentre as amostras analisadas por FRX não foi inserida

nesse gráfico (amostra BINF-B05 B), pois sua composição química não corresponde à de uma rocha carbonática, mas sim a um argilito ou marga. A Tabela 5.5 apresenta os critérios de classificação química aqui adotados para rochas carbonáticas, segundo Chilingar (1957). Observa-se pela Figura 5.42 que a maioria das amostras analisadas podem ser classificadas como calcário calcítico e calcário levemente dolomítico, enquanto apenas três amostras se enquadram no campo do calcário dolomítico.

Figura 5.42 – Gráfico de classificação de rochas carbonáticas para 19 amostras dentro da área de estudo segundo seus teores em porcentagem de CaO e MgO. Os campos indicados com os números 1, 2, 3 e 4 seguem a proposta de classificação de Chilingar (1957), de acordo com a Tabela 5.5. As legendas indicam as cavernas ou pontos de superfície onde as amostras foram coletadas.

Tabela 5.5 – Classificação para rochas carbonáticas de Chilingar (1957), de acordo com valores da razão CaO/MgO. As legendas indicam as classes de rocha para os campos do gráfico da Figura 5.42.

Classificação química	CaO/MgO	Legenda
calcário calcítico	> 105	1
calcário levemente dolomítico	105 - 60	2
calcário dolomítico	60 - 16	3
calcário altamente dolomítico	16 - 4,74	4

Para a maioria dos locais analisados aparentemente não há variações composicionais muito significativas, de modo que amostras extraídas de regiões relativamente distantes, tanto em superfície como dentro de cavernas, podem apresentar composição química muito similar. As variações composicionais mais significativas ocorrem em escala local, ao longo dos

diferentes estratos em um mesmo afloramento, como exemplificado pelos diferentes teores de MgO na gruta Manoel Lopes. De modo geral, os calcários da Fm. São Desidério são calcíticos e puros, com teores médios de impurezas da ordem de 2,3%. Atribui-se as ligeiras variações composicionais dessas rochas às mudanças no seu ambiente deposicional ao longo da estratigrafia, não sendo o objetivo da presente pesquisa detalhar tais processos.

Apenas uma amostra dentre as 20 analisadas por fluorescência de raios-X não está indicada no gráfico da Figura 5.42 pois foi classificada como argilito ou marga (amostra BINF-B05 B) e apresenta cerca de 47,7% de SiO₂, além de outros óxidos que provavelmente estão associados à presença de argilominerais. Essa amostra foi extraída de intercalações pelíticas na escarpa da dolina de abatimento que permite acesso à caverna Buraco do Inferno da Lagoa do Cemitério, para a qual as descrições petrográficas indicaram presença de sulfetos disseminados (Figura 5.41 E). Os teores de enxofre para essa mesma amostra são de 7.907 ppm, valor muito acima da média de 67,8 ppm para a maioria dos carbonatos analisados.

As descrições petrográficas indicaram que as impurezas no calcário consistem essencialmente em argilominerais. A fim de testar a relação entre a presença de enxofre nas amostras analisadas e o seu conteúdo em impurezas, foram somados os valores referentes à óxidos que potencialmente se associam com a presença de argilominerais, tais como SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, Na₂O e K₂O, e esse montante foi comparado com os valores de enxofre, conforme apresentado pelo gráfico da Figura 5.43. É importante ressaltar que os resultados obtidos para teores do elemento enxofre podem conter erros elevados e devem ser analisados com ressalva, uma vez que esse elemento se volatiliza com facilidade durante o ensaio de perda ao fogo (*Lost on Ignition* – LOI) para preparação das amostras.

Figura 5.43 – Teste de correlação entre teores de argilominerais e o elemento enxofre (S). O *outlier* representa a amostra de marga, com valores muito elevados de S e argilominerais (BINF-B05 B). O valor de $r = 0,98$ indica correlação positiva muito boa entre os parâmetros analisados.

O gráfico da Figura 5.43 mostra uma correlação muito boa ($r = 0,98$) entre os teores de argilominerais e o enxofre, indicando que provavelmente a presença de sulfetos disseminados está associada à presença de material pelítico siliciclástico. Considerando apenas as rochas carbonáticas na análise de correlação, de modo a desconsiderar o *outlier* que representa argilito ou marga, o valor de r é de 0,80, que por sua vez também é significativamente elevado. Mesmo com a baixa resolução esperada para os resultados do enxofre, a análise por fluorescência de raios-X pôde detectar teores mais elevados para esse elemento em rochas carbonáticas mais impuras, o que vai de acordo com as observações da petrografia e indica que esse dado possui significado geológico válido e coerente. Assim, pode-se esperar uma maior quantidade de sulfetos disseminados em sucessões carbonáticas onde margas e argilitos estão mais presentes. Os sulfetos disseminados, como por exemplo a pirita, podem ter implicações importantes para o tipo de acidez que promove a espeleogênese, conforme será discutido no capítulo seguinte.

5.6 Aspectos da Geologia Estrutural

Foram tomadas medidas de acamamento, foliação e fraturas nas rochas do Gr. Bambuí, a fim de representar algumas das principais características estruturais dessa unidade dentro da área de estudo, assim como obter parâmetros para compreender o possível controle estrutural sobre feições do relevo e a morfologia de condutos subterrâneos.

O estereograma da Figura 5.44, elaborado a partir do *software* Stereonet 10.0, apresenta as medidas de acamamento para o calcário na Fm. São Desidério, sendo possível observar um dobramento principal com flancos mergulhando para NW e SE, conforme representado pelo círculo máximo de direção N341 e mergulho com 86° para SW. O eixo geométrico da dobra possui direção N071 e mergulho de 4° para NE. As medidas mostram ainda que o acamamento possui uma componente importante de variação do rumo de mergulho para N e NE, enquanto o mergulho nos sentidos SE e SW são menos frequentes e tendem ocorrer em ondulações abertas e de baixo ângulo.

Em campo, observa-se que as dobras do calcário variam de inclinadas a normais em relação ao mergulho do plano axial, enquanto a linha de charneira é sub-horizontal. Quando inclinadas, as dobras se mostram assimétricas e abertas (padrão em “S” ou “Z”), com flancos longos mergulhando para NW e flancos curtos mergulhando para SE (Figura 5.45), enquanto as dobras normais tendem a ser simétricas e abertas (padrão em “M”). Esses padrões provavelmente indicam o posicionamento dessas dobras nos flancos e charneira do dobramento maior, respectivamente.

O mesmo padrão de dobramento pode ser observado nos metapelitos da Fm. Serra da Mamona, representado através do estereograma da Figura 5.46, também elaborado a partir do *software* Stereonet 10.0, onde os flancos do dobramento maior mergulham para NW e SE, conforme indicado pelo melhor ajuste do círculo máximo. O mesmo estereograma mostra ainda medidas de atitude do plano axial da foliação dobrada, com direções que variam entre N033 e N076 e mergulho entre 17° a 50° para NW. O mergulho dos planos axiais mostra que as dobras são inclinadas e, em campo, é possível observar o padrão assimétrico dos dobramentos, com flancos longos mergulhando para NW e flancos curtos mergulhando para SE. Os metapelitos encontram-se muito mais deformados do que os calcários, provavelmente pela maior proximidade com a faixa dobrada e a reologia mais plástica desse litotipo (Figura 5.47), de modo que se utiliza aqui o termo foliação e não acamamento para sua estrutura principal.

Figura 5.44 – Estereograma com a projeção polar de medidas de acamamento para a Fm. São Desidério (hemisfério inferior). n: número de medidas. O melhor ajuste para a superfície dobrada está representado pelo círculo máximo.

Figura 5.45 – Dobra inclinada e aberta em calcário da Fm. São Desidério, na dolina do Buraco do Inferno da Lagoa do Cemitério. O flanco longo da dobra, a direita na foto, mergulha para NW. Foto: Lucas Godinho.

Figura 5.46 – Estereograma com a projeção polar de medidas de foliação para a Fm. Serra da Mamona, assim como medidas de plano axial das dobras, representadas pelos círculos máximos de direção NE-SW (hemisfério inferior). n: número de medidas. O melhor ajuste para a superfície dobrada está representado pelo círculo máximo com direção NW-SE.

Figura 5.47 – Dobras assimétricas e fechadas em “S” no metapelite da Fm. Serra da Mamona, com flanco longo mergulhando para NW. Afloramento no corte de estrada da entrada de Catolândia. O padrão em “S” indica posição no flanco inferior do dobramento maior. Foto: Lucas Godinho.

Foram reconhecidas ao menos quatro famílias principais de fraturas na Fm. São Desidério (Figura 5.48), de modo que suas direções são N-S, E-W, NW-SE e ENE-WSW. As direções ENE-WSW e NW-SE das fraturas são paralelas às redes de drenagem regionais na bacia do rio

São Desidério, conforme comparação feita com dados de lineamentos estruturais levantados e interpretados por Nunes (2019) a partir de imagens SRTM. Posteriormente os dados estruturais aqui apresentados serão discutidos e comparados com dados da morfologia de condutos das cavernas do presente estudo.

Figura 5.48 – Diagrama em rosácea mostrando a frequência de direções de fraturas nos calcários da Fm. São Desidério. O diagrama inclui tanto as fraturas principais e mais ampliadas por dissolução observadas no interior de cavernas, quanto outras famílias de fraturas que não necessariamente exercem um controle principal sobre o desenvolvimento de condutos. n: número de medidas. Agrupamentos de medidas representados com 5° de intervalo.

6. DRENAGEM SUBTERRÂNEA E EVOLUÇÃO DE CAVERNAS

Neste capítulo serão apresentados os resultados referentes as características geológicas das cavernas estudadas no carste de São Desidério, com descrições relativas à morfologia da rede de condutos, estruturas geológicas, depósitos sedimentares de caverna, análises hidroquímicas e datações radiométricas. Esses dados serão analisados em conjunto aos resultados sobre geomorfologia cárstica, já apresentados anteriormente, a fim de propor um modelo que explique a origem e evolução dessas cavernas.

6.1 Cavernas Estudadas

Durante os trabalhos de campo foram visitadas cerca de 36 cavernas na região de São Desidério. A fim de realizar estudos geológicos detalhados, foi selecionado um conjunto de cavernas que pudesse ser representativo dessa área cárstica. Os critérios adotados para a seleção desse conjunto foram: a extensão das redes de condutos em cada caverna; a diversidade morfológica dos condutos; a presença e diversidade de depósitos sedimentares datáveis; a distribuição espacial das cavernas dentro da área de estudo; a relação genética e hidrológica entre essas cavidades (alinhamentos e possíveis sistemas de cavernas).

Assim, foram escolhidas 13 cavernas para estudos geológicos detalhados, atendendo aos critérios acima mencionados, que se agrupam ao longo de três alinhamentos de cavernas distintos, denominados como João Rodrigues, Manoel Lopes e Cânion da Beleza, seguindo o nome das localidades onde ocorrem (Tabela 6.1 e Figura 6.1) (Pereira et al., 2018; Rubbioli et al., 2019). As demais cavernas visitadas não foram selecionadas para estudo geológico de detalhe pois apresentam pequeno desenvolvimento horizontal e preservam apenas aspectos rudimentares da morfologia das redes de condutos.

Aqui será utilizado o termo alinhamento de cavernas ao invés de sistema de cavernas (sensu Ford e Williams, 2007) pois não existem, até o momento, estudos hidrogeológicos que possam confirmar que todas as cavernas de cada alinhamento possuem conexão hidráulica. No entanto, diversos indícios muito claros de prováveis conexões hidráulicas serão discutidos adiante, no âmbito da descrição de cada alinhamento de cavernas.

Figura 6.1 – Localização dos alinhamentos de cavernas estudados sobre imagem de satélite SRTM. A1 e A2: alinhamento João Rodrigues; B: alinhamento Manoel Lopes; C: alinhamento Cânion da Beleza. Os polígonos indicam a localização das imagens de detalhe que serão mostradas adiante neste capítulo.

Tabela 6.1 – Dados gerais das 13 cavernas estudadas em detalhe. P.H.: projeção horizontal. Dados de elevação obtidos a partir de posicionamento GNSS interligado a topografia convencional.

Caverna	P.H. (m)	utm E	utm N	elevação da entrada (m)	Litotipo
Abismo do Tabocal	1.146	501994	8623497	530	calcário
Buraco da Sopradeira	3.428	503697	8623809	591	calcário
Buraco do Inferno da Lagoa do Cemitério	4.710	508066	8630170	530	calcário
Garganta do Bacupari	3.790	506728	8629097	550	calcário
Gruta da Sucupira	1.945	513182	8632260	577	calcário
Gruta do Catão	160	514390	8632690	560	calcário
Gruta do Olho D'água	298	506966	8625134	498	calcário
Gruta do Sobrado	3.640	505390	8624558	515	calcário
Gruta Manoel Lopes	2.558	503220	8623188	571	calcário
Grutão da Beleza	202	508981	8625336	521	calcário
Grutas do Catão do Meio I e II	56	514332	8632722	591	calcário
Poço da Pedra	490	534175	8637108	612	calcário
Total	22.423				

6.2 Geoespeleologia

A seguir serão apresentados os resultados do mapeamento geológico de cavernas (ou mapeamento geoespeleológico) e outras observações pontuais de campo, com descrições dos principais aspectos litológicos e morfológicos das cavernas estudadas. Ao todo, a topografia somou 6.847 m ao longo de condutos subterrâneos, além de mais 6.545 m de linha de trena em superfície para conexão entre a topografia subterrânea e as bases posicionadas por meio do GNSS.

As elevações apresentadas nas seções verticais a seguir foram obtidas a partir da conexão da topografia convencional com o posicionamento preciso calculado com base em dados de receptores GNSS geodésicos. O erro médio em elevação alcançado pelo método de posicionamento relativo estático do GNSS foi de aproximadamente 4 cm, enquanto o erro médio de desnível das topografias realizadas foi de 0,5 m, calculado com base no fechamento de poligonais.

As cotas das entradas de cavernas obtidas pelo posicionamento GNSS e topografia convencional possuem uma diferença que varia entre 20 a 100 m se comparadas às cotas indicadas pelo MDE de imagens SRTM e por cartas topográficas. As maiores discrepâncias ocorrem quando a declividade do terreno é mais acentuada, como por exemplo no interior de dolinas de abatimento. Os grandes erros de elevação observados para o MDE e as cartas topográficas muitas vezes chegam a ser maiores do que o diâmetro médio dos condutos subterrâneos ou as distâncias entre diferentes patamares ou níveis de condutos, de modo que o seu uso pode inviabilizar algumas interpretações a respeito da evolução de sistemas de cavernas que dependam de dados de elevação precisos. Portanto, o uso do sistema GNSS, em conjunto com a topografia convencional, permitiu uma correlação precisa e confiável das características geológicas entre diferentes cavernas na área de estudo, se mostrando muito importante para o desenvolvimento desta pesquisa, como será discutido adiante.

6.2.1 Alinhamento de cavernas João Rodrigues

O alinhamento de cavernas João Rodrigues é supostamente integrado pela rota de fluxo d'água do rio homônimo, que possui tanto trechos em superfície como em subsuperfície. Suas cavernas ocorrem alinhadas segundo a direção ENE-WSW, com rios subterrâneos ativos que, em hipótese, drenam para o rio São Desidério. Dentre essas cavernas estão a Garganta do Bacupari, o Buraco do Inferno da Lagoa do Cemitério, a gruta da Sucupira, a gruta do Catão, a

gruta do Engenho Velho e a gruta do Poço da Pedra. Algumas dolinas de abatimento e poljes também ocorrem alinhados à essas cavernas, de modo que possivelmente são pontos de recarga e acesso direto ao rio subterrâneo João Rodrigues, a exemplo da dolina do sumidouro do João Baio, dolina do Buraco do Inferno da Gruta da Sucupira, dolina da Lagoa Azul, sumidouro da Água Branca, sumidouro Capim de Raiz e sumidouro do Mozondó.

Supõe-se que a rota de fluxo perene desse alinhamento se inicie na nascente cárstica do rio João Rodrigues, em superfície, seguindo até o sumidouro na gruta do Engenho Velho. A partir desse ponto de infiltração, o fluxo d'água provavelmente segue por redes de condutos com alguns trechos acessíveis (cavernas) no sentido WSW até a ressurgência do Poço do Surubim (Figura 6.2, Figura 6.4) (Rubbioli, 2004). Cavernas e sumidouros com fluxo intermitente se alinham ao longo do rio Tamanduá e, em hipótese, possuem conexão hidrológica com a nascente do rio João Rodrigues, motivo pelo qual esses pontos de infiltração são incluídos no mesmo alinhamento (Figura 6.3) (Hidrovia, 2012; Godinho e Pereira, 2013). O gradiente hidráulico entre a nascente do rio João Rodrigues e o Poço do Surubim é de 0,007 (0,7%).

Hidrovia (2012) realizou testes com traçadores corantes fluorescentes no alinhamento João Rodrigues, a fim de testar a conexão hidráulica entre cavernas desde o rio Tamanduá até a provável ressurgência final no Poço do Surubim, mas ainda sem sucesso. No entanto, a conexão hidráulica desse sistema é indicada por um balanço hidrológico (Hidrovia, 2012). Alguns trechos desse alinhamento já possuem conexão hidrológica determinada por espeleomergulho (Severo, 2016), como o trecho entre a ressurgência do Poço do Surubim e a caverna Garganta do Bacupari. Outras indicações de conexão hidráulica advêm de relatos de grandes variações de vazão naturais que ocorreram de maneira quase concomitante em diferentes trechos do alinhamento, como entre as cavernas Buraco do Inferno da Lagoa do Cemitério, sumidouro do João Baio e gruta do Catão (Morato & Cardoso, 2016; Morato, 2016), podendo ser consideradas como um tipo de teste de traçador por pulsos. No entanto, alguns trechos desse alinhamento não possuem conexão hidrológica comprovada. Para simplificação, os rios subterrâneos que ocorrem ao longo deste alinhamento de cavernas serão referidos genericamente como rio João Rodrigues.

As cavernas do alinhamento João Rodrigues são caracterizadas, em sua maioria, pelo padrão morfológico linear e grande volume de seus condutos. A seguir são apresentadas as principais características morfológicas e litológicas das cavernas estudadas neste alinhamento, assim como algumas interpretações a respeito de seus processos evolutivos.

Figura 6.2 – Alinhamento de cavernas João Rodrigues ao longo do rio homônimo. Localização da imagem indicada pelo polígono A1 na Figura 6.1. Legendas - ca: calcário; ar: arenito; 1: Poço do Surubim; 2: Garganta do Bacupari; 3: Buraco do Inferno da Lagoa do Cemitério; 4: Sumidouro do João Baio; 5: Buraco do Inferno da Gruta da Sucupira; 6: gruta da Sucupira; 7: gruta do Catão; 8: Lagoa Azul; 9: gruta do Engenho Velho; 10: nascente do rio João Rodrigues.

Figura 6.3 – Alinhamento de cavernas João Rodrigues ao longo do rio Tamandua. Localização da imagem indicada pelo polígono A2 da Figura 6.1. Legendas - ca: calcário; ar: arenito; 1: sumidouro do Mozondó; 2: caverna Poço da Pedra; 3: sumidouro da Água Branca; 4: sumidouro Capim de Raiz.

Figura 6.4 – Seção longitudinal representando o alinhamento de cavernas João Rodrigues, entre a nascente cárstica do rio homônimo e o Poço do Surubim. Exagero vertical de 3x. As seções longitudinais das cavernas representam trechos topografados no mapeamento geoespeleológico. O perfil geológico ao longo deste alinhamento de cavernas também pode ser visto na Figura 5.12.

6.2.1.1 *Garganta do Bacupari*

A entrada principal da caverna Garganta do Bacupari ocorre ao fundo de uma dolina de abatimento com cerca de 50 m de diâmetro. Essa caverna apresenta um conduto principal amplo, de baixo gradiente e muito afetado por abatimentos de blocos. Ao longo de quase toda a extensão de seus condutos, o rio João Rodrigues corre sobre o piso formado por detritos e sedimentos alóctones. A morfologia planimétrica do conduto principal é retilínea e sua largura e altura variam entre cerca de 30 a 90 m e 15 a 40 m, respectivamente (Figura 6.5). Tanto nas extremidades a jusante como a montante do rio subterrâneo, as terminações do conduto se dão por sifões, de modo que o teto da caverna vai de encontro ao nível d'água. A orientação do conduto principal é ENE-WSW, direção essa subparalela a do acamamento, cujo sentido de mergulho varia entre SE e NW. Não foram observadas fraturas proeminentes paralelas a direção de desenvolvimento principal desse conduto.

Além do conduto principal ocorrem redes de condutos menos volumosos, com padrão planimétrico meandrante a anastomosado, formando alguns poucos *loops* fechados (seções A, B e C na Figura 6.5). A largura e altura dessas passagens varia entre 3 a 14 m e 5 e 0,3 m, respectivamente. A orientação principal desses condutos é subparalela a do conduto mais volumoso, mas o piso desses primeiros geralmente ocorre em cota mais elevada do que o segundo (seções C e E, Figura 6.6). Geralmente, as terminações dos condutos anastomosados e meandantes se dão por obstrução de sedimentos e a junção dessas passagens com o conduto principal forma pequenas bifurcações.

As variações de elevação do teto escalonado no conduto principal se devem em maior parte aos desmoronamentos que retrabalham a sua morfologia original erosiva (pré-abatimento) (seções B, D e E, Figura 6.5 e Figura 6.6). Grandes pilhas de detritos se acumulam em resposta a esse processo, como por exemplo no salão da Nave, próximo à entrada da caverna (Figura 6.9 A).

O piso na galeria principal é formado quase que essencialmente por blocos abatidos, de modo que sua topografia segue a distribuição do acúmulo de detritos (Figura 6.6). Alguns afundamentos cônicos associados à pequenos canais nos pontos mais baixos dessas pilhas indicam possível infiltração d'água e transporte de materiais mais finos. Nos condutos meandantes e menos volumosos, o piso é constituído majoritariamente por sedimentos arenosos friáveis ou conglomerado, por vezes recobertos por crostas estalagmíticas. Por vezes, o preenchimento sedimentar se aproxima do teto, formando passagens estreitas (rastejamentos).

As variações no teto desses condutos menores também se dão principalmente pelo efeito de abatimentos (seções A e B, Figura 6.5 e Figura 6.6).

Apesar da Garganta do Bacupari apresentar planimetria principalmente linear, ocorre uma grande junção entre dois condutos volumosos, que remete a uma morfologia dendrítica, ao menos de forma rudimentar. Essa junção une o conduto principal a uma grande passagem tributária com um rio ativo no salão Coliseu (ponto F, Figura 6.5), conhecido por ser o maior salão subterrâneo do Brasil em área (Rubbioli, 2004). A terminação desse grande canal tributário se dá por desmoronamentos. Com relação à rocha encaixante nesse salão, há um tipo de variação litológica que merece destaque, pois blocos abatidos sobre o piso possuem cristais de calcita com até 4 cm de diâmetro, indicando possivelmente uma ação local de hidrotermalismo sobre o calcário neoproterozoico.

Até o momento foram descritas feições da morfologia da caverna em grande escala, afetadas por abatimentos de blocos. No entanto, foi observado um trecho de condutos onde a morfologia original (erosiva) em média escala encontra-se preservada, conforme mostra a seção C da Figura 6.5. Ali ocorrem anastomoses de acamamento, pendentes e condutos com seção circular e diâmetro de 0,5 m, todos preenchidos por sedimentos finos, ou por brechas com matriz fina (Figura 6.9 C e D). Outras feições dissolutivas em pequena escala podem ser observadas nesse local, como alvéolos que se coalescem nas paredes e *scallops*, esses últimos com formas muito simétricas que impedem seu uso para determinação do sentido de paleofluxo.

Com relação aos depósitos secundários com importância para interpretações acerca da evolução da caverna, podem ser citados os espeleotemas subaquáticos do tipo cones de jangadas no conduto Labirinto dos Cones (ponto G, Figura 6.5). O topo desses cones coincide em elevação com um plano horizontal marcado nas paredes do conduto por marquises de carbonatos subaquáticos. Isso indica que houve nesse salão uma lâmina d'água relativamente estável, por período de tempo suficiente para permitir o desenvolvimento de espeleotemas subaquáticos (Figura 6.9 B). O fluxo atual do rio João Rodrigues provoca marcas de erosão ou dissolução na base dos cones de jangadas.

Com relação às interpretações sobre a espeleogênese, a junção entre um grande conduto tributário com rio ativo e a galeria principal também ativa sugere a existência de um padrão de fluxo convergente. Como já revisado no item 2.2, condutos tributários convergentes definem um padrão morfológico dendrítico. É possível que as junções entre condutos tributários que a caverna Garganta do Bacupari apresenta possa representar apenas um trecho de uma rede maior

de condutos dendríticos. Essa hipótese será discutida ao longo deste capítulo, com a apresentação e descrição de outras cavernas do alinhamento João Rodrigues. Segundo Palmer (1991), esse tipo de morfologia está geralmente associado a recargas pontuais em superfície, como dolinas e sumidouros, o que aparentemente combina com o contexto de relevo descrito anteriormente para o alinhamento João Rodrigues.

Os condutos de pequenas dimensões e padrão planimétrico meandrante com alguns *loops* fechados sugere uma rede anastomosada rudimentar. Canais anastomosados geralmente são padrões morfológicos de ocorrência local formados por enchentes, estando subordinados a morfologia principal da caverna (Palmer, 1991). Uma vez que as dimensões desses condutos são muito menores do que as do conduto principal na Garganta do Bacupari, e sua ocorrência se restringe a elevações maiores, interpreta-se aqui que essas passagens são originadas a partir de sucessivas enchentes do rio João Rodrigues, a partir do conduto principal, tendo sido portanto ampliadas após esse último.

Algumas formas em pequena escala, como os pendentes e anastomoses de acamamento, assim como as ocorrências de sedimentos que envolvem essas feições, sugerem uma provável agradação no interior da caverna. As anastomoses de acamamento possuem interpretação ambígua, podendo estar relacionadas tanto com períodos de preenchimento sedimentar quanto à uma fase de iniciação freática (protocondutos). Os condutos com seção circular e diâmetro da ordem de 0,5 m, preenchidos por brechas, indicam provavelmente uma fase de iniciação freática, seguida de uma fase de preenchimento. Já os *scallops*, alvéolos e canais entalhados na base de condutos com seção circular indicam a ocorrência de ampliação vadosa, que provavelmente antecedeu o preenchimento sedimentar que recobre essas feições.

Com relação os depósitos sedimentares, o contato discordante observado entre conglomerados bem consolidados, na base, e dunas de areia friáveis, no topo (seção B, Figura 6.5), sugere que a caverna pode ter testemunhado mais de um evento de preenchimento, assunto que será melhor discutido com auxílio dos dados de geocronologia.

Um dos eventos mais recentes na história de evolução da caverna são os abatimentos de blocos. Segundo White e White (1969), diversos processos podem ocasionar abatimentos em cavernas durante diferentes fases de sua evolução, sendo que as enchentes estão entre os principais gatilhos, pois permitem à água promover intemperismo químico e mecânico sobre planos de fraqueza da rocha encaixante, diminuindo assim a estabilidade de blocos nas paredes e teto. Assim, é provável que o rio subterrâneo atual sofra grandes oscilações da altura da lâmina

d'água em enchentes de curta duração. Até onde se tem conhecimento, não há dados de monitoramento de flutuação da lâmina d'água no interior desta caverna. No entanto, relatos de moradores locais indicam a existência de eventos de subidas do N.A. da ordem de 60 m, gerando extravasamento do fluxo do rio João Rodrigues pelas dolinas de abatimento até a superfície. White e White (1969) também demonstram que a estabilidade do teto de salões em cavernas é diretamente proporcional a espessura e a granulometria das camadas da rocha encaixante, de modo que os grandes cristais de calcita no calcário do salão Coliseu talvez possam explicar o grande volume que essa galeria pôde atingir.

Os espeleotemas subaquáticos, como cones de jangadas e crostas, indicam um N.A. mais elevado e estável dentro da caverna por tempo suficientemente longo para a deposição de espeleotemas, indicando que existem eventos ou tendências de subida do N.A. que não se relacionam simplesmente a enchentes rápidas. Uma vez que esses depósitos químicos recobrem a morfologia desmoronada da caverna, provavelmente estão associados à uma fase mais recente de evolução do sistema. O desgaste observado na base dos cones de jangadas indica que o rio atual imprime corrosão e/ ou erosão mecânica (por transporte de sedimentos) sobre as rochas carbonáticas.

Figura 6.5 – Mapa geológico em planta da caverna Garganta do Bacupari. A localização das seções transversais está indicada sobre a planta pelas letras de A a E. Abaixo de cada seção transversal encontram-se indicadas as escalas horizontais = escalas verticais. Topografia da planta cedida pelo Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas (GBPE).

Figura 6.6 – Seção geológica longitudinal da caverna Garganta do Bacupari, com exagero vertical de 2x. A localização da seção longitudinal sobre a planta encontra-se indicada na Figura 6.5. A localização das seções transversais está indicada pelas letras de A a E.

6.2.1.1 *Buraco do Inferno da Lagoa do Cemitério*

A única entrada da caverna se dá ao fundo de uma grande dolina de abatimento com cerca de 100 m de diâmetro. A caverna Buraco do Inferno da Lagoa do Cemitério possui um amplo conduto principal que apresenta baixo gradiente e é largamente afetado por abatimentos, ao longo do qual corre o rio João Rodrigues (Figura 6.7). A largura desse conduto varia entre cerca de 25 a 80 m, enquanto a altura média varia entre 15 a 25 m, podendo chegar até cerca de 50 m nos maiores salões de abatimento, a exemplo da Lagoa do Cruzeiro (ponto F, Figura 6.7 e Figura 6.8). O conduto principal possui terminações tanto em sifão como por obstrução de sedimentos terrígenos.

A morfologia planimétrica do conduto principal é essencialmente linear e segue a direção ENE-WSW, com alguns desvios abruptos e pouco extensos na direção NW-SE. Não foram observadas ao longo dos condutos fraturas guia muito proeminentes em nenhuma dessas direções, sendo que apenas um exemplo discreto foi observado próximo à parede na seção D da Figura 6.7. A direção geral do conduto principal é subparalela a direção do acamamento, cujo rumo de mergulho varia entre SE e NW. Próximo da seção D também é possível notar uma junção entre a galeria principal e um conduto com cerca de 15 m de largura e um rio ativo tributário.

Outro tipo de padrão planimétrico é observado em condutos de menores dimensões que formam redes anastomosadas com seção transversal em cânion (seção E, Figura 6.7). Esses possuem largura entre 3 a 7 m, aproximadamente, e altura de até 8 a 10 m. Sua ocorrência é localizada e mais restrita às áreas distais da caverna. Esses condutos interceptam a galeria principal em alguns pontos, formando algumas bifurcações (seção E, Figura 6.7). Neles, apesar da ocorrência de abatimentos, por vezes é possível ver feições erosivas preservadas, como pendentes muito bem desenvolvidos nas paredes negativas e teto.

Com relação aos depósitos sedimentares, ocorrem pilhas de abatimento autóctones sobre o piso, depósitos alóctones formando terraços fluviais em posições mais elevadas e sistemas de barras e planícies aluviais atuais em elevação próxima ao rio ativo. Os terraços fluviais são entalhados pelo próprio rio João Rodrigues, formando vales ou trincheiras com 4 a 8 m de altura sobre o piso da caverna (seção D, Figura 6.7). Muitas das grandes pilhas de blocos abatidos sobre o piso são parcialmente recobertas por depósitos arenosos a argilosos de enchentes, como ocorre por exemplo no salão Desidério (seção C, Figura 6.7 e Figura 6.8) e próximo a passagem do teto baixo (seção B, Figura 6.7).

Ocorrem nesta caverna alguns registros importantes a respeito de variações mais recentes do nível d'água em lagos abertos subterrâneos. Pilhas de desmoronamento de blocos por vezes causam represamentos ao longo do rio João Rodrigues, formando lagos abertos, onde há entrada e saída de fluxo d'água. A Lagoa do Cruzeiro, conhecida como o maior lago subterrâneo do Brasil (Rubbioli, 2004a), sofreu uma grande redução da altura da sua lâmina d'água no ano de 2015 (Zogbi e Calux, 2017), de modo que atualmente corre um canal fluvial sobre o substrato argiloso onde antes havia um grande lago (Figura 6.9 E e F), drenando para um pequeno sumidouro em meio aos sedimentos do piso (ponto F, Figura 6.7). Essa descida do nível d'água na Lagoa do Cruzeiro foi concomitante a grandes subidas do nível d'água em pontos a montante do alinhamento João Rodrigues, como por exemplo na gruta do Catão, o que sugere a ocorrência de uma obstrução temporária entre esses dois pontos.

A interpretação geral para a evolução da caverna Buraco do Inferno da Lagoa do Cemitério é similar à descrita anteriormente para a caverna Garganta do Bacupari, onde condutos volumosos que integram parte de uma rede dendrítica se formam a partir de recargas pontuais na superfície, como sumidouros e dolinas, enquanto sucessivas enchentes promovem a ampliação local e posterior de galerias anastomosadas e de pequenas dimensões.

A morfologia em cânion das galerias anastomosadas sugere uma fase de entalhamento vadoso. Os pendentes que recobrem as paredes desses cânions estão entre as poucas feições de média escala que não foram consumidas pela incisão, e indicam provavelmente uma fase de preenchimento sedimentar e retrabalhamento da morfologia vadosa anterior por agradiação. A possibilidade de formação desses cânions por paragênese é aqui descartada pelo fato de o padrão anastomosado estar aparentemente subordinado às galerias principais singenéticas com padrão dendrítico rudimentar.

Pendentes e protocondutos freáticos também foram observados próximos ao teto do conduto principal, no salão Desidério. Neste caso, os pendentes simplesmente formam os espaços entre os protocondutos freáticos e anastomoses de acamamento. Essas feições não são aqui interpretadas como resultado de um preenchimento sedimentar, mas sim como remanescentes ou testemunhos de uma fase freática antiga, parcialmente erodida pelos processos posteriores de ampliação do conduto principal, conforme discutido por Ewers (1966).

Figura 6.7 - Mapa geológico em planta da caverna Buraco do Inferno da Lagoa do Cemitério. A localização das seções transversais está indicada sobre a planta pelas letras de A a E. Abaixo de cada seção transversal encontram-se indicadas as escalas horizontais = escalas verticais. Topografia da planta cedida pelo Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas (GBPE).

Figura 6.8 - Seção geológica longitudinal da caverna Buraco do Inferno da Lagoa do Cemitério, com exagero vertical de 2x. A localização da seção longitudinal sobre a planta encontra-se indicada na Figura 6.7. A localização das seções transversais está indicada pelas letras de A a D.

Figura 6.9 – A: Salão da Nave, na Garganta do Bacupari. Notar o cone de detritos na entrada da caverna (base da dolina de abatimento) e o piso do salão completamente recoberto por blocos abatidos. A largura e altura do salão são de respectivamente 80 m e 50 m. Foto: Lucas Godinho; B: cones de jangadas no Labirinto dos Cones. A linha tracejada e a seta indicam um nível horizontal de elevação máximo para o crescimento dos espeleotemas subaquáticos. Foto: Daniel Menin (projeto Luzes na Escuridão); C: condutos de iniciação freática preenchidos por brecha de matriz argilosa, indicados pela seta, na Garganta do Bacupari. À direita na foto ocorrem fraturas preenchidas por sedimento fino. Ao centro direito na foto, no plano de fundo, ocorrem alvéolos coalescidos e pendentes. Foto: Tom Morita; D: anastomoses de acamamento preenchidas com sedimentos finos na Garganta do Bacupari. Na esquerda superior da foto, observa-se um conduto de seção circular com entalhamento na base. Foto: Tom Morita; E: Lagoa do Cruzeiro, no Buraco do Inferno da Lagoa do Cemitério, anteriormente ao ano de 2015. Notar as grandes dimensões laterais e verticais do conduto. Foto: Alexandre Lobo; F: Lagoa do Cruzeiro, sob mesmo enquadramento da foto “E”, no ano de 2015. Notar as marcas horizontais de carbonato branco precipitado nas paredes, indicando o nível antigo do lago. No piso ocorrem depósitos argilosos e pequenos cones de jangadas. Foto: Kevin Downey (projeto Luzes na Escuridão).

Todo esse conjunto é finalmente afetado por abatimentos que obliteram a morfologia original. Esse processo, que continua ativo até hoje, pode ter apagado do registro possíveis fraturas que, na intersecção com os planos de acamamento, guiaram a iniciação de condutos. Apesar do processo de abatimento tender a obstruir os condutos, uma vez que o volume ocupado por blocos desagregados é maior do que antes do seu desprendimento do maciço, cavernas com rios ativos podem dissolver esses fragmentos de rocha, permitindo a ampliação de grandes salões de abatimento com o tempo (e.g. Osborne, 2002). Esse processo pode explicar a formação de grandes volumes ao longo da galeria principal das cavernas Buraco do Inferno da Lagoa do Cemitério e Garganta do Bacupari.

6.2.1.2 *Gruta do Catão*

A gruta do Catão apresenta duas entradas amplas, que ocorrem respectivamente no fundo de duas grandes dolinas de abatimento alongadas, com eixos maiores que chegam até 800 m de comprimento e profundidade de 30 a 60 m. A caverna se desenvolve logo abaixo do maciço rochoso que separa essas duas dolinas, interligando a base de ambas por um único conduto amplo e retilíneo, com 60 m de largura e 2,5 a 3 m de altura (Figura 6.11). Uma vez que o desenvolvimento horizontal da caverna é de apenas 160 m, não ocorre zona afótica dentro da caverna. Toda a extensão do seu único conduto é afetada por abatimentos, de modo que a morfologia do teto é escalonada e segue a geometria do plano de acamamento com mergulho baixo para NE (Figura 6.12). Os depósitos argilosos que recobrem o piso plano são entalhados pelo canal do rio João Rodrigues, com sentido de fluxo para SW. Uma grande pilha de blocos abatidos é recoberta parcialmente por sedimentos próximo a parede SE da caverna (seções B e C, Figura 6.11).

Apesar da morfologia simples e com poucos elementos, a gruta do Catão apresenta uma grande quantidade de crostas subaquáticas espessas que revestem toda a extensão de suas paredes e teto. Essas crostas ocorrem tanto no interior da caverna como sobre as paredes das dolinas de abatimento, atingindo uma altura de até aproximadamente 44 m acima do nível do rio atual. Dentro da caverna as crostas são frescas, enquanto nas escapas das dolinas essas se mostram muito alteradas e friáveis devido à exposição ao ambiente externo e ao intemperismo. Nas entradas da gruta, espeleotemas alongados, com 2 a 6 m de comprimento, se projetam para fora das paredes, sugerindo um crescimento por fototropismo (Figura 6.17 B). No vocabulário espeleológico local, os mesmos espeleotemas tem sido designados como “línguas de caverna”.

Em um estudo inédito e recente, Oliveira et al. (2019) realizam a primeira descrição para as crostas da gruta do Catão e sugerem a denominação de espeleomicrobialito, devido à indícios de ação microbiológica no seu desenvolvimento. Com base em observações de campo, as principais evidências que suportam a hipótese de crescimento subaquático dessas crostas são as superfícies horizontais que definem o topo da sua ocorrência nas paredes das dolinas e a forma botroidal das crostas em escala de afloramento, remetendo a espeleotemas do tipo crosta de mamilares ou núvem (*mamillary, cave clouds*) (sensu Hill e Forti, 1997).

Uma amostra dessas crostas foi retirada do interior da caverna para análise petrográfica e geocronologia (amostra CAT-02, Figura 6.17 C), sendo esse trabalho parte da pesquisa de iniciação científica da aluna Gabriela Duarte de Oliveira. A petrografia mostrou que as crostas subaquáticas possuem estrutura estromatolítica e recobrem espeleotemas vadosos pretéritos, tais como canudos e coraloídes (Figura 6.10). Também foi possível observar a ocorrência de cristalização de carbonatos em ambiente vadoso (canudos com calcita espática) se intercalando às fácies estromatolíticas. A ocorrência de estromatólitos apoia a hipótese de crescimento do espeleotema em ambiente subaquático e ainda levanta questões a respeito de um possível crescimento bioinduzido, que combina com as observações de fototropismo positivo realizadas em campo para as “línguas de caverna”.

As intercalações da fácies interpretada como de crescimento subaquático com a fácies de canudos vadosos sugere que o espeleotema não foi edificado em uma única fase de crescimento subaquático, mas sim que a lâmina d’água no interior das dolinas e da caverna oscilou diversas vezes ao longo do tempo com uma amplitude mínima da ordem de 2 a 3 m (elevação do espeleotema em relação ao nível do rio atual) (Figura 6.12), expondo o espeleotema ora à ambiente subaquático, ora a ambiente subaéreo. Tais oscilações do N.A. não podem ser relacionadas a enchentes do rio, pois a lâmina d’água precisou permanecer estável por tempo suficiente de modo a permitir a deposição de camadas com até mais de 5 cm de laminação estromatolítica. A duração desses eventos e taxas de crescimento serão discutidas posteriormente em item relacionado à geocronologia.

A Lagoa Azul, que ocorre próxima a entrada nordeste da gruta do Catão, é formada pelo represamento do rio João Rodrigues a partir de pilhas de blocos, solo e sedimentos argilo-arenosos (Figura 6.13). A água dessa lagoa se infiltra por entre a barragem de detritos, ressurgindo próximo à entrada da gruta na forma de nascentes esparsas em meio aos blocos. Uma dessas nascentes chama atenção por ocorrer com fluxo ascendente em meio aos

sedimentos argilo-arenosos, caracterizando assim uma nascente aluvionada sob o leito fluvial (Figura 6.17 A).

Em relação à sua gênese, a gruta do Catão é aqui interpretada como parte de uma rede de condutos formada por recarga pontual a partir de sumidouros. O abatimento das dolinas provavelmente ocorreu sobre uma caverna mais extensa, de modo que a gruta do Catão preserva apenas um pequeno trecho desse amplo conduto. A orientação geral do conduto segundo NE-SW é discordante da direção do acamamento local, e o sentido de fluxo atual para SW é contrário ao rumo de mergulho que se dá para NE. Isso sugere provavelmente que existem outros tipos de estruturas guia, que não o acamamento, responsáveis pela ampliação inicial da caverna. Possíveis fraturas guia não são observadas provavelmente pela ocorrência de abatimentos que consumiram os registros dessas estruturas.

Figura 6.10 – Amostra de espeleomicrobialito da gruta do Catão (amostra CAT-02). À esquerda, fotomicrografia da fácies subaquática, mostrando sua estrutura estromatolítica (nicóis cruzados). Os poros são evidenciados pelo pigmento de cor azul. À direita, amostra de mão onde se observam as fácies vadosas, marcadas por calcita branca (canudos) e indicadas pelas etiquetas de 1 a 6 (loais coletados para datação U-Th). A fácies subaquática estromatolítica predomina no espeleotema e possui cor marrom. Fotos: Gabriela Duarte de Oliveira.

Figura 6.11 - Mapa geológico em planta da gruta do Catão. A localização das seções transversais está indicada sobre a planta pelas letras de A a C. Abaixo de cada seção transversal encontram-se indicadas as escalas horizontais = escalas verticais. Topografia da planta cedida pelo Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas (GBPE).

Figura 6.12 - Seção geológica longitudinal da gruta do Catão, sem exagero vertical. A localização da seção longitudinal sobre a planta encontra-se indicada na Figura 6.11. A localização das seções transversais está indicada pelas letras de A a C.

Figura 6.13 – Seção esquemática demonstrando o represamento por blocos abatidos, solo e sedimentos argilo-arenosos entre a gruta do Catão e a Lagoa Azul. Exagero vertical de 2x. Rotas de fluxo cruzam a pilha de detritos formando diversas nascentes que abastecem a gruta do Catão, dentre elas uma nascente aluvionada com fluxo ascendente.

6.2.1.3 Gruta da Sucupira

A gruta da Sucupira possui duas galerias principais, uma situada em um patamar superior, e outra em um patamar inferior. Duas entradas permitem acesso à caverna, sendo uma caracterizada por um sumidouro intermitente em fratura vertical ampliada na base de uma ampla depressão fechada (entrada principal), e a outra por uma pequena dolina de abatimento com cerca de 10 m de diâmetro (ponto D, Figura 6.14). Ambas as galerias principais são inativas (secas) e possuem características morfológicas bem distintas.

O conduto superior é pouco extenso e apresenta morfologia planimétrica em um único canal meandrante de direção NE-SW, enquanto sua seção vertical possui morfologia elíptica, com eixo maior subparalelo ao plano de acamamento (seção A, Figura 6.14). Sua largura e altura são da ordem de 5 e 3 m, respectivamente, e o gradiente da passagem é baixo. As terminações desse conduto se dão por obstruções de sedimentos terrígenos recobertos por crostas estalagmíticas e outros espeleotemas, que também recobrem todo o piso da galeria. O teto possui baixo gradiente e é repleto de pendentes (Figura 6.17 D).

O conduto em fenda que permite acesso à caverna pelo sumidouro possui inclinações moderadas a altas (Figura 6.15) e o piso é composto por rocha carbonática. Ressalta-se que em muitas cavernas da região de São Desidério o piso é completamente recoberto por depósitos

sedimentares, sendo que o piso sobre a rocha encaixante é raramente observado (possivelmente uma característica de galerias de invasão vadosa mais recentes). *Scallops* no conduto superior indicam sentido de paleofluxo para NE.

O conduto inferior possui baixo gradiente e planimetria essencialmente linear, seguindo a direção principal NE-SW, com largura e altura variando entre cerca de 2 a 9 m e 0,3 a 10 m, respectivamente. Trechos com morfologia anastomosada se superpõem ao conduto principal em alguns locais (pontos E e F, Figura 6.14). A seção vertical dos condutos lineares e anastomosados é de cânions em “chave de fechadura” com alargamentos na base (seção B, Figura 6.14 e Figura 6.17 F). O piso recoberto por sedimentos pode ser bastante irregular, de modo que a grande variação descrita para a altura dos condutos se deve à variação de elevação desses preenchimentos sedimentares. Apesar da grande influência de abatimentos de blocos nesse patamar inferior, é possível reconhecer muitos pendentes nas paredes negativas. *Scallops* no conduto inferior indicam sentido de fluxo para SW.

A conexão entre o patamar superior e inferior de condutos se dá por uma passagem estreita e inclinada, provavelmente de origem vadosa, com piso formado por rocha.

Em um salão de abatimento da galeria inferior ocorre marga ou pelito no teto com partições de acamamento relativamente abertas, onde se desenvolvem cristais de gipsita (ponto C, Figura 6.17). Essa espécie mineral foi comprovada por difratometria de raios-X, onde os picos mostram a assinatura dos minerais gipsita (sulfato de cálcio hidratado) e brushita (fosfato de cálcio hidratado) (Figura 6.16). O mineral não se solubiliza rapidamente em contato com HCl, como esperado para o caso da gipsita, enquanto que a brushita se dissolveria rapidamente.

Foram observados afloramentos nas paredes da caverna com estromatólitos muito bem desenvolvidos nos calcários da Fm. São Desidério, nos condutos mais distais, próximo ao ponto F da Figura 6.14.

Sobre os processos que desenvolveram a caverna, interpreta-se que o conduto superior e as seções circulares no topo dos cânions em “chave de fechadura” representam fases de desenvolvimento freático, sucedidas por entalhamentos vadoso formando os cânions e conexões entre os dois patamares. O alargamento na base do cânion inferior é interpretado como uma fase de maior estabilidade do nível d’água em ambiente vadoso, que proporcionou uma maior ampliação lateral do conduto, provavelmente em ambiente fluvial, como indicado pelos depósitos arenosos que ocorrem no piso. Os pendentes que se observam ao longo de toda a extensão da caverna indicam ao menos uma fase de preenchimento sedimentar.

Figura 6.14 - Mapa geológico em planta da gruta da Sucupira. A localização das seções transversais está indicada sobre a planta pelas letras A e B. Abaixo de cada seção transversal encontram-se indicadas as escalas horizontais = escalas verticais. Topografia da planta cedida pelo Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas (GBPE).

Figura 6.15 - Seção geológica longitudinal da gruta da Sucupira, sem exagero vertical. Apenas o patamar superior da caverna encontra-se representado. A localização da seção longitudinal sobre a planta encontra-se indicada na Figura 6.14. Localização da seção transversal indicada pela letra A.

Os *scallop*s no conduto inferior possuem sentido de fluxo para SW, no sentido do nível de base atual do rio São Desidério. O sentido de fluxo invertido, para NE, indicado pelos *scallop*s do conduto superior, aparentemente não tem relação com o fluxo freático que originou o conduto, ou com um entalhamento vadoso antigo, mas sim com a infiltração de água atual e efêmera pelo sumidouro da entrada da caverna. Assim, tanto o conduto superior como o inferior provavelmente se formaram com fluxo no sentido SW, rumo ao nível de base do rio São Desidério.

A elevação do conduto superior na gruta da Sucupira se situa próxima de 555 m e, portanto, muito acima das cotas entre 500 e 520 m, onde por sua vez se encontram as demais cavernas com rios ativos do alinhamento João Rodrigues (Graganta do Bacupari, Buraco do Inferno da Lagoa do Cemitério e gruta do Catão). Por isso, apesar do paralelismo entre a gruta da Sucupira e as demais cavernas desse alinhamento, a primeira é considerada como pertencente à uma fase mais antiga de desenvolvimento e, por isso, todas as suas galerias estão atualmente inativas.

A ocorrência de minerais secundários de gipsita entre camadas pelíticas é interpretada como um subproduto da dissolução local do calcário por ácido sulfúrico na zona vadosa, pela oxidação de sulfetos em camadas pelíticas da Fm. São Desidério (ver item 5.5). Considera-se aqui que esse processo atua apenas de forma localizada e tardia na história da evolução da caverna, devido à sua pequena expressão. Osborne (2002) ressalta que a expansão entre estratos gerada pelo crescimento de gipsita secundária na zona vadosa (*crystal wedging*) é um importante gatilho para desmoronamentos, de modo que talvez essa seja uma explicação para alguns colapsos dentro desta caverna.

Figura 6.16 – Resultados para difratometria de raios-X em minerais secundários entre camadas pelíticas na gruta da Sucupira, indicando picos com assinatura para os minerais gipsita e brushita.

Figura 6.17 – A: nascente aluvionada na entrada da gruta do Catão, indicada pela seta. Foto: Lucas Godinho; B: espeleotemas com fototropismo positivo (“línguas de caverna”) na escarpa da dolina sobre a entrada da gruta do Catão. Foto: Fernando Laureano; C: amostra CAT-02 utilizada para estudos petrográficos. Notar sua forma cônica devido ao crescimento de crostas subaquáticas sobre coralóides e canudos previamente depositados. Foto: Lucas Godinho; D: pendentes sobre o teto do conduto superior na gruta da Sucupira. Foto: Lucas Godinho; E: cristais de gipsita formados entre camadas pelíticas em salão de abatimento da gruta da Sucupira. Foto: Lucas Godinho; F: conduto em cânion no patamar inferior da gruta da Sucupira. Notar alargamento na base do conduto e pendentes. Foto: Lucas Godinho.

6.2.1.4 Grutas Catão do Meio I e II

O topo das escarpas verticais de calcário na dolina da Lagoa Azul, situada sobre a entrada da gruta do Catão, é entalhado por pequenas drenagens intermitentes em superfície, expondo pequenas cavernas reliquiares, denominadas como Catão do Meio I e II. O desenvolvimento horizontal de ambas as cavernas é pequeno, e suas terminações distais se dão por preenchimento sedimentar recoberto por crostas estalagmíticas e outros espeleotemas (Figura 6.18 e Figura 6.19).

A morfologia em planta da gruta Catão do Meio I é labiríntica e rudimentar, com seções transversais dos condutos em fendas verticais ou tubos elípticos com eixo maior paralelo ao plano de acamamento (seções A, B e C, Figura 6.18). Nessa mesma caverna ocorrem conglomerados incrustados no teto em abundância, assim como pendentes de teto. Para a gruta Catão do Meio II, a morfologia em planta apresenta apenas uma junção de condutos, podendo refletir tanto um padrão dendrítico rudimentar como um *loop* parcialmente preservado. As seções verticais dos condutos nessa caverna possuem morfologia de cânions com a base alargada e muitos pendentes (seções D e E, Figura 6.18).

O acamamento no calcário apresenta mergulho baixo, com rumo que varia para NE, NW e SE. Foram observadas intercalações pelíticas que coincidem com a base de condutos com seção elíptica e eixo maior verticalizado (Figura 6.20). O conduto na seção B, Figura 6.18, aparentemente também possui base que coincide com as intercalações pelíticas.

Quanto a gênese da gruta Catão do Meio I, interpreta-se que sua morfologia reflete remanescentes de uma rede anastomosada, devido aos tubos que se interconectam em *loops*, associada à um cânion com uma fase de entalhamento vadoso preservada. Uma fase de preenchimento sedimentar significativo provavelmente ocorreu após o entalhamento vadoso. Uma vez que a entrada da caverna se encontra muito próxima ao topo do maciço carbonático, com uma laje de rocha apenas 1 a 4 m de espessura, a infiltração de água meteórica provavelmente ampliou fraturas verticais em uma fase mais recente de desenvolvimento. Os horizontes pelíticos menos permeáveis provavelmente limitaram o desenvolvimento freático da caverna, formando tubos suspensos, como evidenciado pelos condutos com seção elíptica na entrada (Figura 6.20), de modo que uma fase vadosa posterior teria rompido esse controle litológico.

Figura 6.18 - Mapa geológico em planta das grutas Catão do Meio I e II. A localização das seções transversais está indicada sobre a planta pelas letras A a E. Abaixo de cada seção transversal encontram-se indicadas as escalas horizontais = escalas verticais. Topografia das plantas realizada durante esta pesquisa em conjunto com o Grupo da Geo de Espeleologia (GGeo) e o Espeleo Grupo de Rio Claro (EGRIC).

Figura 6.19 - Seções geológicas longitudinais das grutas Catão do Meio I e II, sem exagero vertical. Notar o vale entalhado em superfície entre as duas cavernas, que se situam no topo da dolina da Lagoa Azul. A localização das seções longitudinais sobre a planta encontra-se indicada na Figura 6.18. Localização das seções transversais indicada pelas letras A, C e D.

A gruta Catão do Meio II representa parte de uma rede dendrítica ou anastomosada rudimentar, sendo difícil a distinção entre essas duas possíveis origens uma vez que o seu desenvolvimento horizontal é muito pequeno. A morfologia em cânions com pendentes, assim como as obstruções das passagens por depósitos terrígenos recobertos por espeleotemas, sugerem uma fase vadosa de entalhamento seguida de expressiva sedimentação. A interceptação da entrada leste dessa caverna pelo paredão da dolina indica que o desenvolvimento original do conduto era mais amplo e foi em grande parte consumido pelo advento do abatimento.

A posição dessas duas cavernas em 20 a 30 m acima do rio ativo atual, além da relação temporal com a dolina de abatimento, indica que essas pequenas grutas reliquiares teriam se formado em uma época anterior à gruta do Catão, de modo que não há uma relação genética direta entre essas cavernas menores e o alinhamento João Rodrigues.

Figura 6.20 – Entrada da gruta Catão do Meio I, onde se observam intercalações pelíticas no calcário (indicadas pela seta) que coincidem com a base de um conduto de seção elíptica e eixo maior verticalizado, provavelmente indicando um represamento para o seu desenvolvimento. A entrada principal da caverna ocorre como uma fenda vertical aberta que intercepta o topo do maciço. Foto: Lucas Godinho.

Talvez um dos aspectos mais interessantes a respeito da gênese dessas duas cavernas é o fato de terem se desenvolvido muito próximas ao topo do maciço carbonático, onde o contato

com o arenito Urucuia aflora a cerca de 4 a 15 m acima do teto das cavernas. Não foram encontradas estruturas de recarga direta do arenito para o calcário que pudessem apontar para uma espeleogênese interestratal, como por exemplo fendas verticais ampliadas até o contato geológico. O pequeno desenvolvimento horizontal dessas cavernas também não permite ter certeza se seus condutos poderiam ter se desenvolvido em parte abaixo do arenito. De qualquer modo, as evidências preservadas aparentemente indicam que a drenagem sobre a vertente da dolina da Lagoa Azul seccionou os condutos dessas cavernas, assim como fez o próprio abatimento da dolina, que portanto devem ser mais recentes do que as cavernas em si.

6.2.1.5 Poço da Pedra

A caverna Poço da Pedra possui sua entrada por um sumidouro associado a drenagens intermitentes ao fundo de um polje de contato. Uma fenda vertical e estreita conecta o ponto de infiltração em superfície à uma rede de condutos labirínticos. O piso da caverna é completamente recoberto por sedimentos muito grossos e relativamente bem cimentados, compostos predominantemente por seixos e calhaus de quartzo leitoso, arenito, silcrete e calcário, sendo que depósitos arenosos inconsolidados recobrem localmente esses conglomerados. As terminações do conduto se dão geralmente por obstruções desses preenchimentos clásticos (Figura 6.21 C), enquanto a terminação mais distal e em posição menos elevada apresenta um sifão (Figura 6.22). O fluxo de água no interior da caverna é intermitente, de modo que a água do sifão permanece estagnada na ausência de chuvas. O teto das galerias possui uma inclinação baixa que acompanha o rumo de mergulho do acamamento para NW (Figura 6.23, Figura 6.21 C). A morfologia em planta é predominantemente labiríntica, enquanto as seções transversais dos condutos são em sua maioria do tipo “buracos de fechadura” (*key hole*) (Figura 6.21, Figura 6.22). As direções principais dos condutos possuem bom paralelismo com fraturas subverticais expostas no teto da caverna (Figura 6.21 B e D e Figura 6.22).

Os condutos mais extensos e com menor quantidade de ramificações possuem direção ENE-WSW, largura da ordem de 2 m, e continuidade da ordem de 30 a 70 m, podendo sofrer mudanças abruptas de direção para NW-SE, por onde se estendem por cerca de 8 a 20 m (pontos D e E, Figura 6.22). Os condutos menos contínuos e que se agrupam em redes mais labirínticas possuem largura que varia desde 20 cm até cerca de 1 m, e sua ocorrência é maior na região central da caverna, próximo à entrada onde ocorre o sumidouro (ponto F, Figura 6.22).

Nesta caverna o calcário apresenta intercalações com lentes descontínuas e nódulos de chert com aproximadamente 2 a 4 cm de espessura (Figura 6.21 A). O mergulho do acamamento se dá preferencialmente para NW, de modo que a elevação das seções circulares dos condutos tende a acompanhar o mergulho dessas camadas (Figura 6.21 C). A seção longitudinal da caverna mostra que o seu desenvolvimento principal tende a acompanhar um mesmo plano de acamamento (Figura 6.23).

Os seixos e calhaus que predominam sobre o piso da caverna, o sifão com fluxo intermitente e a presença de um sumidouro associado à uma bacia de drenagem fechada com área de captação relativamente grande e de fluxo efêmero (polje de contato) sugerem que o fluxo d'água na caverna Poço da Pedra sofreu, ou provavelmente ainda sofre, grandes variações de intensidade.

A morfologia predominantemente labiríntica, com tubos que se interconectam formando diversos *loops* ao longo de um mesmo plano de acamamento com baixo ângulo de mergulho, remete à um padrão planimétrico anastomosado. Apesar das conexões angulosas entre os *loops* observados em planta sugerirem um padrão de labirinto reticulado, as seções transversais dos condutos não mostram uma morfologia em fendas, mas sim em buracos de fechadura, de modo que a classificação do labirinto como anastomosado parece mais adequada. Provavelmente o padrão anguloso em planta se deve ao controle da espeleogênese exercido não somente pelo plano do acamamento, mas também pela linha de intersecção entre esse último e os planos verticais de fraturas.

A direção dos condutos mais largos e mais extensos segundo ENE-WSW é paralela a direção geral das drenagens tronco do polje, e o gradiente do piso da caverna nesses condutos se dá para SW, mesmo sentido de fluxo no interior da bacia fechada em superfície, indicando que é possível que esses condutos representem a rota de fluxo subterrânea principal da caverna. A ocorrência dos condutos menos contínuos e mais estreitos nas adjacências dos condutos maiores sugerem um menor tempo de ampliação. Interpreta-se que o padrão labiríntico se deve à sucessivas enchentes dentro da caverna, sendo esse um processo posterior e subordinado a uma rota de fluxo principal previamente estabelecida pelos condutos maiores, cujo ponto de infiltração original provavelmente se deu por outros sumidouros em superfície que atualmente podem estar soterrados por sedimentos. A maior concentração de condutos estreitos e labirínticos próximo ao sumidouro atual corrobora essa interpretação, sugerindo a ocorrência de infiltração pontual e enchentes.

Figura 6.21 – Representação da morfologia dos condutos na caverna Poço da Pedra. A: intercalações com nódulos de chert no calcário (a escala se encontra sobre um nódulo de chert); B: conduto com seção em “buraco de fechadura”, com direção paralela à fratura subvertical no teto; C: junção entre duas passagens com terminações obstruídas por cascalho sobre o piso. Notar que a geometria do teto dos condutos tende a seguir o rumo de mergulho do acamamento; D: conduto com seção em buraco de fechadura guiado por fratura subvertical e ampliada por dissolução. Fotos: Lucas Godinho.

Figura 6.23 - Seção geológica longitudinal da caverna Poço da Pedra, sem exagero vertical. A localização das seções longitudinais sobre a planta encontra-se indicada na Figura 6.22. Localização da seção transversal indicada pela letra C.

6.2.2 Alinhamento de cavernas Manoel Lopes

As cavernas do alinhamento Manoel Lopes ocorrem ao longo de uma bacia de drenagem tributária ao rio São Desidério, segmentada em bacias poligonais fechadas menores pelo processo de carstificação (Figura 6.25). Não há até o presente momento estudos hidrogeológicos que possam comprovar a conectividade hidráulica entre essas cavernas, de modo que apenas o alinhamento entre condutos e os rios subterrâneos com sentido geral de fluxo para NE é que sugerem uma possível conexão. Fazem parte deste alinhamento as cavernas abismo do Tabocal, gruta do Tabocal, gruta Manoel Lopes, Buraco da Sopradeira, gruta do Sobrado e gruta Olho D'água (Figura 6.24 e Figura 6.25).

Em relação às rotas de fluxo, supõem-se que a nascente do Capim Branco e a nascente do Manoel Lopes, ambas ocorrendo sobre o arenito, fornecem parte da recarga alogênica para esse alinhamento. Uma vez que a descarga da nascente do Capim Branco é baixa ($0,001 \text{ m}^3/\text{s}$), suas águas logo infiltram-se pelo solo e sedimentos da drenagem que a conecta ao sumidouro do Tabocal, que corresponde a um meio-vale cego, como já discutido anteriormente no item 5.2.2. A nascente do Manoel Lopes possui maior vazão ($0,004 \text{ m}^3/\text{s}$), mas também infiltra-se no leito da drenagem antes de atingir um meio-vale cego. Após infiltrar no solo, o fluxo d'água subterrânea provavelmente possui escoamento lateral pela zona subcutânea entre o topo do maciço carbonático e a camada de solo e rochas alteradas (*subcutaneous zone*) (sensu Williams, 1983), até encontrar os fundos das depressões fechadas e as redes de condutos cujos trechos acessíveis são as cavernas anteriormente citadas (Figura 5.24).

A descarga final do alinhamento Manoel Lopes possivelmente se dá sob o leito do rio São Desidério, na forma de uma ou mais nascentes aluvionadas, conforme já discutido anteriormente no item 5.3. A nascente intermitente do Olho D'água representaria um ladrão para a descarga do alinhamento em decorrência do aumento do nível d'água durante períodos mais chuvosos e de maior recarga. O gradiente hidráulico entre a nascente do Capim Branco e o rio São Desidério, próximo à nascente do Olho D'água, é de 0,0095 (0,9%).

As cavernas do alinhamento Manoel Lopes são caracterizadas em sua maior parte pela presença de condutos com morfologia erosiva preservada, distribuídos em dois patamares com elevações distintas, sendo os superiores galerias secas e inativas mais volumosas, enquanto os inferiores possuem rios ativos e são relativamente menos volumosos. A seguir serão apresentadas as principais características morfológicas e litológicas dessas cavernas, assim como interpretações quanto à sua evolução.

Figura 6.24 - Seção longitudinal representando o alinhamento de cavernas Manoel Lopes, entre a nascente allogênica do Capim Branco e o rio São Desidério. Exagero vertical de 3x. As seções longitudinais das cavernas representam trechos topografados para nivelamento entre os pontos amostrados para datação. O perfil geológico ao longo deste alinhamento de cavernas também pode ser visto na Figura 5.8.

Figura 6.25 - Alinhamento de cavernas Manoel Lopes. Localização da imagem indicada pelo polígono B na Figura 6.1. ca: calcário; ar: arenito; 1: gruta Olho D'água e nascente do Olho D'água; 2: gruta do Sobrado; 3: Buraco da Sopradeira; 4: gruta Manoel Lopes; 5: abismo do Tabocal; 6: sumidouro do Tabocal; 7: nascente do Capim Branco; 8: nascente do povoado Manoel Lopes, com sumidouro a jusante associado a um vale cego.

6.2.2.1 Gruta Manoel Lopes

A gruta Manoel Lopes possui três entradas principais, todas elas situadas em pequenas dolinas de abatimento com cerca de 5 a 20 m de diâmetro e 2 a 5 m de profundidade, que conectam-se as galerias superiores da caverna. Uma caverna muito próxima, denominada gruta da SBE (ponto P, Figura 6.26), possui seu conduto principal alinhado a passagens da gruta Manoel Lopes, representando uma provável continuidade com essa última. A gruta Manoel Lopes possui três tipos principais de condutos, sendo eles: (i) condutos em posição superior de elevação, caracterizados por serem secos, inativos e volumosos; (ii) condutos em posição inferior, que apresentam um rio ativo e são relativamente menos volumosos; (iii) condutos em posição intermediária, que estabelecem a conexão entre esses dois últimos.

Os condutos superiores possuem largura e altura variando em torno de aproximadamente 8 a 13 m e 5 a 15 m, respectivamente, com morfologia planimétrica geral dendrítica. Os sentidos de paleofluxo medidos através de *scallops* apresentam padrão convergente (Figura 6.26). O conduto superior de direção principal E-W, onde se encontram as seções A, B e C da Figura

6.26, possui sentido de paleofluxo para oeste, enquanto que no conduto da gruta da SBE (ponto P, Figura 6.26) o sentido de paleofluxo se dá para nordeste. Após a junção desses dois condutos, o sentido de fluxo geral se dá para norte, ao longo de passagens com direção geral NE-SW e NW-SE, de modo que os sentidos de paleofluxo demonstram a presença de uma rede de drenagem subterrânea principal convergente.

Muitos *loops* se sobrepõem ao padrão principal dendrítico, formando localmente alguns labirintos meandantes, de modo que as junções desses condutos possuem ora fluxo divergente, ora convergente (*scallops* nos pontos E, F, G e L, Figura 6.26). Essas características, somadas ao fato de que as seções transversais dos condutos possuem morfologia em tubos ou chave de fechadura, indicam que os labirintos podem ser classificados como anastomosados. As terminações desses condutos ocorrem sempre por obstruções de sedimentos terrígenos.

O gradiente nesses condutos superiores é muito baixo e o teto é afetado por abatimento apenas localmente, de modo que a morfologia erosiva de fases freáticas ou vadasas encontram-se quase sempre bem preservadas (Figura 6.27). Os condutos principais geralmente apresentam meio-tubos de teto, ou canais de teto (Figura 6.28 A e B). As paredes dessas galerias apresentam barras de sedimentos arenosos recobertas por crostas estalagmíticas em uma das laterais, enquanto nas paredes opostas geralmente ocorrem entalhes laterais que truncam discordantemente o acamamento inclinado da rocha carbonática encaixante, formando superfícies erosivas sub-horizontais que podem avançam cerca de 5 a 20 m para o interior do maciço (seção C, Figura 6.26, Figura 6.28 C). Esses entalhes laterais normalmente coincidem com o lado convexo dos meandros dos condutos, enquanto as barras coincidem com o lado côncavo, indicando uma provável fase de ampliação por processos fluviais nesses condutos.

Sobre o teto, fraturas guia paralelas à direção principal dos condutos são raras e observadas apenas localmente (ex.: fraturas subverticais próximas aos pontos C e J, Figura 6.26). A direção dos condutos mais contínuos aparentemente tende a ser subparalela à direção do acamamento (ex.: pontos A, C e M, Figura 6.26). Nos canais de teto, não foi observado paralelismo com fraturas, de modo que os meandros parecem ser independentes do controle estrutural (Figura 6.28 A e B).

O piso nas galerias superiores é quase sempre recoberto por sedimentos arenosos e conglomerados. Em alguns locais é possível ver testemunhos de preenchimento sedimentar contínuo ao longo de toda a parede até o teto dos condutos (seções G e J, Figura 6.26). Na seção G foram observados testemunhos de arenito bem cimentado (ponto ML-04 A), além de

conglomerados (ponto ML-08) sobre um pavimento rochoso. Ambos os depósitos são recobertos por areias menos consolidadas, indicando que provavelmente ali estão preservadas mais de uma fase de deposição, sendo que essa hipótese será melhor discutida no item referente à geocronologia. Ainda na mesma seção transversal, ocorrem espeleotemas do tipo “pata de elefante”, caracterizados por estalactites com base alargada sobre testemunhos de sedimentos argilo-arenosos. Essa feição indica que provavelmente o pavimento sedimentar (terraço) se encontrava muito próximo do teto também nesta seção (ponto ML-04 C, D e E, Figura 6.28 D e E).

Os condutos no patamar inferior são menos volumosos do que os condutos superiores, possuindo cerca de 2,5 m de largura e até 4 m de altura. A morfologia planimétrica é caracterizada por um conduto principal meandrante onde corre o rio perene atual, com sentido de fluxo para NE. O gradiente desse conduto é baixo, com calcário expostos nas paredes e teto, enquanto o piso é dominado por cascalho. Ocorrem algumas terminações cegas e afuniladas em ramificações da galeria principal, com desenvolvimento horizontal pequeno, da ordem de 8 a 30 m (ex.: ponto Q, Figura 6.26), enquanto as terminações do conduto principal se dão por sifões.

Os condutos intermediários que interligam os patamares superiores aos inferiores se mostram como grandes cânions com planimetria meandrante a retilínea e geometria das seções transversais em “buraco de fechadura”. Esses cânions são amplos e possuem altura que varia entre 16 a 25 m e largura entre 10 a 20 m (seções G, L, M e N, Figura 6.26). As paredes dos cânions são irregulares, com alargamentos e estreitamentos muito frequentes, além de pendentes recobrimdo toda sua extensão (Figura 6.28 F). Essas passagens preservam diversos testemunhos de depósitos sedimentares arenosos e conglomeráticos, tanto nas paredes como sobre o piso (ponto ML-09 A da seção G e ponto 10 da seção N, Figura 6.26). Terraços conglomeráticos assentados sobre um pavimento de calcário são comuns próximo ao topo desses condutos, e são seccionados pelo entalhamento do próprio cânion (seções G, M e L, Figura 6.26).

Esses cânions vadosos evoluem em um processo de erosão remontante de cachoeiras ou *knickpoints*, também denominados como chaminés (*shafts*) de caverna, conforme ilustrado pela Figura 6.29, onde se observa o entalhamento do pavimento rochoso e dos terraços sedimentares que o recobrem (seções L e G, Figura 6.27). No entanto, o contato entre o sedimento e a rocha encaixante é raramente observado, de modo que a espessura mínima dos depósitos da ordem de 14 m é inferida a partir das profundidades máximas até onde esses foram observados. Sendo

assim, a base rochosa do entalhamento vadoso entre os condutos superiores e inferiores é representado com um *knickpoint*, conforme representado na Figura 6.27.

Com relação à espeleogênese, interpreta-se que a gruta Manoel Lopes possui dois níveis de caverna (*cave levels*, sensu Palmer, 1987), interligados por cânions vadosos cuja morfologia foi retrabalhada por agradação. Essa interpretação se baseia nas evidências de condutos volumosos, com seções em tubos e baixo gradiente, cujas direções muitas vezes são subparalelas as do acamamento. Todas essas características combinam com uma fase de ampliação freática e duradoura do conduto próximo ao nível de base, conforme discutido no item 2.3, o que por sua vez define um nível de caverna. Considera-se que o ponto O na seção da Figura 6.27 possivelmente representa o ponto piezométrico entre esses dois níveis, onde ocorre uma significativa mudança no gradiente do teto entre os condutos em cânion e os condutos inferiores. No entanto, por representarem um período de estabilidade do nível de base, esses níveis devem ser correlacionados a condutos com características morfológicas e de elevação similares em outras cavernas, como será discutido nas demais descrições do alinhamento Manoel Lopes.

Os canais de teto observados nos condutos superiores são interpretados como uma feição de retrabalhamento por agradação, uma vez que há diversas evidências de preenchimento sedimentar na caverna até o nível do teto (pendentes, testemunhos de conglomerados e patas de elefante). Foi também constatado que esses canais não se orientam por estruturas do maciço rochoso, sendo pouco provável que representem condutos de uma fase freática e inicial de ampliação como protocondutos. As poucas ocorrências de fraturas guia sobre o teto da caverna é interpretada como fruto da obliteração causada pelo retrabalhamento por agradação, assim como as variações irregulares na elevação do teto da caverna (Figura 6.27).

A presença de barras sedimentares e entalhes laterais em lados opostos dos condutos superiores meandantes indica uma ampliação fluvial em ambiente vadoso. Mais evidências que corroboram essa interpretação de erosão fluvial serão apresentadas no item referente à sedimentologia. Os labirintos anastomosados que se sobrepõem aos condutos meandantes são interpretados como produto de sucessivas enchentes durante a fase em que essas galerias superiores se encontravam ativas.

Figura 6.26 - Mapa geológico em planta da gruta Manoel Lopes. A localização das seções transversais está indicada sobre a planta pelas letras de A a N. Abaixo de cada seção transversal encontram-se indicadas as escalas horizontais = escalas verticais. Topografia da planta cedida pelo Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas (GBPE).

Figura 6.27 - Seção geológica longitudinal da gruta Manoel Lopes, com exagero vertical de 2x. A localização da seção longitudinal sobre a planta encontra-se indicada na Figura 6.26. Localização das seções transversais indicada pelas letras de A a N.

Figura 6.28 – Morfologia dos condutos e suas relações com alguns depósitos na gruta Manoel Lopes. A: canal de teto meandrante e discordante das fraturas subverticais no teto e paredes (localização entre os pontos J e L na Figura 6.26). Foto: Lucas Godinho; B: croqui esquemático representando a morfologia do canal de teto e as estruturas da figura A; C: conduto inativo no nível superior. A direita na foto ocorre uma barra de sedimentos arenosos recoberta por crostas estalagmíticas, enquanto a esquerda ocorre um proeminente entalhe lateral (localização no ponto C da Figura 6.26). Foto: Fernando Laureano; D: conduto em nível superior, onde ocorrem testemunhos de preenchimento sedimentar até o teto (pata de elefante indicada pela seta) (localização no ponto G da Figura 6.26). Foto: Fernando Laureano; E: detalhe do espeleotema do tipo pata de elefante, recoberto por depósitos argilo-arenosos. As linhas tracejadas indicam as bases alargadas do espeleotema, que provavelmente coincidem com níveis de antigos terraços. Foto: Lucas Godinho; F: cânion vadoso em posição intermediária, com cerca de 25 m de altura. Esse conduto conecta os níveis superior e inferior. O círculo indica um espeleólogo como escala (localização no ponto M da Figura 6.26). Foto: Tom Morita.

Figura 6.29 – Seções esquemáticas no ponto L da Figura 6.26, sem exagero vertical. A: seção longitudinal do conduto superior, mostrando uma mudança abrupta de gradiente (cachoeira ou *shaft*). B: seção transversal ao conduto superior, mostrando canais inativos entalhados em pavimento rochoso e que segmentam terraços conglomeráticos e arenosos antigos.

6.2.2.2 Buraco da Sopradeira

A caverna Buraco da Sopradeira possui duas entradas principais, sendo uma em meio a uma pequena escarpa de 3 m de altura na alta vertente de um morro, dando acesso a um cânion inclinado, e a outra a partir de uma chaminé vertical (*shaft*), sendo que ambas as passagens interceptam as galerias superiores da caverna. Em muitos aspectos esta caverna se assemelha à gruta Manoel Lopes, uma vez que também apresenta condutos principais superiores e inferiores, com passagens em cânion inclinados que interligam esses últimos.

Os condutos superiores possuem padrão planimétrico meandrante, baixo gradiente e grande volume. Suas seções transversais são do tipo cânion e apresentam barras sedimentares recobertas por crostas carbonáticas nas paredes opostas a entalhes laterais discordantes do acamamento (seções C e G, Figura 6.30 e Figura 6.31). A direção principal desse conduto é NE-SW e E-W, com largura variando entre 10 e 20 m, a depender principalmente da projeção lateral das barras de sedimentos, enquanto a altura varia entre cerca de 8 a 14 m. Em um amplo salão de abatimento a largura e a altura do conduto podem atingir até 50 e 20 m, respectivamente (seção F, Figura 6.30). As terminações desse conduto superior se dão por obstruções de sedimentos terrígenos recobertos por crostas estalagmíticas e outros espeleotemas.

As feições morfológicas de pequena escala indicam a ocorrência de diversos processos e fases distintas de sedimentação. Ocorrem canais de teto amplos e meandantes, assim como pendentes sobre as paredes (Figura 6.32 A e B). Estalactites crescem sobre os pendentes e são recobertas por sua vez por preenchimentos de lama (Figura 6.33). Comumente se observam finas camadas de sedimentos pelíticos e secos de coloração marrom avermelhada recobrendo boa parte das paredes de calcário de forma contínua até o teto, e o piso do conduto é sempre recoberto por sedimentos arenosos a argilosos e crostas estalagmíticas.

Os condutos inferiores são caracterizados por terem dimensões relativamente menores do que os superiores. Nesse patamar inferior ocorre um conduto principal meandrante com baixo gradiente e direção principal segundo NNE-SSW, onde corre um rio ativo e perene com fluxo para NE, no sentido do rio São Desidério, que corresponde ao nível de base local. Sua seção transversal é do tipo cânion, com largura e altura que variam respectivamente entre 6 a 17 m e 8 e 10 m, onde se observam terraços arenosos inconsolidados ao lado do rio (seção H, Figura 6.30). Conectada a esse conduto principal ocorre uma rede de passagens mais estreitas com terminações cegas, padrão planimétrico labiríntico reticulado e sinuoso, cujas seções transversais apresentam morfologia desde fendas até pequenos cânions (seções I e J, Figura 6.30 e Figura 6.32 C). Nesses condutos geralmente ocorrem finas camadas de lama úmida revestindo toda a parede e o teto.

Os condutos intermediários são cânions estreitos com maior gradiente e interligam tanto a superfície aos condutos superiores como esses últimos aos condutos inferiores. Sua direção é paralela ao rumo de mergulho do acamamento, com largura entre 1,5 a 4 m e altura em torno de 6 a 12 m (pontos A e E, Figura 6.30). Em média escala ocorrem pendentes e vetores de migração de meandros com mergulho para jusante, conforme o sentido de fluxo determinado a partir de *scallops* (seção E, Figura 6.30, Figura 6.32 D), indicando uma fase de entalhamento singenético.

As mudanças de gradiente na passagem entre os cânions intermediários e os condutos mais volumosos são interpretados como pontos piezométricos (Figura 6.31, Figura 2.5). Os condutos superior e inferior com baixo gradiente na caverna Buraco da Sopradeira ocorrem respectivamente próximo as cotas 555 e 525 m, enquanto que na gruta Manoel Lopes os condutos superior e inferior ocorrem nas cotas 557 e 525 m, coincidindo em nível. Essa torna-se mais uma forte evidência que corrobora com a interpretação da existência de níveis de cavernas verdadeiros no alinhamento Manoel Lopes, segundo os critérios estabelecidos por Palmer (1987).

A evolução dos níveis superior e inferior é interpretada como uma iniciação freática, seguida de entalhamento vadoso e sucessivos retrabalhamentos por agração. Cada nível está relacionado a diferentes períodos de estabilidade do nível de base local do rio São Desidério, enquanto os cânions vadosos paralelos ao rumo do acamamento estabelecem a conexão entre os mesmos. Os condutos labirínticos reticulados do nível inferior são interpretados como labirintos de enchentes (*flood mazes*) e são, portanto, mais jovens e condicionados pela dinâmica do conduto principal.

Figura 6.32 - Morfologia dos condutos e suas relações com alguns depósitos na caverna Buraco da Sopradeira. A: conduto no nível superior (salão dos vulcões), com um amplo canal de teto meandrante. A direita na foto o espeleólogo se apoia sobre uma barra de sedimentos recoberta por escorrimentos carbonáticos e, a esquerda, ocorrem entalhes laterais com remanescentes de sedimentos finos, secos e de coloração marrom-avermelhada. Foto: Fernando Laureano; B: salão dos vulcões. O teto plano e sub-horizontal na foto coincide com um dos níveis de entalhe lateral, conforme demonstrado na foto A e na seção G da Figura 6.30. Observam-se diversos pendentes sob os planos dos entalhes, assim como sedimentos finos marrom-avermelhados. Foto: Fernando Laureano; C: cânions paralelos a fraturas subverticais na rede labiríntica do nível inferior. Notar a lama que recobre as paredes do conduto. Foto: Lucas Godinho; D: cânion intermediário que conecta o nível superior ao nível inferior. À direita na foto é possível ver um vetor de migração de meandro com mergulho no mesmo sentido do gradiente do conduto e do paleofluxo dos *scallops*, indicando evolução vadosa e singenética. Notar os pendentes sobre as paredes negativas, indicando retrabalhamento por agração. Foto: Lucas Godinho.

As estalactites recobertas por lama que recobrem os pendentes no salão dos Vulcões indicam ao menos duas fases de preenchimento sedimentar no nível de condutos superior, intercaladas por uma fase de desenvolvimento vadoso (Figura 6.33). A ocorrência de crostas estalagmíticas sobre o teto da caverna entre os pontos D e F da Figura 6.31 é interpretada como uma evidência de um terraço próximo ao teto do nível superior, mostrando a amplitude dos preenchimentos sedimentares nesses condutos.

As variações em elevação e irregularidades no teto do conduto superior são interpretadas como um retrabalhamento por agradação, onde a presença de meandros de teto geram superfícies mais elevadas, separadas por projeções mais rebaixadas e aplainadas do maciço rochoso, conforme pode ser observado na seção da Figura 6.31.

Figura 6.33 – Estalactites recobertas por lama sobre pendentes no salão dos Vulcões. Os pendentes indicam uma fase de preenchimento mais antiga, sucedida por precipitação de estalactites em ambiente vadoso, seguida de um significativo preenchimento por lama. Foto: Lucas Godinho.

6.2.2.3 *Gruta do Sobrado*

O mapeamento geológico da gruta do Sobrado é tema da pesquisa realizada recentemente por de Nunes (2019), que aborda o controle estrutural sobre as diversas fases de evolução dessa caverna. Aqui serão apresentados alguns dos resultados obtidos por esse autor durante seu estudo, dada a importância e complexidade que essa caverna tem a acrescentar para o quadro evolutivo do alinhamento Manoel Lopes. Adiante serão apresentadas tanto descrições e interpretações espeleogenéticas levantadas por Nunes (2019), como algumas considerações adicionais do autor da presente pesquisa.

A gruta do Sobrado possui diversas entradas, caracterizadas em sua maioria por fendas verticais do epicarste sobre afloramentos em lajedos de calcário. A morfologia planimétrica da caverna é labiríntica (Figura 6.34 e Figura 6.35) e, segundo Nunes (2019), dois grupos principais de condutos podem ser observados, sendo eles: (i) condutos anastomosados com orientação principal segundo NE-SW e seção transversal do tipo “chave de fechadura”, subparalelos às intersecções entre o plano de acamamento e fraturas subverticais (seções G, J e K, Figura 6.36 e Figura 6.37 B); (ii) condutos retilíneos com direção principal E-W e orientação paralela a proeminentes fraturas subverticais, com morfologia das seções transversais tanto em fenda (seções D, H e N, Figura 6.36, Figura 6.37 A) como em “chave de fechadura” (seções A e I, Figura 6.36). As terminações de ambos os grupos de condutos se dão sempre por preenchimentos sedimentares.

Os condutos retilíneos com seção em fenda por vezes possuem conexão direta com a superfície (seção D, Figura 6.35 e Figura 6.36). Isso sugere que a rede labiríntica da gruta do Sobrado poderia ter ao menos duas gerações de condutos, sendo uma de tubos freáticos NE-SW, e outra de fendas de invasão vadosa E-W. No entanto, as seções da Figura 6.36 mostram que tanto os condutos retilíneos como os condutos anastomosados possuem seções transversais predominantes do tipo “chave de fechadura”, o que sugere que, para ambos os tipos de condutos, ocorre um estágio inicial de ampliação freática, seguido de entalhamento vadoso.

Pendentes e testemunhos de preenchimentos sedimentares são muito comuns em todas as paredes e teto, assim como paleopisos próximos ao teto nas galerias mais elevadas (seções N e G, Figura 6.36). A espessura do preenchimento sedimentar que recobre o piso, assim como a profundidade do topo rochoso, puderam ser estimadas em torno de 2 a 6 m, devido às exposições de rocha calcária observadas ao longo das seções geológicas dos condutos anastomosados (Figura 6.35). Por vezes, esses afloramentos de rocha sobre o piso da caverna se apresentam como terraços recobertos por conglomerados e seccionados por entalhamento vadoso posterior (seção I, Figura 6.36, pontos E e F, Figura 6.35 e Figura 6.37 A).

Figura 6.34 - Mapa geológico em planta da gruta do Sobrado. A localização das seções transversais está indicada sobre a planta pelas letras de A a O. Topografia da planta cedida pelo Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas (GBPE). Extraído e modificado de Nunes (2019)

Figura 6.35 - Seção geológica longitudinal da gruta do Sobrado, com exagero vertical de 2x. A localização da seção longitudinal sobre a planta encontra-se indicada na Figura 6.34. Localização das seções transversais indicada pelas letras de A a O. Extraído e modificado de Nunes (2019).

Figura 6.36 – Seções geológicas transversais dos condutos na gruta do Sobrado, sem exagero vertical. A localização dessas seções sobre a planta e ao longo da seção longitudinal da caverna encontram-se indicadas na Figura 6.34 e Figura 6.35. Extraído e modificado de Nunes (2019).

Próximo à entrada principal da caverna é possível observar que os condutos retilíneos em fenda truncam os condutos anastomosados (seções A e I, Figura 6.34 e Figura 6.36). A morfologia geral dos condutos na gruta do Sobrado é resumida pelo esquema 3D da Figura 6.38. Dadas essas observações, é possível perceber que o padrão planimétrico labiríntico que se observa na gruta do Sobrado não é derivado de uma simples ampliação sincrônica de diversas estruturas com direções diferentes no maciço carbonático. Ao invés disso, condutos freáticos em diferentes elevações e direções (representando provavelmente um desenvolvimento polifásico) se interceptam por meio do entalhamento vadoso, em resposta ao rebaixamento do N.A.

Não é possível ter certeza quanto a idade relativa dos tubos freáticos superiores (condutos retilíneos) e inferiores (anastomosados) apenas a partir da morfologia de condutos, pois rotas de fluxo em profundidades diferentes podem se formar contemporaneamente na zona freática (*loops* de caverna). No entanto, as direções, gradientes e elevações distintas desses condutos sugerem uma possível formação em fases de ampliação também distintas.

De acordo com as observações acima, propõem-se a seguinte sequência evolutiva para a gruta do Sobrado: (i) iniciações freáticas dos condutos retilíneos com direção E-W; (ii) entalhamento vadoso concomitante ao rebaixamento do N.A.; (iii) formação de condutos freáticos em elevações mais baixas, com direção principal NE-SW; (iv) interceptação dos condutos inferiores pelo entalhamento vadoso dos condutos superiores; (v) estabilidade do nível de base, alargamento na base dos cânions e terraços fluviais e ampliação de galerias anastomosadas no patamar inferior devido a sucessivas enchentes; (vi) agradação e retrabalhamento da morfologia de entalhamento vadoso; (vii) nova fase de entalhamento vadoso que retrabalha o preenchimento sedimentar e escava novos cânions abaixo dos terraços com pavimento rochoso.

Figura 6.37 – Morfologia de condutos na gruta do Sobrado. A: conduto retilíneo de direção E-W com seção em cânion vadoso. O espeleólogo se sustenta sobre um terraço rochoso na base alargada do cânion, que por sua vez é seccionado por um entalhamento mais estreito. Foto: Vitor Santos Nunes; B: conduto anastomosado de direção NE-SW, com seção em chave de fechadura. O teto da passagem possui gradiente com mergulho no sentido NE. Fotos: Lucas Godinho.

Figura 6.38 – Esquema 3D mostrando a relação entre os condutos em tubos anastomosados (a) com gradiente para NE e os condutos retilíneos em fendas e seções tipo chave de fechadura (b, c e d). Notar que o entalhamento vadoso dos condutos b, c e d intercepta o conduto a, resultando em um padrão labiríntico visto em planta. Possivelmente, as duas famílias de condutos são originadas em fases de ampliação distintas.

6.2.2.4 *Gruta Olho D'água*

A entrada da gruta Olho D'água ocorre em uma fenda vertical ampliada sobre exposições de calcário em lajedos. Devido à sua proximidade com o rio São Desidério, essa é a caverna em menor posição de elevação de todo o alinhamento Manoel Lopes (Figura 6.24 e Figura 6.25). A morfologia planimétrica dessa caverna é labiríntica e reticulada, de modo que todos os seus condutos possuem seções transversais com morfologia em fenda e comumente apresentam terminações cegas no maciço rochoso (Figura 6.39 e Figura 6.40). A largura desses condutos varia desde 1,5 até 8 m, enquanto a altura varia entre 1 e 20 m. O piso dessa caverna é ocupado majoritariamente por sedimentos arenosos, enquanto que a geometria do teto é irregular, acompanhando a ampliação de fraturas subverticais do maciço carbonático. Um rio ativo corre sobre o substrato arenoso da caverna e apresenta terminações por sifões em ambas as extremidades. Nos demais condutos secos, as terminações se dão por preenchimento sedimentar clástico e espeleotemas. Alguns condutos com morfologia em fenda mostram-se completamente preenchidos por sedimentos até uma altura de 18 m em relação ao leito do rio, sendo que esses depósitos são caracterizados por areias médias a grossas inconsolidadas, com alguns estratos ricos em matéria orgânica.

Uma vez que a gruta do Olho D'água ocorre próxima à zona de descarga do aquífero (nível de base do rio São Desidério) é de se esperar que haja ao menos uma nascente para a descarga do seu rio subterrâneo e perene. Não entanto, não há qualquer nascente perene em superfície entre essa caverna e o rio São Desidério. A única nascente nas proximidades é a do Olho D'água, intermitente, que não pode justificar a descarga total do rio da caverna (Figura 6.40). Desse modo, a única interpretação possível para a descarga dessa caverna, por exclusão, é de que a mesma seja realizada diretamente sob o leito sedimentar do rio São Desidério, como uma nascente aluvionada, conforme já discutido anteriormente no item 5.3.

A caverna Olho D'água é aqui interpretada como uma rede de condutos ampliados por sucessivas enchentes, uma vez que as condições de elevado gradiente hidráulico favorecem a ampliação de diversas estruturas do maciço encaixante de forma concomitante, dando origem a um padrão labiríntico reticulado (e.g. Palmer, 2011). Essa interpretação é sustentada pelo predomínio de seções com morfologia em fenda, terminações cegas de condutos e a presença de um rio subterrâneo. Ao menos um evento significativo de agradação preencheu parte dos condutos com sedimentos arenosos, após o qual passou a predominar uma tendência de erosão do piso e remoção de parte desse preenchimento, que hoje pode ser encontrado apenas como testemunhos isolados no interior de condutos em fenda.

Figura 6.39 - Mapa geológico em planta da gruta Olho D'água. A localização das seções transversais está indicada sobre a planta pelas letras de A a D. Abaixo de cada seção transversal encontram-se indicadas as escalas horizontais = escalas verticais. Topografia da planta realizada durante esta pesquisa em conjunto com o Grupo da Geo de Espeleologia (GGeo) e o Espeleio Grupo de Rio Claro (EGRIC).

Figura 6.40 - Seção geológica longitudinal da gruta Olho D'água, sem exagero vertical. A localização das seções longitudinais sobre a planta encontra-se indicada na Figura 6.39. Localização das seções transversais indicada pelas letras A a D.

6.2.2.5 *Abismo do Tabocal*

A entrada do abismo do Tabocal ocorre como um sumidouro intermitente ao fundo de uma dolina, a partir do qual se desenvolve um conduto vertical com cerca de 25 m de profundidade, permitindo acesso às galerias do patamar inferior da caverna. Seu padrão planimétrico é caracterizado por condutos meandantes com orientação principal segundo ENE-WSW, que se distribuem em dois patamares principais.

O conduto do patamar inferior é mais volumoso, com largura e altura da ordem de 6 a 18 m e 4 a 6 m, respectivamente. Apresenta baixo gradiente e morfologia da seção transversal em tubo com eixo maior horizontal (seção B, Figura 6.41). Nele corre um rio ativo, com sentido de fluxo geral para NE, além de terraços com conglomerados relativamente bem cimentados. Quanto a morfologia de pequena escala, se destacam *scallops* com cerca de 20 a 30 cm de diâmetro e sentido de paleocorrente também para NE, indicando paleo-fluxo mais lento do que o usual para as demais cavernas estudadas no alinhamento Manoel Lopes (diâmetros dos *scallops* da ordem de 2,5 cm). As terminações em ambas as extremidades se dão por sifões.

O conduto do patamar superior possui baixo gradiente, seção em tubo e largura e altura que variam entre 4 a 15 m e 1 a 5 m, respectivamente. Chaminés verticais bem desenvolvidas interceptam o teto do conduto, com cerca de 4 m de largura (seção A, Figura 6.41). Os *scallops* nesse patamar possuem diâmetro da ordem de poucos centímetros e indicam sentido de paleocorrente para oeste, no sentido do conduto inferior. O piso é sempre revestido por sedimentos arenosos inconsolidados ou conglomeráticos. As terminações do conduto se dão por obstruções desses sedimentos. Os patamares inferior e superior são conectados por passagens mais estreitas e com gradiente relativamente mais elevado.

Uma vez que o abismo do Tabocal ocorre em uma posição mais a montante no alinhamento Manoel Lopes, era de se esperar que a cota do seu rio subterrâneo fosse mais elevada em relação à outras cavernas situadas a jusante (Figura 6.25). No entanto, o patamar inferior com o rio ativo do abismo do Tabocal se situa na cota 500 m, enquanto os rios das cavernas Manoel Lopes e Sopradeira, em posição mais a jusante, se encontram nas cotas 520 a 525 m. Isso indica que o rio ativo no abismo do Tabocal não pode constituir a mesma rota de fluxo das duas cavernas anteriormente citadas, pois não seria possível um curso d'água aberto se deslocar de uma posição menos elevada para uma posição mais elevada, já que na zona vadosa o fluxo d'água é conduzido pela gravidade apenas de posições em maior elevação para posições em menor elevação.

Figura 6.41 - Mapa geológico em planta do abismo do Tabocal. A localização das seções transversais está indicada sobre a planta pelas letras A e B. Abaixo de cada seção transversal encontram-se indicadas as escalas horizontais = escalas verticais. Topografia da planta cedida pelo Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas (GBPE) e pelo Groupe Spéléologique de Bagnols-Marcoule (GSBM).

Figura 6.42 - Seção geológica longitudinal do Abismo do Tabocal, sem exagero vertical. A localização da seção longitudinal sobre a planta encontra-se indicada na Figura 6.41. Localização das seções transversais indicada pelas letras de A e B.

Outro aspecto interessante é que, diferentemente das demais cavernas deste alinhamento, os condutos superiores no Abismo do Tabocal não são mais amplos do que os inferiores. Uma vez que os *scallops* do patamar superior indicam fluxo convergente na sua junção com o patamar inferior, o primeiro é interpretado aqui como um afluente do segundo. Não se tem muitas evidências de quais fatores geológicos controlam a elevação do patamar inferior, sendo que sua ampliação por fluxo lento pode indicar uma evolução em ambiente freático, mas não há evidências suficientes para caracterizá-lo como um nível de caverna.

6.2.3 Alinhamento Cânion da Beleza

As cavernas que ocorrem ao longo do Cânion da Beleza e do rio do Nado são ainda pouco conhecidas, mas é provável que muitos sistemas de cavernas possuam descarga final ao longo de nascentes adjacentes a esse rio. Essa suposição se baseia no cadastramento de nascentes feito durante esta pesquisa e em prospecções espeleológicas feitas pelo Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas. Apenas a caverna Grutão da Beleza foi aqui estudada e mapeada em detalhe, devido à presença de depósitos sedimentares em abundância. Exemplos de cavernas próximas e com rios subterrâneos ativos são a gruta do Baixãozinho e a gruta Riacho Seco, que, no entanto, foram ainda pouco exploradas e carecem de mapeamento topográfico (Figura 6.43).

6.2.3.1 Grutão da Beleza

O Grutão da Beleza possui duas entradas amplas que ocorrem na base de uma escarpa vertical de calcário com cerca de 50 m de altura, próximo à planície do rio do Nado. Cada entrada permite acesso à patamares diferentes de condutos, sendo um superior e outro inferior (Figura 6.44 e Figura 6.45). O conduto superior possui baixo gradiente, com morfologia planimétrica meandrante rudimentar e seções transversais elípticas. A largura e altura do conduto são da ordem de 10 e 5 m, respectivamente. As paredes preservam muitas feições erosivas, como pendentes, que são recobertos por testemunhos esparsos de conglomerados muito bem cimentados (seções A e B, Figura 6.44). O piso dessa galeria é recoberto por crostas estalagmíticas, abaixo das quais ocorrem sucessões de conglomerados bem cimentados e arenitos conglomeráticos com belas estratificações cruzadas. Esse conduto é seco e inativo, com terminação distal por preenchimento sedimentar e crostas estalagmíticas.

Figura 6.43 - Alinhamento de cavernas do Cânion da Beleza. Localização da imagem indicada pelo polígono C na Figura 6.1. ca: calcário; ar: arenito; 1: Grutão da Beleza; 2: nascente cárstica da gruta Riacho Seco; 3: gruta do Baixãozinho.

O conduto inferior possui baixo gradiente e padrão planimétrico meandrante, sendo completamente afetado por desmoronamentos no teto (seção C, Figura 6.44 e Figura 6.45). Constitui uma passagem muito mais ampla do que a superior, com até 30 m de largura e 9 m de altura. O conduto é seco, mas há evidências de fluxo intermitente em canais sobre o piso recoberto por sedimentos arenosos inconsolidados. Boas exposições verticais de sedimentos pelíticos e inconsolidados ocorrem neste patamar. A terminação distal do conduto se dá por desmoronamentos e preenchimentos sedimentares.

A evolução desta caverna é interpretada como produto da recarga autogênica a partir de dolinas situadas no topo do maciço carbonático (a exemplo do contexto onde se insere a gruta do Baixãozinho). Possivelmente os condutos superior e inferior representam estágios distintos da evolução da caverna. Sucessivas enchentes no nível mais baixo, com cursos d'água intermitentes, podem ter sido responsáveis pelos desmoronamentos e formação de galerias amplas. Não há indícios claros da presença de níveis de caverna, mas ressalta-se que os condutos superiores do Grutão da Beleza ocorrem em posição de elevação muito próxima ao nível inferior das cavernas Manoel Lopes e Sopradeira (525 a 530 m).

Figura 6.44 - Mapa geológico em planta do Grutão da Beleza. A localização das seções transversais está indicada sobre a planta pelas letras de A a C. Abaixo de cada seção transversal encontram-se indicadas as escalas horizontais = escalas verticais. Topografia da planta realizada durante esta pesquisa em conjunto com o Grupo da Geo de Espeleologia (GGeo).

Figura 6.45 - Seção geológica longitudinal do Grutão da Beleza, sem exagero vertical. O piso do conduto inferior se encontra na cota 510 m, enquanto a planície aluvial do rio do Nado, logo a frente do paredão de calcário que dá acesso a caverna, ocorre na cota 503 m. Portanto, esse conduto não se encontra abaixo da elevação do rio em superfície. A localização das seções longitudinais sobre a planta encontra-se indicada na Figura 6.44. Localização das seções transversais indicada pelas letras de A a C.

6.3 Depósitos Sedimentares de Caverna

Neste item serão apresentados os resultados referentes a análise de fácies sedimentares e elementos arquiteturais para cinco exposições verticais de depósitos nas cavernas Buraco da Sopradeira, Manoel Lopes e Grutão da Beleza. Algumas dessas exposições verticais são naturais, decorrentes da erosão ou desmoronamentos do piso, enquanto outras são antrópicas, a exemplo das escavações desativadas para extração de salitre. Duas trincheiras com cerca de 1,5 m de profundidade foram escavadas em terraços adjacentes aos rios ativos nas cavernas Buraco da Sopradeira e Buraco do Inferno da Lagoa do Cemitério, para fins de coleta de sedimentos para geocronologia (OSL) e observação da geometria da estratificação no topo das barras. Serão também apresentados os resultados para análise granulométrica de 25 amostras coletadas em seis cavernas diferentes da área de estudo.

6.3.1 Fácies sedimentares

Foram reconhecidas ao todo 17 fácies sedimentares nos depósitos das cavernas acima mencionadas. A seguir são apresentadas as descrições resumidas de cada fácies, assim como as siglas adotadas para cada uma, utilizando parcialmente as propostas de Miall (2000), que apresenta um amplo estudo de ambientes de deposição fluvial, e Laureano (2016), que apresenta um estudo de caracterização de depósitos de caverna para a região central do Brasil. Para a classificação granulométrica de campo foi seguida a escala de Wentworth-Udden (Wentworth, 1922).

Gc: Conglomerado sustentado pelo arcabouço, com estrutura maciça. Os clastos do arcabouço variam de seixos a blocos, com 1 cm a 40 cm em seu eixo maior, e são compostos por arenito friável, arenito silicificado, sílex, quartzo de veio leitoso, silcrete, ferricrete, calcário e intraclastos de argila. A matriz é composta por areia mal selecionada e grânulos, com cimentação por minerais carbonáticos e óxido-hidróxidos de ferro e alumínio. Os clastos do arcabouço variam de bem arredondados a arredondados, sendo que localmente se observa estrutura imbricada (Figura 6.46 A);

Gm: Conglomerado sustentado por matriz de areia fina a grossa. O arcabouço varia de grânulos a seixos subangulosos a arredondados e polimíticos. Os clastos do arcabouço são compostos por silcrete, arenito, ferricrete, metapelito, calcário e intraclastos de argila. O conglomerado apresenta cimentação carbonática mais intensa próximo as crostas de

espeleotemas que os recobrem. A estrutura é predominantemente maciça, podendo localmente apresentar orientação incipiente onde ocorre predomínio de matriz arenosa;

Gnl: Concentração de grânulos bem arredondados e bem selecionados, com granodecrescência ascendente para areia fina, apresentando estratificação plano-paralela sub-horizontal;

St: Areia fina a média com estratificações cruzadas acanaladas de médio porte e coloração avermelhada. Localmente podem ocorrer intercalações de estratos com grânulos, ou estratos areno-siltosos. As séries acanaladas apresentam contato erosivo na base. Os grãos são cimentados por óxido-hidróxidos de ferro e alumínio (Figura 6.46 B);

Stg: Areia e cascalho com estratificações cruzadas acanaladas de médio porte. A matriz varia de areia fina a areia grossa, enquanto o arcabouço varia de grânulos a calhaus, arredondados a subarredondados. Localmente podem ocorrer estratos areno-siltosos intercalados com os estratos arenosos da matriz. Os clastos do arcabouço podem variar desde apenas grânulos esparsos até concentrações maiores de seixos e calhaus, sempre sustentados pela matriz;

Sp: Areia fina a média de coloração avermelhada clara, com estratificação plano-paralela sub-horizontal. Localmente pode ocorrer intensa cimentação por óxido-hidróxidos de ferro e coloração vermelha intensa;

Sh: Areia fina a muito fina de coloração avermelhada clara, com estratificação plano-paralela sub-horizontal;

Sfp: Areia fina a média avermelhada com estratificação plano-paralela sob-horizontal e frequentes intercalações com lâminas pelíticas concordantes. Tanto as lâminas arenosas como pelíticas podem apresentar continuidade lateral da ordem de 10 m. A proporção entre areia e argila/ silte é variável (Figura 6.46 C);

Sft: Areia fina a média avermelhada com laminação cruzada cavalgante e frequentes intercalações com lâminas pelíticas concordantes à laminação. Localmente e de forma pouco frequente podem ocorrer laminações cruzadas tabulares. A proporção entre areia e argila/ silte é variável (Figura 6.46 D);

Sl: Areia fina a muito fina de cor avermelhada com estratificação cruzada tabular de baixo ângulo;

Sm: Areia fina a média de coloração avermelhada e estrutura maciça;

Fp: Argila e silte de coloração marrom a avermelhada, que pode apresentar estratificação plano-paralela sub-horizontal ou estrutura maciça (Figura 6.46 C). Localmente ocorre areia fina. Pode apresentar gretas de contração no topo das séries, geralmente quando em contato com crostas espessas de espeleotemas carbonáticos sobrejacentes (fácies **Ec**) (Figura 6.46 E). As camadas pelíticas podem localmente apresentar falhas com rejeito da ordem de poucos centímetros, ou estarem dobradas;

Fc: Argila e silte de coloração marrom a avermelhada e estratificação plano-paralela sub-horizontal, com frequentes intercalações de crostas carbonáticas espáticas laminadas e concordantes. Essas crostas carbonáticas apresentam espessura da ordem de apenas 1 a 4 mm (Figura 6.46 F);

Ec: Crosta carbonática estalagmítica (espeleotema) com espessura que varia de 3 a 4 cm, composta predominantemente por calcita e aragonita espática. Ocorrem geralmente recobrimdo o topo das sucessões sedimentares, compondo assim parte do piso atual de muitas cavernas. Por vezes pode ocorrer intercalada com os depósitos terrígenos, apresentando estrutura maciça ou plano-paralela sub-horizontal finamente laminada;

Rc: Espeleotema do tipo cone de jangadas. Sua estrutura é laminada e convexa, sendo definida pela orientação de placas de jangadas. Esses espeleotemas ocorrem soterrados por depósitos terrígenos mais recentes e possuem cerca de 0,5 a 1 m de altura;

Bcav: Brecha de caverna mal selecionada. Possui estrutura maciça e é sustentada pelo arcabouço. A granulometria varia desde argila até matacões e blocos. Os clastos do arcabouço incluem fragmentos de espeleotemas, blocos de calcário ou outros litotipos, enquanto a matriz é argilo-arenosa. A cimentação carbonática é heterogênea e mal distribuída no depósito (Figura 6.46 G);

Bint: Brecha mal selecionada, com matriz variando entre a fração argila e areia com grânulos esparços. O arcabouço apresenta seixos compostos por intraclastos placóides de argila. A estrutura é maciça, mas localmente pode ocorrer laminação plano-paralela onde há predomínio de matriz arenosa (Figura 6.46 H).

Figura 6.46 – Exemplos de fácies sedimentares descritas. A: conglomerado sustentado pelo arcabouço (**Gc**), parcialmente recoberto por crostas estalagmíticas; B: areia fina a média com estratificações cruzadas acanaladas de médio porte (**St**). Notar contato erosivo entre as séries; C: areia fina a média avermelhada com estratificação plano-paralela sob-horizontal (**Sfp**) intercalada com argila e silte com laminação plano-paralela (**Fp**); D: areia fina a média avermelhada com laminação cruzada acanalada e frequentes intercalações com lâminas pelíticas concordantes à laminação (**Sft**); E: molde de gretas de contração na base de crosta estalagmítica (**Ec**) em contato com argila e silte com laminação plano-paralela (**Fp**); F: Argila e silte com laminação plano-paralela com intercalações de crostas carbonáticas espáticas (**Fc**); G: Brecha de caverna (**Bcav**); H: brecha intraclástica (**Bint**). Fotos: Lucas Godinho.

6.3.2 Elementos arquiteturais

A seguir serão apresentadas as descrições de alguns depósitos sedimentares de caverna com base nos métodos de análise de fácies e elementos arquiteturais, assim como interpretações quanto aos seus paleo-ambientes deposicionais. As fácies sedimentares anteriormente descritas encontram-se organizadas de tal modo que fácies vizinhas e geneticamente relacionadas a um mesmo ambiente deposicional constituem uma associação de fácies. Essas se distribuem em corpos sedimentares maiores com geometria externa e interna bem definida, denominados elementos arquiteturais. As superfícies limitantes dos depósitos foram hierarquizadas até a 4ª ordem, seguindo a proposta de Miall (1996).

6.3.2.1 CS - Canais fluviais subterrâneos

Este elemento arquitetural ocorre como um preenchimento do interior de cavernas e possui o limite superior definido por macroformas, como superfícies convexas de topo de barra (superfícies de 4ª ordem), e limite inferior dado pelo contato discordante com a rocha encaixante do conduto (calcário neoproterozoico) ou eventualmente com macroformas sotopostas. Sua espessura varia entre 3 a 8 m, enquanto sua extensão lateral geralmente ocupa toda a largura do conduto subterrâneo, que varia geralmente entre cerca de 2 a 20 m, mas pode chegar até 70 m. Sua associação de fácies é composta por: *conglomerado sustentado pelo arcabouço (Gc)*; *conglomerado sustentado por matriz de areia fina a grossa (Gm)*; *concentração de grânulos bem arredondados e bem selecionados, com granodecrescência ascendente (Gnl)*; *areia fina a média com estratificações cruzadas acanaladas de médio porte (St)*; *areia e cascalho com estratificações cruzadas acanaladas de médio porte (Stg)*; *areia fina a média de coloração avermelhada com estratificação plano-paralela sub-horizontal (Sp)*; *areia fina a muito fina de cor avermelhada com estratificação cruzada tabular de baixo ângulo (Sl)*; *argila e silte com estratificação plano-paralela sub-horizontal ou estrutura maciça (Fp)*; *crosta carbonática (Ec)*.

As fácies **St**, **Stg** e **Gc** são predominantes e ocorrem de forma intercalada ao longo da sucessão, com contato sempre erosivo entre a base e o topo das séries (superfícies de 2ª ordem). A grande variação de granulometria entre essas fácies, desde areia média a seixos nas fácies **St**, **Stg**, **Gnl** e **Gm**, até calhaus e matações da fácies **Gc**, sugere mudanças muito grandes na velocidade de fluxo e capacidade de transporte dentro desse ambiente de deposição (Figura 6.49). A imbricação observada nos seixos da fácies **Gc** indica transporte por fluxo unidirecional

(Figura 6.51). As estratificações predominantemente acanaladas nas fácies **St** e **Stg** (superfícies de ordem zero), assim como a presença de areias médias a seixos, remetem a migração de formas de leito como dunas subaquáticas de crista sinuosa (Figura 6.47). A espessura das séries aparentemente varia de acordo com as dimensões dos condutos, sendo da ordem de 10 a 30 cm em condutos mais estreitos (Figura 6.48) até 2 a 3 m em condutos mais largos (Figura 6.50).

As fácies **Sl**, **Sp** e **Pl** possuem espessura pequena, da ordem de 2 a 3 cm, e ocorrem intercaladas próximo ao topo do elemento arquitetural CS, indicando variações frequentes no regime de fluxo. A fácies **Pl** indica estagnação total do fluxo e decantação, enquanto a fácies **Ec**, que pode se sobrepor às fácies **St**, **Sp** e **Stg**, indica exposição subaérea por tempo prolongado.

Foram escavadas duas trincheiras em terraços fluviais adjacente a rios subterrâneos ativos, tanto no nível inferior da caverna Buraco da Sopradeira quanto no salão Desidério da caverna Buraco do Inferno da Lagoa do Cemitério. Nelas foi possível observar que a estratificação interna dos depósitos é paralela à superfície do topo do terraço, com mergulho no sentido da calha dos rios, indicando que esses depósitos se organizam em barras nas laterais dos condutos meandantes (Figura 6.52). Em condutos inativos e superiores, diversos depósitos recobertos por espeleotemas nas laterais dos condutos seguem o mesmo tipo de geometria interna e externa, mostrando que a arquitetura do elemento CS segue a geometria de barras. A presença de barras fluviais e entalhes laterais nos condutos já havia sido interpretada no item 6.2.2 (pg. 165), e é aqui corroborada pelas descrições dos depósitos sedimentares.

Dadas as características acima descritas, o paleo-ambiente deposicional do elemento arquitetural CS é interpretado como de rios subterrâneos submetidos à grandes variações de vazão, devido a enchentes esporádicas. Uma vez que o conduto fechado não permite o espalhamento lateral das águas do rio durante as enchentes da mesma forma que um rio em superfície, o grande aumento da velocidade de transporte após o nível d'água atingir o teto do conduto ocorre a fim de se manter a vazão no sistema, permitindo o transporte de clastos nas frações bloco e matacão. Próximo ao topo do elemento CS ocorrem fácies que indicam variação frequente nos regimes de fluxo, até sua estagnação, o que é interpretado como produto da atenuação das enchentes. As crostas de espeleotemas que recobrem o elemento CS marcam o encerramento da deposição fluvial por longos períodos, possivelmente por ausência de infiltração meteórica ou por abandono do canal em detrimento de outra rota de fluxo.

Figura 6.47 – Fotomosaico do elemento arquitetural CS do ponto ML-03, na gruta Manoel Lopes. Predominam séries de areias com estratificações cruzadas acanaladas (St, Stg), sobrepostas por camadas pelíticas (Fp) e crostas de carbonatos secundários (Ec).

NNW**1** **SSE****2**

Figura 6.48 – Colunas estratigráficas referentes ao ponto ML-03, na Gruta Manoel Lopes. A posição das colunas no afloramento está indicada na Figura 6.47.

Figura 6.49 – Fotomosaico do elemento arquitetural CS do ponto BEL-04, na caverna Grutão da Beleza. Predominam intercalações entre séries espessas das fácies St e Gc.

N 1 S

Figura 6.50 – Coluna estratigráfica referente ao ponto BEL-04, na caverna Grutão da Beleza. A posição da coluna no afloramento está indicada na Figura 6.49.

Figura 6.51 – Detalhe da fácies Gc do ponto ML-08, na gruta Manoel Lopes, onde se observa estrutura com seixos imbricados. Fotos: Lucas Godinho.

Legenda: — superfície do topo da barra — estratificação interna

Figura 6.52 – Barras fluviais adjacentes ao rio ativo no nível inferior da caverna Buraco da Sopradeira. Abaixo na figura se observa a estratificação interna da barra, em exposição de trincheira, onde os estratos são paralelos à superfície de topo da barra, com mergulho no sentido da calha do rio. Fotos: Lucas Godinho.

6.3.2.2 LS - Lagos subterrâneos abertos

Este elemento arquitetural ocorre como depósitos internos de caverna e apresenta geometria tabular, caracterizada por superfícies limitantes sub-horizontais no topo. A base do elemento arquitetural LS possui geometria irregular, enquanto sua continuidade lateral pode chegar até dezenas de metros. As fácies sedimentares a ele associadas são: *areia fina a média com estratificação plano-paralela sub-horizantal (Sp)*; *areia fina a média com estratificação plano-paralela sob-horizantal e frequentes intercalações com lâminas pelíticas (Sfp)*; *areia fina a média com laminação cruzada cavalgante e frequentes intercalações com lâminas pelíticas (Sft)*; *areia fina a média com estrutura maciça (Sm)*; *areia fina a muito fina com estratificação plano-paralela sub-horizantal (Sh)*; *argila e silte que pode apresentar estratificação plano-paralela sub-horizantal ou estrutura maciça (Fp)*; *argila e silte com estratificação plano-paralela sub-horizantal e frequentes intercalações de crostas carbonáticas espáticas (Fc)*; *crosta carbonática espessa composta predominantemente por calcita e aragonita espática (Ec)*; *espeleotema do tipo cone de jangadas (Rc)*; *brecha de caverna mal selecionada (Bcav)*; *brecha mal selecionada com intraclastos placóides de argila no arcabouço (Bint)*.

As fácies **Sp**, **Sfp**, **Sft**, **Fp** e **Fc** compõe o maior volume do elemento arquitetural LS e ocorrem intercaladas formando *cosets* cuja espessura é da ordem de 0,1 a 20 cm. O contato superior e inferior entre as séries é normalmente plano-paralelo, sub-horizantal e erosivo. As frequentes intercalações entre fácies arenosas a siltosas com estruturas que indicam fluxo unidirecional (**Sft**) e outras fácies ricas em frações finas e estruturas plano-paralelas (**Sfp**, **Fp** e **Fc**) indicam um ambiente que varia constantemente entre maior energia, com transporte de marcas onduladas, e a estagnação do fluxo que permite a decantação das partículas finas. As laminações cruzadas cavalgantes ricas em argila, silte e areia da fácies **Sft** e os leitos planos arenosos a siltosos da fácies **Sfp** são interpretadas como produto da atenuação de fluxo, onde o transporte de partículas mais grossas em carga de fundo ocorrem concomitantemente à decantação de partículas mais finas, gerando as intercalações concordantes entre lâminas arenosas e silte-argilosas. As fácies **Sh** e **Sm** são menos comuns nesses registros e ocorrem de forma intercalada às fácies anteriormente citadas, sendo interpretadas como produto de fluxo localizado com energia de transporte relativamente maior.

Todas as fácies citadas anteriormente podem ocorrer intercaladas a camadas de carbonatos espáticos da fácies **Ec**, com espessuras da ordem de 0,1 a 15 cm, e **Fc**, com espessuras em torno de 0,1 cm. A deposição de crostas carbonáticas espáticas indica que houve

exposição subaérea do depósito e formação de espeleotemas pelo fluxo posterior de filmes de águas saturadas ou supersaturadas em relação ao CaCO_3 . Vale ressaltar que não foram observadas fácies de lama carbonática que pudessem indicar uma decantação lacustre típica (e.g. Bridge e Demico, 2008).

As crostas carbonáticas são mais características do topo do elemento arquitetural LS. Por exemplo, os painéis da Figura 6.53 e Figura 6.55 representam respectivamente a base e o topo de um mesmo afloramento do elemento arquitetural LS, onde pode-se observar que os depósitos mais próximos a base quase não apresentam intercalações com crostas carbonáticas, enquanto que as mesmas ocorrem com muita frequência no topo da sucessão. A Figura 6.53, Figura 6.54, Figura 6.55 e Figura 6.56 também mostram que brechas intraclásticas (**Bint**) e brechas de cavernas (**Bcav**) são mais comuns próximo ao topo das sucessões.

A base irregular do elemento arquitetural LS é constituída por depósitos da fácies cone de jangadas (**Rc**), que podem chegar até cerca de 1 m de espessura. Esses espeleotemas, que encontram-se soterrados e inativos (Figura 6.59 A), são interpretados como produto do acúmulo de jangadas por decantação em ambiente subaquoso (e.g. Hill e Forti, 1997). Análogos mais recentes desses espeleotemas foram observados nas cavernas Garganta do Bacupari e Buraco do Inferno da Lagoa do Cemitério, podendo chegar a até cerca de 2 a 3 m de altura (Figura 6.59 B; Figura 6.9 B). A idade desses espeleotemas será discutida no item referente à geocronologia.

A Figura 6.57 e Figura 6.58 mostram a grande continuidade lateral do elemento arquitetural LS, chegando a mais de 30 m, e o caráter essencialmente plano-paralelo sub-horizontal das laminações e estratificações. O topo da sucessão no afloramento dos pontos BEL-02 e BEL-03 é marcado pela ocorrência de crostas estalagmíticas espessas (**Ec**), por sua vez sobrepostas por fácies arenosas com estratificações cruzadas acanaladas de médio porte (**St**) e conglomerados (**Gm**), marcando uma mudança significativa no estilo da deposição (Figura 6.58).

Legenda ponto SOP-06 Base

	superfície ordem 0		fácies Fp		coluna estratigráfica		Sp fácies sedimentar
	superfície ordem 2		fácies Bcav		matacões e blocos		Sp/Fp/Sfp fácies intercaladas
	superfície ordem 4		intraclastos de argila		ponto de amostragem		

Figura 6.53 – Fotomosaico do elemento arquitetural LS na base do ponto SOP-06, na caverna Buraco da Sopradeira. Notar a ocorrência de brechas na parte superior do afloramento e superfícies falhadas nas camadas pelíticas, a direita no croqui.

Figura 6.55 – Fotomosaico do elemento arquitetural LS no topo do ponto SOP-06, na caverna Buraco da Sopradeira. Notar a geometria tabular do depósito e o predomínio de brechas intraclásticas (Bint) no topo da sucessão.

Figura 6.56 – Colunas estratigráficas referentes ao topo do ponto SOP-06. A posição das colunas no afloramento está indicada na Figura 6.55. Notar as frequentes intercalações com as fácies Ec e Fc ao longo da sucessão, assim como das fácies Sft e Sfp.

Figura 6.57 – Fotomosaico do elemento arquitetural LS no ponto BEL-02 e BEL-03, na caverna Grutão da Beleza. Notar a grande continuidade lateral do depósito e as ocorrências de preenchimento sedimentar até o teto da caverna (a direita no painel). A escala no centro da imagem é um martelo geológico.

E **1****W**

Figura 6.58 – Colunas estratigráficas referentes ao ponto BEL-02 e BEL-03, na caverna Grutão da Beleza. A posição das colunas estratigráficas no afloramento está indicada na Figura 6.57. Notar a mudança no estilo de deposição no topo das colunas, acima da fácies Ec.

Figura 6.59 – Cones de jangadas soterrados por depósitos do elemento arquitetural LS na base do ponto SOP-06 (A). Cone de jangadas em exposição subaérea na caverna Garganta do Bacupari, onde se observa parte da estratigrafia interna do cone, orientada por fragmentos placóides de jangadas (B). Fotos: Lucas Godinho.

Com base nas evidências acima expostas, o paleo-ambiente deposicional do elemento arquitetural LS é interpretado como lacustre aberto, onde ocorre a desembocadura de rios subterrâneos logo a montante desses corpos d'água, assim como o desaguamento desses rios logo a jusante. Depósitos associados a ambientes lacustres mais distais em relação à desembocadura dos rios apresentam maior coluna d'água, fácies de decantação mais espessas (**Fp**) e menor frequência de fácies de transporte por carga de fundo, em decorrência da atenuação da energia de transporte dos rios. Já os depósitos proximais são caracterizados por ambiente rasos de maior energia, apresentando grande influência de estruturas trativas (**Sft**) e fácies que indicam exposições subaéreas frequentes (**Ec** e **Fc**) em decorrência das maiores flutuações do nível d'água próximo às margens. A fácies **Rc** na base do elemento arquitetural LS corrobora a interpretação de ambiente lacustre, com águas saturadas a supersaturadas em relação ao CaCO_3 .

As brechas intraclásticas (**Bint**) indicam fluxos de enxurradas que retrabalham depósitos pelíticos, enquanto que as brechas de caverna (**Bcav**) provavelmente tem relação com desmoronamentos de blocos, uma vez que ocorrem planos de falhas nos sedimentos abaixo

dessa fácies. O afloramento do ponto SOP-06 sugere uma transição entre um ambiente com águas mais profundas na base para águas mais rasas em direção ao topo. O predomínio de brechas intraclásticas no topo dessa sucessão indica um forte retrabalhamento por fluxos de enxurradas, até a estagnação completa do fluxo, com a deposição de crostas estalagmíticas espessas (**Ec**). Essa sequência estratigráfica provavelmente mostra a evolução de um lago subterrâneo aberto desde o início da sua deposição até a redução progressiva do volume de água e desaparecimento do lago, sendo esse um possível indício do efeito de variações climáticas afetando a vazão do rio alimentador do lago. As fácies **St** e **Cm**, que ocorrem sobre as superfícies de 4ª ordem definidas pela fácies **Ec**, indicam provável mudança no estilo de sedimentação lacustre (LS) para fluvial (CS).

6.3.3 Análise granulométrica

Foram analisadas 25 amostras de sedimentos em caverna para determinação de suas frações granulométricas a partir de um medidor de tamanho de partículas (Malvern Mastersizer Panalytical), entre as frações 0,1 e 3.000 μm . Tais amostras foram retiradas das cavernas Garganta do Bacupari, Buraco do Inferno da Lagoa do Cemitério, Manoel Lopes, Buraco da Sopradeira, Grutão da Beleza e Riacho Seco, sendo que 7 pertencem a sedimentos interpretados em campo como de origem lacustre e 18 como de ambiente fluvial, com base nos critérios de associações de fácies e elementos arquiteturais anteriormente descritos.

Os resultados são apresentados nos gráficos da Figura 6.60 e nas tabelas do Apêndice C. Os depósitos interpretados como de ambiente lacustre possuem maior frequência nas faixas granulométricas mais grossas, entre silte grosso a areia muito fina (ϕ próximo de 3), com picos de frequência que chegam até cerca de 18% do volume total das amostras. No entanto, ocorrem também muitos picos de frequência importantes nas frações finas, entre argila e silte (ϕ entre 5 e 10), com valores máximos da ordem de 8% (Figura 6.60 A). As curvas de volume acumulado para os depósitos lacustres possuem inclinação suave, mostrando uma participação significativa das frações mais finas no volume total da amostra (Figura 6.60 B).

Figura 6.60 – Distribuição granulométrica de depósitos lacustres (A e B) e fluviais (C e D). n: número de amostras.

Os depósitos fluviais também apresentam maior frequência em torno de frações granulométricas mais grossas, como silte grosso a areia fina (ϕ entre 2 e 3), com picos muito significativos que variam geralmente entre 20 a 40 % do volume total das amostras. Os picos para as frações granulométricas mais finas geralmente são pouco expressivos, com valores abaixo de 2% (Figura 6.60 C). As curvas de percentual acumulado para os depósitos fluviais possuem inclinação relativamente maior em comparação aos depósitos lacustres, mostrando a influência preponderante das frações granulométricas mais grossas em ambiente fluvial (Figura 6.60 D).

Desse modo, considera-se que a análise granulométrica realizada aponta diferenças significativas entre os depósitos interpretados como de ambiente lacustre e fluvial, corroborando para as interpretações de associações de fácies e elementos arquiteturais, uma vez que em ambientes fluviais se espera uma maior energia de transporte e partículas mais grossas, enquanto em ambientes lacustres a menor energia de transporte tende a concentrar partículas mais finas.

6.4 Análise Hidroquímica

Foram analisadas ao todo 51 amostras de águas subterrâneas e superficiais para 13 sítios de amostragem (Tabela 6.2), sendo que 30 dentre essas amostras apresentam erros referentes ao balanço iônico abaixo ou igual a 10%, 9 possuem erros entre 10 e 15%, e 12 possuem erros acima de 15%. Atribui-se esse desvio na igualdade entre cátion e ânions principalmente à déficits nos valores de alcalinidade, ou espécies químicas possivelmente não mensuradas (Freeze e Cherry, 1979), de modo que a seguir são apresentados somente os resultados das análises com erros menores ou iguais a 15% (ver dados hidroquímicos nas tabelas do Apêndice D).

Tabela 6.2 – Dados gerais dos 13 pontos para amostragem de água e análise hidroquímica.

Ponto de amostragem	utm E	utm N	Descrição
Buraco do Inferno da Lagoa do Cemitério	508066	8630170	Gotejamento em caverna
Garganta do Bacupari	506728	8629097	Rio subterrâneo
Gruta do Catão	514390	8632690	Rio subterrâneo
Gruta do Juraci	516251	8628084	Gotejamento em caverna
Nascente do Capim Branco	500084	8622374	Nascente alogênica
Nascente do Manoel Lopes	503050	8622140	Nascente alogênica
Nascente do Olho D'água	507056	8625204	Nascente do tipo ladrão
Nascente do rio João Rodrigues	516632	8630926	Nascente cárstica perene
Poço da Tiririca	514697	8634324	Poço tubular para abastecimento
Poço do Surubim	505267	8628232	Ressurgência perene
Riacho Seco	508643	8625224	Ressurgência intermitente
Rio São Desidério	504115	8630410	Rio tronco em superfície
Sumidouro do João Baio	511737	8632032	Rio subterrâneo

A representação da composição química das amostras sobre o diagrama de Piper mostra que as águas na região do carste de São Desidério são predominantemente cálcicas e bicarbonatadas, segundo classificação apresentada por Freeze e Cherry (1979) (Figura 6.61), de modo que os íons Ca^{2+} e HCO_3^- representam mais de 60 a 80% dos cátions e ânions nas amostras, respectivamente. As concentrações de Ca^{2+} e alcalinidade (CaCO_3) nas amostras analisadas possuem média em torno de 80 e 222 mg/L, respectivamente (Figura 6.62).

Figura 6.61 – Diagrama de Piper representando a composição química das 39 amostras com erro de balanço iônico $\leq 15\%$. Os valores sobre os diagramas ternários e de diamante são expressos em porcentagem.

Figura 6.62 – Concentrações dos cátions e ânions maiores nas 39 amostras com erro de balanço iônico $\leq 15\%$.

Algumas poucas amostras possuem composição sódica e potássica, correspondendo as nascentes sobre o arenito arcóseo do Gr. Urucuia (nascente do Capim Branco) (Figura 6.62). A contribuição do SO_4^{2-} é muito pequena dentro de todo o espaço amostral, sendo sempre menor do que 20% do total de ânions. As amostras que apresentam as maiores concentrações de SO_4^{2-}

, entre 18 e 20 mg/L, correspondem ao poço da Tiririca, perfurado até uma profundidade de 91 m e com bomba instalada a 36 m, de acordo com informações de moradores locais responsáveis pela operação desse poço. Seguido do poço da Tiririca, as concentrações mais elevadas de SO_4^{2-} foram encontradas no gotejamento da caverna Buraco do Inferno da Lagoa do Cemitério, sendo da ordem de 8,3 mg/L.

Os diagramas de caixa da Figura 6.63 mostram os principais parâmetros físico-químicos para as águas analisadas. Observa-se que a temperatura média da água é de 26°C. O pH possui valor médio de 7,5 e varia entre 6,5 e 8,5 para as nascentes cársticas e rios subterrâneos, enquanto os valores discrepantes de 6 e 5 pertencem a nascente alogênica do Capim Branco. Os valores para o potencial de oxirredução (ORP) variam geralmente entre 20 a 40 mV, sendo tendo sido possível observar assinaturas distintas desse parâmetro para as diferentes fácies hidroquímicas. O valor médio para a condutividade elétrica (C.E.) é de aproximadamente 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$, representativo das nascentes cásticas e rios subterrâneos. Os valores discrepantes de C.E. abaixo de 200 $\mu\text{S}/\text{cm}$ pertencem as nascentes alogênicas, enquanto os valores entre 700 e 900 $\mu\text{S}/\text{cm}$ correspondem ao gotejamento da caverna Buraco do Inferno da Lagoa do Cemitério. A média para o total de sólidos dissolvidos (TDS) é de 264 mg/L, sendo que os valores discrepantes máximos e mínimos correspondem respectivamente aos gotejamentos de caverna e nascentes alogênicas.

Figura 6.63 – Principais parâmetros físico-químicos para todas as 51 amostras analisadas.

Foram calculados os índices de saturação (IS) em relação aos minerais calcita, aragonita e dolomita através do *software* AquaChem, versão 2014.2, para as 39 amostras analisadas com

erro de balanço iônico $\leq 15\%$. Os valores de IS obtidos podem ser observados nos gráficos de caixa da Figura 6.64, onde $IS > 0$ corresponde a águas supersaturadas, $IS = 0$ a águas saturadas e $IS < 0$ a águas insaturadas em relação aos respectivos minerais considerados. Observa-se que para os minerais calcita e aragonita os valores médios para o IS são positivos e cerca de 75% do conjunto amostral também possui valores acima de zero, indicando águas predominantemente saturadas a supersaturadas, enquanto apenas 25 % das amostras apresentam valores de $IS < 0$ e representam águas insaturadas. Os valores discrepantes para IS entre -2 e -3 pertencem às nascentes alogênicas, enquanto os demais pertencem a águas que circulam no maciço carbonático ou rios de superfície.

Para a dolomita observa-se que mais de 50% do conjunto amostral possui $IS < 0$, devido à maior solubilidade desse mineral. Os resultados para geoquímica de rochas carbonáticas da Fm. São Desidério, apresentados no item 5.5.2, permitiram classificar as rochas dessa unidade como calcários calcíticos a calcários levemente dolomíticos. Portanto, considera-se aqui que os valores de IS calculados para os minerais calcita e aragonita representam mais fielmente o potencial de corrosão das águas sobre as rochas do maciço carbonático, uma vez que a dolomita provavelmente não é um mineral predominante.

As nascentes alogênicas apresentaram águas insaturadas em relação à calcita e aragonita durante todas as campanhas de amostragem. Em relação à calcita, os únicos pontos de amostragem com valores de $IS < 0$ foram o rio São Desidério, nascente do João Baio e poço da Tiririca nos meses de março (final do período chuvoso) e setembro (final do período seco). Em relação à aragonita, também predominam valores de $IS > 0$ para as águas que circulam no maciço carbonático, mas ressalta-se que todos os pontos de amostragem apresentaram valores de $IS < 0$ durante uma ou mais campanhas de coleta, com exceção apenas do gotejamento na caverna Buraco do Inferno da Lagoa do Cemitério e do sumidouro do João Baio.

Com base nesses resultados, se considera que as águas que circulam na zona vadosa e zona freática do carste de São Desidério permanecem saturadas a supersaturadas durante a maior parte do ano hidrológico. Mesmo assim, alguns valores de $IS < 0$ para calcita e aragonita em ressurgências cársticas, rios subterrâneos e nascentes alogênicas indicam que pode ocorrer ampliação por dissolução em diversos trechos do sistema de condutos, tanto a jusante como a montante, provavelmente durante períodos curtos de maior recarga e enchentes. Ford & Williams (2007) apontam que muitos sistemas cársticos do mundo possuem essa mesma característica, de modo que suas águas permanecem saturadas ou supersaturadas em relação à

minerais carbonáticos na maior parte do ano hidrológico, e adquirem agressividade apenas durante períodos de maior recarga do aquífero ou infiltração na zona vadosa.

Figura 6.64 – Índices de saturação (IS) em relação aos minerais calcita, aragonita e dolomita calculados para as 39 amostras com erro de balanço iônico $\leq 15\%$.

Foram elaborados gráficos de concentração dos íons Ca^{2+} e Mg^{2+} em comparação ao HCO_3^- e o SO_4^{2-} a fim de avaliar a origem da acidez que promove a espeleogênese em relação aos sistemas $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ e S-O-H .

O gráfico da Figura 6.65 mostra uma correlação muito boa entre as concentrações dos íons Ca^{2+} , Mg^{2+} e HCO_3^- , com valor do número de Pearson (r) igual a 0,92. No sistema $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ a presença do bicarbonato está relacionada tanto à dissolução de CO_2 em meio aquoso (equações 10 e 11) quanto à dissolução de minerais carbonáticos (equação 12) (Ford e Williams, 2007). Uma vez que a fonte principal de Mg^{2+} e Ca^{2+} para a solução é a rocha carbonática, a boa correlação entre esses dois íons e o bicarbonato (HCO_3^-) indica que uma parte significativa da dissolução da rocha provavelmente ocorre em razão da ação do ácido carbônico (H_2CO_3).

Figura 6.65 – Gráfico de dispersão entre os íons cálcio + magnésio vs. bicarbonato para as 39 amostras com erro de balanço iônico $\leq 15\%$.

No sistema S-O-H a dissolução de minerais carbonáticos pode se dar tanto pela oxidação do ácido sulfídrico gerando ácido sulfúrico (equações 13 e 14), como pela oxidação de sulfetos disseminados na rocha, liberando íons H^+ (equação 15) (Ford e Williams, 2007). O metabolismo de microrganismos redutores e oxidantes de S também pode produzir ácido sulfúrico, podendo ser um importante agente na dissolução da rocha carbonática em profundidade (Hill, 1995).

O gráfico da Figura 6.66 mostra correlações mais baixas entre as concentrações dos íons Ca^{2+} , Mg^{2+} e SO_4^{2-} para a zona freática rasa, zona vadosa e as águas superficiais ($r = 0,57$). Mesmo para a fácies hidroquímica correspondente ao freático profundo, onde as concentrações de sulfato são mais elevadas, a correlação apresenta $r = 0,34$, mas devido ao pequeno número de amostras analisadas nessa última zona não é possível tirar conclusões robustas apenas com esses dados.

Morita (2018) utilizou dados de análises hidroquímicas de poços obtidos na bacia do rio São Desidério para testar a correlação entre Ca^{2+} , Mg^{2+} e SO_4^{2-} na zona freática profunda, chegando em um valor $r = 0,47$. O mesmo autor mostra que a correlação entre os íons HCO_3^- e $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ é maior ($r = 0,65$) na zona freática profunda. Morita (2018) realizou ainda análises para microbiologia em São Desidério, envolvendo extração e sequenciamento de DNA de bactérias em águas da gruta do Catão, nascente do rio João Rodrigues, nascente do Poço do Surubim e poço da Tiririca, não tendo sido identificados microrganismos com metabolismo associado ao ciclo do enxofre em quantidades significativas.

Figura 6.66 – Gráfico de dispersão entre os íons cálcio + magnésio vs. sulfato para as 39 amostras com erro de balanço iônico $\leq 15\%$.

Uma vez que o ácido sulfúrico é muito mais forte do que o ácido carbônico, é de se esperar concentrações de cálcio e magnésio elevadas quando o primeiro participa da dissolução da

rocha. Os maiores valores de Ca^{2+} obtidos nas análises hidroquímicas da presente pesquisa se situam entre aproximadamente 150 e 170 mg/L e são referentes ao gotejamento da caverna Buraco do Inferno da Lagoa do Cemitério. Esse mesmo ponto também possui os maiores valores de SO_4^{2-} , depois do poço da Tiririca, equivalente a 8 mg/L. Associando esses dados a presença de pirita em camadas pelíticas da Fm. São Desidério, assim como gipsita secundária na gruta da Sucupira (itens 5.5 e 6.2.1.3), considera-se que localmente pode haver participação de H_2SO_4 na dissolução de rochas carbonáticas na zona vadosa do carste de São Desidério, sendo que a participação desse ácido aparentemente é muito menor do que a do H_2CO_3 .

A origem da acidez no sistema cárstico também pode ser discutida do ponto de vista da concentração de saturação da calcita (Cs), pressão parcial de CO_2 e o pH das soluções. O gráfico da Figura 6.67 mostra que para uma temperatura de 20°C , próxima dos valores encontrados para o carste de São Desidério, e um valor de PCO_2 inicial de 0,01 atm, próximo dos valores mínimos presentes na camada de solo, o pH esperado para a solução é da ordem de 7,5, enquanto Cs é igual a aproximadamente 150 mg/L. Para PCO_2 inicial de 0,1 atm, equivalente aos valores máximos encontrados no solo, a solução apresenta pH próximo de 6,8 e Cs em torno de 400 mg/L.

O valor médio e máximo de Ca^{2+} para as 39 amostras analisadas em São Desidério com erro de balanço iônico $\leq 15\%$ são respectivamente iguais a 80 e 169 mg/L. Convertendo esses valores para o equivalente em calcita dissolvida através da proporção entre as massas molares do Ca (40,08 g/mol) e do CO_3 (60,01 g/mol), obtém-se valores de 200 e 422 mg/L, respectivamente. Esses valores são muito próximos dos previstos pelo gráfico da Figura 6.67 para condições de PCO_2 iniciais dentro do intervalo possível para a camada de solo (150 a 400 mg/L) a uma temperatura de 20°C . O valor de pH médio de 7,5 para as amostras analisadas também é próximo aos valores previstos pelo gráfico entre 6,8 e 7,5 considerando as mesmas condições ambientais especificadas. Desse modo, é possível perceber que apenas o CO_2 presente na camada de solo poderia viabilizar a solubilidade da calcita em valores compatíveis com as concentrações das amostras analisadas no carste de São Desidério, não sendo necessária obrigatoriamente a participação de outros ácidos que não o carbônico para justificar a dissolução da rocha, mesmo considerando os maiores valores de Ca^{2+} encontrados.

Figura 6.67 – Gráfico da concentração de calcita dissolvida (C_s) em relação às condições iniciais de PCO_2 e CO_2 e pH em equilíbrio. Extraído e modificado de Palmer (1991). Em vermelho, parâmetros associados a PCO_2 iniciais mínimas no solo e $T=20^\circ C$. Em azul, parâmetros associados a PCO_2 máximas no solo e $T=20^\circ C$.

Com base nos resultados acima apresentados, parece mais provável que o ácido carbônico produzido por processos de superfície tenha maior importância no processo de carstificação atual, sendo possível uma participação menor de outros ácidos, como o ácido sulfúrico, especialmente na zona vadosa e na zona freática profunda.

6.5 Datações ^{26}Al e ^{10}Be , OSL e U-Th

Serão apresentadas as idades radiométricas obtidas para depósitos sedimentares, principalmente do interior de cavernas, mas também de superfície. Um total de 20 amostras foram analisadas pelo método ^{26}Al e ^{10}Be cosmogênicos (Tabela 6.3), sendo que dessas 18 pertencem à sedimentos clásticos do interior das cavernas descritas anteriormente e 2 pertencem a sedimentos expostos em superfície para teste do método em condições pré-soterramento e idade zero (*zero age*).

Pelo método OSL foram obtidas 8 idades em sedimentos clásticos das cavernas estudadas (Tabela 6.4), principalmente em barras fluviais ao lado de rios ativos nas galerias inferiores. Para os depósitos das galerias superiores e inativas as idades OSL geralmente extrapolam o limite do método ou se encontram muito próximas deste, o que inclusive incentivou o uso do método ^{26}Al e ^{10}Be para esta pesquisa.

Pelo método da série U-Th foram obtidas 12 idades, sendo que desse total 7 pertencem a crostas estalagmíticas que recobrem terraços sedimentares de cavernas, e 5 pertencem a espeleotemas subaquáticos (Tabela 6.5). Algumas amostras de espeleotemas com erros muito elevados não puderam ser consideradas, o que se deve principalmente a presença de argilominerais associados a base das crostas carbonáticas que recobrem depósitos clásticos. Algumas idades U-Th com erros acima de 10% serão discutidas individualmente adiante, pois apesar do erro elevado, permitem situar satisfatoriamente alguns depósitos subaquáticos na história de evolução das cavernas estudadas.

A localização das amostras de cavernas datadas pode ser observada nos mapas e perfis geológicos apresentados anteriormente no item 6.2. O significado geológico atribuído à essas idades será tema do capítulo seguinte, apoiando a discussão a respeito da evolução do carste de São Desidério, em conjunto com os demais dados apresentados nos capítulos anteriores.

Tabela 6.3 – Idades de soterramento e taxas de erosão obtidas pelo método ^{26}Al e ^{10}Be cosmogênicos em sedimentos clásticos no interior de cavernas e superfície.

Amostra	Caverna	$[^{10}\text{Be}]$ (10^6 at/g)	$[^{26}\text{Al}]$ (10^6 at/g)	$[^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}]$	Idade de soterramento (Ma)	Taxa de erosão (m/My)	Elevação (m.a.n.m)
Água Branca	Superfície	$0,413 \pm 0,010$	$2,170 \pm 0,075$	$5,26 \pm 0,23$	$0,44 \pm 0,08$	$5,30 \pm 0,25$	670 ± 20
BAC-03	Garganta do Bacupari	$0,178 \pm 0,006$	$0,246 \pm 0,023$	$1,39 \pm 0,14$	$3,15 \pm 0,19$	$3,05 \pm 0,36$	$512 \pm 0,5$
BAC-11A	Garganta do Bacupari	$0,415 \pm 0,011$	$1,729 \pm 0,098$	$4,17 \pm 0,26$	$0,90 \pm 0,12$	$4,13 \pm 0,29$	$505 \pm 0,5$
BAC-11C	Garganta do Bacupari	$0,174 \pm 0,007$	$0,295 \pm 0,026$	$1,69 \pm 0,17$	$2,77 \pm 0,19$	$3,84 \pm 0,43$	$505 \pm 0,5$
BEL-01	Grutão da Beleza	$0,099 \pm 0,008$	$0,423 \pm 0,058$	$4,25 \pm 0,67$	$0,96 \pm 0,30$	$17,70 \pm 3,00$	$527 \pm 0,5$
BEL-02B	Grutão da Beleza	$0,258 \pm 0,009$	$1,224 \pm 0,044$	$4,75 \pm 0,23$	$0,68 \pm 0,10$	$7,65 \pm 0,40$	$511 \pm 0,5$
CT-122	Superfície	$0,138 \pm 0,005$	$0,982 \pm 0,042$	$7,13 \pm 0,39$	$-0,11 \pm 0,11$	$22,00 \pm 1,26$	650 ± 20
ML-04A	Gruta Manoel Lopes	$0,105 \pm 0,003$	$0,415 \pm 0,018$	$3,97 \pm 0,20$	$1,10 \pm 0,10$	$15,66 \pm 0,84$	$559 \pm 0,5$
ML-04C	Gruta Manoel Lopes	$0,091 \pm 0,004$	$0,614 \pm 0,027$	$6,78 \pm 0,45$	$-0,001 \pm 0,13$	$31,57 \pm 2,19$	$560 \pm 0,5$
ML-08	Gruta Manoel Lopes	$0,065 \pm 0,003$	$0,336 \pm 0,018$	$5,18 \pm 0,34$	$0,56 \pm 0,13$	$33,37 \pm 2,32$	$559 \pm 0,5$
ML-09A	Gruta Manoel Lopes	$0,106 \pm 0,004$	$0,614 \pm 0,030$	$5,80 \pm 0,38$	$0,32 \pm 0,13$	$22,95 \pm 1,57$	$552 \pm 0,5$
ML-10	Gruta Manoel Lopes	$0,065 \pm 0,002$	$0,236 \pm 0,020$	$3,63 \pm 0,34$	$1,30 \pm 0,18$	$22,99 \pm 2,26$	$545 \pm 0,5$
PPED-01	Gruta Poço de Pedra	$0,247 \pm 0,010$	$0,812 \pm 0,058$	$3,29 \pm 0,27$	$1,42 \pm 0,16$	$5,43 \pm 0,49$	$600 \pm 0,5$
SOB I-01	Gruta do Sobrado I	$0,180 \pm 0,006$	$0,907 \pm 0,033$	$5,05 \pm 0,24$	$0,58 \pm 0,10$	$11,68 \pm 0,60$	$503 \pm 0,5$
SOB II-01	Gruta do Sobrado II	$0,073 \pm 0,004$	$0,429 \pm 0,039$	$5,87 \pm 0,64$	$0,30 \pm 0,21$	$33,70 \pm 3,84$	$511 \pm 0,5$
SOP-06A	Buraco da Sopradeira	$0,244 \pm 0,007$	$1,388 \pm 0,061$	$5,69 \pm 0,28$	$0,32 \pm 0,10$	$9,75 \pm 0,51$	$552 \pm 0,5$
SOP-06H	Buraco da Sopradeira	$0,187 \pm 0,007$	$1,159 \pm 0,042$	$6,21 \pm 0,31$	$0,16 \pm 0,10$	$13,95 \pm 0,74$	$548 \pm 0,5$
SOP-13A	Buraco da Sopradeira	$0,119 \pm 0,007$	$0,262 \pm 0,020$	$2,20 \pm 0,21$	$2,29 \pm 0,19$	$7,42 \pm 0,77$	$550 \pm 0,5$
SOP-25A	Buraco da Sopradeira	$0,123 \pm 0,008$	$0,554 \pm 0,033$	$4,51 \pm 0,40$	$0,83 \pm 0,17$	$15,22 \pm 1,43$	$575 \pm 0,5$
SOP-26B	Buraco da Sopradeira	$0,110 \pm 0,004$	$0,565 \pm 0,031$	$5,12 \pm 0,30$	$0,57 \pm 0,12$	$19,30 \pm 1,20$	$558 \pm 0,5$

As idades foram calculadas considerando taxas de produção locais de ^{10}Be e ^{26}Al próximas de 5 e 30 at/g/ano, respectivamente (Granger e Muskar, 2001). Os valores de vida média (τ) utilizados para os elementos ^{26}Al e ^{10}Be equivalem a 1,021 e 2,001 Ma, respectivamente (Nishiizumi, 2004; Chmeleff et al., 2010; Korshchinek et al., 2010). As incertezas representam somente os erros analíticos. A produção muônica pós-soterramento foi desprezada devido à blindagem de rocha sobre o teto das cavernas (20 a 80 m).

Tabela 6.4 – Idades de soterramento e dados relacionados à datação OSL obtidos em sedimentos clásticos no interior de cavernas. De: dose equivalente; OD: *overdispersion*; MAM: *Minimum Age Model*; CAM: *Central Age Model*.

Amostra	Caverna	De (Gy)	Alíquotas aprovadas	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)	Gama (Gy/ka)	Beta (Gy/ka)	Taxa de dose cósmica (Gy/ka)	Taxa de dose total (Gy/ka)	OD (%)	Idade - MAM (ka)	Idade - CAM (ka)	Elevação (m.a.n.m.)
ML-02	Gruta Manoel Lopes	41,2 ± 1,3	21	0,149	1,889	0,485	0,18	0,219	0,0278 ± 0,0094	0,4264 ± 0,0362	13	83,0 ± 7,1	96,6 ± 8,7	554 ± 0,5
BAC-04A	Garganta do Bacupari	3,7 ± 0,2	23	0,016	0,869	0,305	0,079	0,071	0,003 ± 0,0003	0,1530 ± 0,0135	23,4	19,0 ± 1,8	24,2 ± 2,5	508 ± 0,5
OSL-02	B. I. Lagoa do Cemitério	11,4 ± 0,7	22	0,148	3,363	0,689	0,253	0,256	0,0021 ± 0,0002	0,5117 ± 0,0415	30,2	13,5 ± 1,2	22,3 ± 2,3	538 ± 0,5
BINF-13A	B. I. Lagoa do Cemitério	2,45 ± 0,1	19	0,067	3,484	1,261	0,318	0,289	0,001 ± 0,0001	0,6081 ± 0,525	54,3	4,0 ± 0,4	14,8 ± 1,3	524 ± 0,5
BINF-13B	B. I. Lagoa do Cemitério	2,07 ± 0,16	23	0,025	3,232	1,130	0,287	0,238	0,001 ± 0,0001	0,5260 ± 0,0466	62,6	3,9 ± 0,5	12,0 ± 1,1	524 ± 0,5
SOP-27D	Buraco da Sopradeira	1,78 ± 0,06	19	0,290	5,972	2,197	0,506	0,533	0,001 ± 0,0001	1,0400 ± 0,0767	28,7	1,7 ± 0,1	3,1 ± 0,2	526 ± 0,5
SOP-27E	Buraco da Sopradeira	1,27 ± 0,07	22	0,360	10,446	2,418	0,732	0,697	0,001 ± 0,0001	1,4293 ± 0,1054	44,4	0,9 ± 0,1	1,8 ± 0,1	526 ± 0,5
DAG-01	Gruta Olho D'água	0,88 ± 0,03	21	0,046	1,055	0,375	0,104	0,108	0,0832 ± 0,0083	0,2947 ± 0,0221	89,8	3,0 ± 0,2	11,2 ± 0,8	486 ± 0,5

Tabela 6.5 – Idades U-Th obtidas para cristalização de espeleotemas. Amostras: ML – Gruta Manoel Lopes; CAT – Gruta do Catão. yr: anos.

Amostra	²³⁸ U		²³² Th		²³⁰ Th / ²³² Th		d ²³⁴ U*		²³⁰ Th / ²³⁸ U		Idade ²³⁰ Th (yr) (não corrigido)		Idade ²³⁰ Th (yr) (corrigido)		d ²³⁴ U _{inicial} **		Idade ²³⁰ Th (yr BP)***		Elevação (m.a.n.m.)
	(ppb)		(ppt)		(at x10 ⁻⁶)		(medido)		(atividade)						(corrigido)		(corrigido)		
ML-03-A	108,5	± 0,2	33.393	± 670	37	±1	165,5	± 22,1	0,6830	± 0,0077	93.548	± 3.457	85.907	± 6.241	211	±29	85.840	± 6.241	554 ± 0.5
ML-04D-4mm	554,2	± 2,1	168	± 3	65.129	±1359	291,0	± 3,6	1,1950	± 0,0051	226.331	± 3.670	226.325	± 3.670	551	±9	226.256	± 3.669	560 ± 0.5
ML-04D-47mm	291,0	± 0,9	907	± 18	6.428	±131	306,2	± 3,6	1,2154	± 0,0047	228.370	± 3.514	228.312	± 3.513	583	±9	228.243	± 3.512	560 ± 0.5
ML-04E-17mm	1.110,4	± 6,9	26.943	± 554	924	±19	317,4	± 5,5	1,3601	± 0,0094	338.333	± 15.607	337.944	± 15.558	824	±39	337.875	± 15.558	560 ± 0.5
ML-06-65mm	48,2	± 0,6	3.614	± 73	223	±5	929,5	± 25,0	1,012	± 0,0142	75.612	± 2.004	74.592	± 2.099	1.147	±32	74.523	± 2.099	565 ± 0.5
ML-06-850mm	42,1	± 0,5	312	± 7	2.594	±65	250,3	± 25,9	1,1676	± 0,0193	34.508 x10 ¹⁹	± 48.802 x10 ¹⁹	508.825	± 40.354	1.052	±160	508.756	± 40.354	565 ± 0.5
ML-11C	28,0	0,1	4.630	± 92	74	±2	78,4	± 5,9	0,7423	± 0,0086	124.432	± 3.003	120.014	± 4.245	110	±8	119.946	± 4.245	554 ± 0.5
CAT-02-1	3.200,6	± 5,7	13.043	± 261	209	±4	488,2	± 1,8	0,0516	± 0,0002	3.844	± 18	3.765	± 59	493	±2	3.698	± 58	555 ± 0.5
CAT-02-3	1.657,4	± 11,5	23.236	± 492	44	±1	578,0	± 5,7	0,0373	± 0,0003	2.607	± 24	2.349	184	582	±6	2.281	± 184	555 ± 0.5
CAT-02-5	1.860,3	± 3,6	35.844	± 720	32	±1	596,8	± 2,4	0,0375	± 0,0003	2.593	± 19	2.243	± 249	601	±3	2.175	± 248	555 ± 0.5
CAT-02-8	3.499,3	± 24,0	9.258	± 194	374	±8	494,7	± 5,1	0,0600	± 0,0005	4.463	± 39	4.412	± 53	501	±5	4.343	± 52	555 ± 0.5
CAT-02-9	2.455,5	± 13,2	17.278	± 358	123	±3	461,8	± 4,5	0,0526	± 0,0004	3.987	± 30	3.847	± 103	467	±5	3.779	± 103	555 ± 0.5

Constantes de decaimento do U: $\lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{-10}$ (Jaffey et al., 1971) e $\lambda_{234} = 2.82206 \times 10^{-6}$ (Cheng et al., 2013).

Constantes de decaimento do Th: $\lambda_{230} = 9.1705 \times 10^{-6}$ (Cheng et al., 2013).

* $d^{234}\text{U} = ([^{234}\text{U}/^{238}\text{U}]_{\text{activity}} - 1) \times 1000$. ** $d^{234}\text{U}_{\text{inicial}}$ foi calculado com base na idade ^{230}Th (T), i.e., $d^{234}\text{U}_{\text{inicial}} = d^{234}\text{U}_{\text{medido}} \times e^{\lambda_{234} \times T}$.

Idades ^{230}Th corrigidas assumem a razão atômica inicial $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ de $4.4 \pm 2.2 \times 10^{-6}$. Esses são valores para um material em equilíbrio

secular, com o valor total $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ de 3.8. Os erros são arbitrariamente assumidos como iguais a 50%.

*** Padrões para B.P. “Before Present” onde “Present” é definido como o ano de 1950 A.D. "Anno Domini".

7. DISCUSSÃO

Neste capítulo será realizada uma discussão sobre a evolução do carste de São Desidério e suas relações com a espeleogênese, o entalhamento fluvial em superfície e as oscilações do nível de base local, tomando como base o conjunto de resultados e evidências apresentadas nos capítulos anteriores. Será também proposta uma sequência de eventos associados à história de evolução do carste de São Desidério, como um exemplo do processo de carstificação no Brasil central.

7.1 Os Tipos de Recarga Associados à rede de Drenagem Subterrânea e suas Implicações para a Evolução dos Alinhamentos de Caverna

No capítulo anterior, foram discutidos modelos de origem e desenvolvimento individuais para cada uma das cavernas estudadas. Aqui, será discutida a evolução dos alinhamentos de cavernas de forma integrada e suas relações com a exposição da rocha carbonática durante o processo de erosão remontante das bacias de drenagem do rio São Desidério, partindo da premissa de que as cavernas pertencentes a cada alinhamento possuem relação genética entre si, conforme já foi argumentado anteriormente (item 6.1).

Palmer (1991) demonstra que o tipo de recarga é um dos principais controladores na morfologia planimétrica de condutos (Figura 2.2). Para todas as cavernas estudadas, é notável que o tipo de recarga que comanda a espeleogênese durante as fases de maior ampliação dos condutos se dá através da infiltração de águas meteóricas em superfície a partir de sumidouros em meio-vales cegos, dolinas e poljes de contato, justificando o padrão morfológico principal linear e dendrítico. Os condutos anastomosados e labirintos reticulados que se sobrepõe localmente à rede de condutos principais sugere a sucessão de diversos eventos de enchente. Tais evidências, associadas aos dados hidroquímicos que indicam a ação do ácido carbônico como principal agente corrosivo, mostram que as cavernas no carste de São Desidério são essencialmente epigênicas. Apesar dessas características principais em comum, cada um dos alinhamentos de caverna estudados possui particularidades quanto aos seus processos de formação.

O alinhamento de cavernas João Rodrigues possui seu sumidouro inicial associado à base de um paleo-vale de direção N-S, que interligava os rios Tamanduá e João Rodrigues com o rio

da Boa Sorte, integrando um mesmo canal fluvial em superfície (Figura 5.31). O fluxo em superfície nesse paleo-vale, que se dava provavelmente para norte, rumo ao rio Grande, é capturado por uma nova rota de fluxo subterrânea (alinhamento de cavernas João Rodrigues) no sentido sudoeste, rumo ao rio São Desidério. Essa captura provavelmente ocorre devido a grande diferença de elevação entre os leitos dos rios João Rodrigues e São Desidério, capaz de gerar um gradiente hidráulico no sentido deste último (Figura 5.3). Portanto, a formação do alinhamento João Rodrigues provavelmente está relacionada à infiltração concentrada no talvegue do paleo-vale do rio João Rodrigues, a partir de uma superfície de calcário exposto ou uma depressão fechada inicialmente recoberta por arenito, até a formação de um sumidouro diretamente sobre a rocha solúvel associado a uma rota de fluxo subterrâneo com descarga para o rio São Desidério.

Nos perfis geológicos da Figura 5.12 e Figura 6.4, observa-se que as cavernas do alinhamento João Rodrigues atravessam o maciço carbonático recoberto por um pacote de arenito. No entanto, por mais que se considere uma hipótese de recarga proveniente do arenito para o calcário, a ampliação mais significativa dos condutos está relacionada à captura fluvial do rio João Rodrigues. Assim, essas cavernas não podem ser interpretadas como parte de um processo de carstificação interestratal, ou subjacente, uma vez que sua recarga se dá a partir de um sumidouro sobre a rocha solúvel exposta. As camadas de arenito podem atuar como uma proteção dessas cavernas contra a erosão do relevo, mas provavelmente não como fonte de recarga principal. Conclui-se também que as grandes dolinas de abatimento que hoje permitem acesso as cavernas desse alinhamento são feições posteriores à instalação da rota de fluxo que deu origem ao alinhamento João Rodrigues, em resposta à presença das volumosas galerias subterrâneas que ali ocorrem.

Um modelo similar de espeleogênese, onde os condutos subterrâneos associados a recargas pontuais em superfície atravessam o maciço carbonático capeado por rochas insolúveis, é o da *Mammoth Cave*, Kentucky, E.U.A. (Figura 7.1) (Palmer, 2002, 2017). Não se está sugerindo aqui que a evolução da *Mammoth Cave*, a caverna mais extensa do mundo, se compara a do alinhamento João Rodrigues em todos os seus aspectos, mas sim que a relação entre pontos de recarga e o desenvolvimento de condutos sob um platô recoberto por arenito é sim muito semelhante para esses dois locais.

Figura 7.1 – Perfil geológico longitudinal da Mammoth Cave, mostrando sua área de recarga por sumidouros sobre o platô *Pennyroyal*, responsável pelo desenvolvimento de condutos que cruzam todo o maciço carbonático abaixo do platô *Chester*, recoberto por arenito permeável. Extraído de Palmer (2017). Tradução livre.

Já o alinhamento de cavernas Manoel Lopes possui outro tipo de relação entre o desenvolvimento de cavernas e a evolução do relevo. Essas cavernas se associam a uma drenagem segmentada, afluente do rio São Desidério, onde os sumidouros em meio-vales cegos da zona de contato recebem uma recarga proveniente de nascentes alogênicas (Figura 5.24 e Figura 6.25).

Uma vez que as exposições de arenito ao longo das encostas do vale do rio São Desidério tendem a ser progressivamente consumidas pela erosão das suas drenagens tributárias, a zona de contato com recarga pontual e alogênica também migra lateralmente seguindo a retração das encostas do vale do rio São Desidério. Desse modo, espera-se que as cavernas do alinhamento Manoel Lopes situadas mais próximas ao rio São Desidério sejam mais antigas do que aquelas que hoje ocorrem próximas ao contato entre arenito e calcário. Esse processo de recuo remontante das coberturas de arenito induzindo à formação de cavernas progressivamente mais jovens ao longo da zona de contato também é evidenciado pelas idades obtidas para os depósitos de cavernas, conforme será discutido logo a diante.

O alinhamento do Cânion da Beleza, apesar de ser aquele com o menor nível de conhecimento, apresenta indícios de conexão hidrológica entre diversas cavernas com condutos orientados perpendicularmente ao eixo do vale do rio do Nado, a exemplo da gruta do Baixãozinho e das cavernas Grutão da Beleza e Riacho Seco. Algumas dessas cavernas não possuem mapeamento topográfico concluído, mas as observações realizadas até o momento sugerem a existência de uma rede de condutos com recarga pontual em dolinas da zona de carste exposto e descarga no rio do Nado, sob a forma de nascentes cársticas intermitentes ou aluvionadas.

7.1.1 As vazões associadas às redes de drenagem subterrânea

O alinhamento de cavernas João Rodrigues apresenta condutos principais muito volumosos e extensos, com larguras e alturas que variam entre cerca de 25 a 70 m e 15 a 25 m, respectivamente. Essas grandes dimensões das passagens despontam em relação aos alinhamentos de caverna Manoel Lopes e Cânion da Beleza, onde os condutos principais e mais volumosos possuem largura e altura máximos variando entre cerca de 10 a 20 m e 5 a 15 m, respectivamente.

Outra característica discrepante entre esses alinhamentos de caverna é o grau de preservação da morfologia erosiva de fases freáticas, vadosas ou de retrabalhamento por agradação. No alinhamento João Rodrigues as cavernas são grandemente afetadas por desmoronamentos de blocos, sendo que a ocorrência de condutos com morfologia erosiva preservada é pequena e pontual. Em alguns locais, a altura dos condutos pode chegar a até cerca de 50 m em decorrência de abatimentos, como no caso do conduto da Lagoa do Cruzeiro, na caverna Buraco do Inferno da Lagoa do Cemitério. Por outro lado, as cavernas dos alinhamentos Manoel Lopes e Cânion da Beleza possuem pouca influência de abatimentos, com morfologia dominada por feições erosivas de fases de desenvolvimento freático e vadoso, superimpostas por fases de retrabalhamento por agradação.

Interpreta-se aqui que o volume maior dos condutos do alinhamento João Rodrigues se deve à maior vazão de descarga dos seus cursos d'água subterrâneos. As medições de vazão atuais dos rios subterrâneos ao longo do alinhamento João Rodrigues apresentam valores entre 0,76 a 0,95 m³/s (Hidrovia, 2012) enquanto que para os alinhamentos Manoel Lopes e Cânion da Beleza as descargas são estimadas entre 0,001 a 0,01 m³/s.

A ampliação de condutos por dissolução depende de dois fatores principais, sendo eles a vazão e a cinética de dissolução dos minerais carbonáticos. Durante os estágios iniciais de desenvolvimento, antes de se atingir a taxa de maior retração das paredes do conduto (t_{max}), a vazão possui maior influência sobre a ampliação, pois promove a renovação da acidez. Já numa fase de desenvolvimento madura do conduto, a partir da qual o ponto de avanço é alcançado em regime de fluxo turbulento (t_{max}), as águas apresentam alta saturação, de modo que a cinética de dissolução e a disponibilidade de tempo tornam-se mais importantes do que a vazão (Palmer, 1991). Vale ressaltar que o aporte de sedimentos terrígenos também favorece a maior ampliação de condutos por abrasão mecânica (e.g. Farrant e Smart, 2011). Desse modo, maiores descargas e tempo disponível são fatores ideais para atingir grandes volumes de condutos.

White e White (1969) e Osborne (2002) ressaltam que enchentes estão entre os principais processos a induzir a ocorrência de desmoronamentos em caverna, o que combina com as vazões elevadas do rio João Rodrigues e com os relatos históricos de moradores locais sobre grandes enchentes que excedem a capacidade de descarga dos condutos, causando o extravasamento do fluxo pelo topo das dolinas, entre cerca de 60 a 70 m acima do leito do rio subterrâneo atual. As pilhas de blocos abatidos no interior das cavernas são então dissolvidas gradualmente pela ação do rio subterrâneo, permitindo o aumento do volume das galerias.

Uma outra questão interessante surge da possibilidade dos rios São Desidério e Nado já terem formado sistemas de cavernas, embora atualmente seus canais se encontrem em superfície. Algumas evidências que apontam para essa possibilidade são as grandes e contínuas escarpas verticais de rocha calcária, ou cânions cársticos, com até 60 m de altura, que ocorrem às margens desses dois rios, assim como os afluentes subterrâneos a eles associados. A única caverna que captura a vazão do rio São Desidério consiste provavelmente em uma caverna de atalho lateral (*cutoff*), denominada como gruna do Brejo da Forquilha (Figura 5.22), sendo esse um processo provavelmente tardio na história do desenvolvimento do rio, não indicando relações com uma possível caverna pretérita.

Ford e Williams (2007) ressaltam que grandes vazões em rios de superfície tendem a desfavorecer o desenvolvimento de cavernas, pois a taxa de erosão no leito do rio pode superar as taxas de dissolução, de modo que os protocondutos seriam consumidos pela erosão antes de serem ampliados até dimensões suficientes para permitir a captura da vazão do rio. Nicod (1997) faz uma extensa revisão sobre cânions cársticos, indicando que esses podem se formar tanto a partir do colapso do teto de cavernas pretéritas como pelo entalhamento em superfície, sendo que a presença de pontes de rocha constitui a principal evidência do primeiro modelo. No entanto, não há pontes de rocha ao longo dos rios São Desidério e Nado que pudessem comprovar essa ideia. Sendo assim, a questão da possível formação de cavernas ao longo dos rios São Desidério e Nado permanece aberta a novos estudos e coleta de mais evidências.

7.2 O Controle do Recuo Erosivo do rio São Desidério sobre a Evolução dos Alinhamentos de Caverna

O recuo remontante do *knickpoint* principal do rio São Desidério, que por sua vez coincide com o afloramento do contato entre o Gr. Urucuia e a Fm. São Desidério (Figura 5.4 e Figura 5.1), é o principal responsável pela exposição de rochas carbonáticas em superfície, permitindo

a infiltração de águas meteóricas que conduz a formação de muitas cavernas no carste de São Desidério. O recuo remontante de outros rios, como o Nado, João Rodrigues e Tamanduá, exerce o mesmo papel, porém expondo áreas menores de rocha solúvel, devido às menores vazões e potências desses rios.

A medida em que novas exposições de rocha solúvel se formam pelo recuo remontante dos *knickpoints*, sistemas de cavernas mais novos se formam progressivamente para montante. Esse processo de carstificação, onde rios em superfície dissecam as escarpas de planaltos pelo processo de erosão remontante, se assemelha ao modelo de evolução de cavernas em margem de platô (*plateau-margin model*) primeiramente proposto por Crawford (1984, apud Anthony, 2003) e descrito também por Anthony (2003) e Anthony e Granger (2004) para o platô *Cumberland*, Indiana, E.U.A. (Figura 7.2).

Figura 7.2 – Modelo esquemático do desenvolvimento de cavernas em margem de platô. Extraído de Anthony e Granger (2004). Tradução livre. calc.: calcário; are.: arenito.

Caso esse modelo realmente se aplique ao carste de São Desidério no contexto do Chapadão Central Brasileiro, espera-se que as cavernas se tornem progressivamente mais jovens no sentido para montante ao longo dos vales dos rios São Desidério, Nado, João Rodrigues e Tamanduá. As datações de depósitos de caverna obtidas nesta pesquisa (item 6.5) podem auxiliar a entender qual a idade mínima para a formação dos alinhamentos de cavernas e, assim, testar esse modelo.

A fim de determinar a idade de uma caverna ou de um nível de caverna a partir de seus depósitos internos, deve-se considerar que, no momento em que ocorre a sedimentação, o conduto, que é a feição erosiva decorrente do aumento progressivo da porosidade secundária no maciço rochoso, já havia se formado. Portanto, esses depósitos podem apenas fornecer uma idade mínima para o desenvolvimento da caverna em si. Em condutos afetados por mais de um evento de preenchimento, como é a maioria dos casos no carste de São Desidério, os depósitos mais antigos e situados nos níveis superiores são aqueles com a maior chance de fornecer a idade mínima de ampliação da caverna. Esse é o mais próximo que se pode chegar da idade inicial do processo de espeleogênese, uma vez que não há métodos disponíveis para datar o processo erosivo em si e que deu origem aos condutos.

A determinação da idade mínima de uma caverna ou dos diferentes níveis em uma mesma caverna a partir da datação de seus depósitos sedimentares internos é uma abordagem que já vem sendo utilizada por diversos estudos (e.g. Granger et al., 1997; Granger et al., 2001; Anthony e Granger, 2004; Polyak et al., 2008), incluindo casos onde o mesmo nível de caverna foi afetado por diversos eventos de agradação (Hauselmann et al., 2007). Desse modo, o método aqui empregado já é relativamente bem estabelecido na literatura.

O mapa da Figura 7.3 apresenta as idades mais antigas em condutos superiores obtidas para cada caverna estudada pelo método ^{26}Al e ^{10}Be cosmogênicos, sendo possível perceber que essas idades tornam-se progressivamente mais jovens para montante, conforme esperado segundo o modelo de evolução de cavernas de margem de platô.

As idades de $3,15 \pm 0,19$ e $2,77 \pm 0,19$ Ma para os conglomerados dos pontos BAC-03 e BAC-11C, na caverna Garganta do Bacupari (seções B e C, Figura 6.5), indicam ser essa a idade mínima da captura fluvial do rio João Rodrigues para o rio São Desidério, quando provavelmente se iniciou a formação desse alinhamento. Com base na literatura disponível, destaca-se que essas são as idades mais antigas para depósitos de caverna no Brasil.

A idade de $1,42 \pm 0,16$ Ma para os conglomerados na caverna Poço da Pedra, ponto PPED-01, corroboram a interpretação de que essa teria se desenvolvido em uma fase posterior a captura fluvial do rio João Rodrigues, uma vez que a exposição de rochas carbonáticas pelo recuo erosivo do rio Tamanduá levou mais tempo para chegar até o local onde essa caverna se desenvolve (seção C, Figura 6.22, Figura 7.3).

Figura 7.3 – Idades mais antigas de deposição datadas para cada alinhamento de cavernas (método ^{26}Al e ^{10}Be cosmogênicos). Notar que as idades se tornam mais recentes no sentido do alto curso dos rios. 1: Garganta do Bacupari; 2: gruta Manoel Lopes; 3: Grutão da Beleza; 4: Poço da Pedra.

A idade de $2,29 \pm 0,19$ Ma para o conglomerado do ponto SOP-13A, no nível superior da caverna Buraco da Sopradeira (seção D, Figura 6.30), indica ser essa a idade mínima de formação do alinhamento Manoel Lopes, sendo portanto mais jovem do que o alinhamento João Rodrigues. As idades mais recentes desse alinhamento, observadas para os depósitos das cavernas Manoel Lopes, Sobrado e Olho D'água, representam diferentes eventos de preenchimento sedimentar, como será melhor discutido adiante.

Por fim, a idade de $0,96 \pm 0,3$ Ma para o conglomerado do ponto BEL-01, no conduto superior da caverna Grutão da Beleza (seção A, Figura 6.44), indica que sua idade mínima de formação é mais recente em comparação ao alinhamento Manoel Lopes.

Desse modo, considera-se aqui que as idades de soterramento obtidas através do método ^{26}Al e ^{10}Be cosmogênicos permitiram a elaboração de um modelo de evolução robusto para os alinhamentos de cavernas no carste de São Desidério, seguindo o modelo de margem de platô, onde o recuo remontante dos rios São Desidério, Nado, João Rodrigues e Tamanduá dissecam por erosão remontante a escarpa do Chapadão Central, dando origem a sistemas de cavernas progressivamente mais jovens para montante (Figura 7.4).

Figura 7.4 – Seções esquemáticas longitudinais e transversais ao rio tronco (São Desidério), representando a evolução de sistemas de cavernas tributárias com o recuo remontante do *knickpoint*. 1: fase anterior à exposição da rocha carbonática; 2: fase posterior à exposição da rocha carbonática. As escalas das ilustrações são todas relativas.

7.2.1 As taxas de recuo erosivo dos *knickpoints*

Posto que o início do desenvolvimento dos alinhamentos de cavernas está associado à migração dos *knickpoints* e à exposição da rocha carbonática em superfície, seguindo um modelo de evolução de cavernas e do relevo similar ao proposto por Anthony e Granger (2007),

diferentes idades de alinhamentos de cavernas marcam diferentes períodos da passagem dos *knickpoints*, de modo que é possível calcular a taxa de recuo remontante dessas feições de relevo (V) através da razão entre a distância lateral dos alinhamento (ΔS) e o tempo percorrido (Δt), segundo a equação: $V = \Delta S / \Delta t$. Os resultados e as bases de cálculo são apresentados na Tabela 7.1.

Ressalta-se que mesmo tendo apenas a idade mínima de um alinhamento de cavernas ao longo do rio do Nado, a taxa de recuo do *knickpoint* desse rio pôde ser calculada pois o provável ponto de descarga final do alinhamento Manoel Lopes se situa muito próximo à confluência entre os rios São Desidério e Nado.

Tabela 7.1 – Taxas de recuo erosivo dos *knickpoints* do rio São Desidério e rio do Nado. JR: João Rodrigues; ML: Manoel Lopes; BEL: Cânion da Beleza.

Recuo erosivo do knickpoint - rio São Desidério					
Idade mín. alinhamento JR	Amostra	Idade mín. alinhamento ML	Amostra	Distância lateral (m)	Taxa de recuo remontante (m/Ma)
3,15 ± 0,19	BAC-03	2,29 ± 0,19	SOP-13A	3.781,5	4.397,1
Recuo erosivo do knickpoint - rio do Nado					
Idade mín. alinhamento ML	Amostra	Idade mín. alinhamento BEL	Amostra	Distância lateral (m)	Taxa de recuo remontante (m/Ma)
2,29 ± 0,19	SOP-13A	0,96 ± 0,30	BEL-01	2.244,2	1.687,4

Percebe-se a partir da Tabela 7.1 que a taxa de recuo erosivo do *knickpoint* do rio São Desidério, de 4.397 m/Ma, é maior do que a taxa de recuo para o rio do Nado, igual a 1.687 m/Ma. A fim de testar a validade desses cálculos, foram utilizados parâmetros físicos reais que descrevem a potência e a erosão causada por esses dois rios.

O gradiente de relevo (S) ao longo de todo o talvegue dos rios São Desidério e Nado é de 0,0034 (0,3%) e 0,0020 (0,2%), respectivamente, enquanto que sobre as exposições de calcário, onde os talvegues são mais inclinados, o rio São Desidério possui gradiente de 0,013 (1,3%) e o rio do Nado de 0,002 (0,2%). Desse modo, percebe-se que os gradientes de relevo do rio São Desidério são maiores em comparação aos do rio do Nado.

Como já citado anteriormente no item 5.2.1, a vazão do rio São Desidério durante os meses mais secos varia entre 2 e 5 m³/s, enquanto nas cheias sua vazão pode variar entre 5 a 20 m³/s. Por outro lado, no rio do Nado a vazão média é da ordem de 0,19 m³/s (ANA, 2019; CPRM, 2019).

Considerando então a equação (16), que expressa a potência da corrente de um canal:

$$W = \frac{\rho \cdot g \cdot Q \cdot S}{b} \quad (16)$$

Onde W é a potência da corrente (W/m^2), ρ a densidade da água (kg/m^3), g a aceleração da gravidade (m/s^2), Q a vazão (m^3/s), S o gradiente de relevo do canal e b a largura do canal. Nota-se que tanto S como Q são variáveis diretamente proporcionais à W . Desse modo, o rio São Desidério, que possui valores de Q e S até 10x maiores em comparação ao rio do Nado, é aquele que possui maior potência e capacidade de erosão, o que concorda com o maior valor da taxa de recuo erosivo calculada para o seu *knickpoint*. Desse modo, os parâmetros físicos desses dois rios condizem com suas respectivas taxas de recuo dos *knickpoints*, dando maior confiabilidade a esses dados e permitindo inferir que a relação entre as taxas de recuo erosivo de ambos os rios permanece relativamente constante ao longo do tempo, em termos de proporção.

Os resultados aqui apresentados das taxas de recuo de *knickpoints* constituem dados raramente encontrados na literatura (e.g. Anthony, 2003), e devem-se principalmente a preservação de depósitos no interior de cavernas, abrindo caminho para a utilização desses parâmetros para novos estudos sobre a evolução do relevo e o modelamento numérico do recuo erosivo de escarpas pela ação fluvial.

7.2.2 A carstificação interestratal

Dolinas e depressões fechadas sobre arenito são feições de relevo que podem indicar um processo de carstificação interestratal (sensu Ford e Williams, 2007; Ford, 2004). Conforme foi discutido nos itens 5.1 e 5.2, ocorrem diferentes tipos de dolinas e depressões fechadas em arenito sobre as áreas carbonáticas São Desidério-Beleza, Tamanduá-João Rodrigues e Vereda de Cocos (Figura 5.20).

Como já discutido no item 7.1, as dolinas de abatimento que ocorrem sobre arenito ao longo do alinhamento João Rodrigues não possuem relação com uma carstificação interestratal, mas sim com o colapso do teto de cavernas que foram formadas pela infiltração direta da água meteórica sobre a rocha solúvel.

No entanto, na área carbonática Vereda de Cocos foram observadas dolinas sobre o arenito sem exposição evidente de rocha carbonática em áreas adjacentes, sendo esse um forte indício para uma provável carstificação interestratal. Também foi observado que dolinas de diâmetro maior ocorrem em áreas onde a rocha carbonática está mais próxima da superfície (Lagoa da Taboa), enquanto dolinas de diâmetro menor se associam à coberturas de arenito com espessura de até cerca de 100 m (Lagoa do Barroço) (Figura 5.17).

Gao et al. (2005), ao realizar uma extensa análise morfométrica sobre o carste de Minnesota, E.U.A., relata a ocorrência de diversas dolinas sobre arenito, em um contexto de carste coberto, mas ressalta que dificilmente se observam dolinas em superfície onde a dissolução ocorre em profundidade nas rochas carbonáticas, abaixo de mais de 50 m de coberturas sedimentares. Desse modo, o autor interpreta que a ocorrência de pacotes sedimentares mais espessos sobre a rocha carbonática inibe a manifestação do carste interestratal em superfície. Comparando o estudo de Gao (2005) com as características observadas no carste de São Desidério, é possível que as maiores espessuras de arenito no baixo curso da vereda de Cocos tendam a diminuir o reflexo da carstificação interestratal em superfície, gerando dolinas de menor diâmetro, enquanto as áreas com calcário próximo à superfície no alto curso da Vereda de Cocos permitem a manifestação mais expressiva desses processos de dissolução abaixo do arenito, dando origem à dolinas de diâmetro maior.

Nas áreas carbonáticas São Desidério-Beleza e Tamanduá-João Rodrigues também ocorrem dolinas sobre arenito pouco espesso (Figura 5.5 e Figura 5.14), afastadas da zona de contato e sem indícios de exposições adjacentes de calcário, sugerindo origem interestratal. Por vezes essas dolinas expõem calcário em sua base, dando acesso à algumas cavernas pequenas e assoreadas (Figura 7.5). Uma vez que não há indícios de exposições de calcário adjacentes a essas depressões, interpreta-se que essas tenham se formado por subsidência lenta e recarga meteórica direta sobre o arenito, provocando a dissolução do calcário em profundidade com a formação de sistemas de cavernas abaixo do arenito, de modo que as exposições da rocha solúvel que hoje ocorrem na base das depressões provavelmente se devem a uma fase tardia do seu desenvolvimento.

Karmann (2003) também identificou dolinas rasas sobre o arenito do Gr. Urucuia nas vertentes do rio das Fêmeas, um afluente importante da margem esquerda do rio Grande, muito próximo à área do presente estudo, tendo interpretado essas feições como evidências de carstificação interestratal.

Figura 7.5 – Seção esquemática representando uma caverna assoreada de pequenas dimensões no ponto LSD-09.

Defende-se aqui que o processo de formação dessas dolinas rasas em arenito no carste de São Desidério é fruto de uma recarga concentrada da base do arenito do Gr. Urucuiá para o topo do calcário do Gr. Bambuí, e que esse processo de carstificação interestratal tem início com a instalação das grandes redes de drenagens sobre o planalto do Chapadão Central. Abaixo é apresentada a discussão que suporta essa ideia.

Thomas (1972, 1974) faz uma descrição geomorfológica detalhada em extensas áreas do carste de *South-east Breconshire*, Wales, Reino Unido, onde o calcário carbonífero é sobreposto pela unidade *Basal Grit*, composta por arenitos grossos e conglomerados ricos em quartzo (*gritstone*). Nessa região, o autor descreve uma grande quantidade de dolinas sobre o arenito e sugere que o desenvolvimento dessas feições está relacionado a um processo de carstificação interestratal com dissolução que se concentra na superfície de contato entre arenito e calcário, gerando tanto dolinas de abatimento como de subsidência lenta. A dissolução concentrada no contato litológico é evidenciada pela maior ocorrência de cavernas ao longo desse plano.

Williams (1983) defende que dolinas são feições características de terrenos cársticos cujo processo de formação só pode ser devidamente compreendido do ponto de vista da sua dinâmica hidrológica. A presença de fraturas ou estruturas na rocha solúvel que concentram um maior fluxo definem a topografia do nível d'água na zona subcutânea, de modo que esse converge para as zonas de maior infiltração no topo rochoso. Como consequência do fluxo concentrado em alguns pontos do maciço, a dissolução aumenta progressivamente, dando origem às depressões.

Em São Desidério, as dolinas sobre arenitos ocorrem alinhadas ao longo de redes de drenagens tributárias de rios maiores, como o Tamanduá e a vereda de Cocos, por exemplo

(Mapa no Apêndice A, Figura 5.33 e Figura 5.37). Desse modo, é provável que a zona de descarga definida por esses rios tenha garantido a renovação de fluxo necessária para a formação de dolinas sobre o arenito, que por sua vez são uma expressão da dissolução concentrada no contato entre arenito e calcário (Figura 7.6). Esse possivelmente corresponde a um dos estágios iniciais da espeleogênese na área de estudo. O acesso a cavernas extensas na área de carste coberto é dificultado pelo assoreamento causado pelo aporte de areia das vertentes para o fundo das dolinas (Figura 7.5), sendo difícil verificar a profundidade máxima até onde essas cavernas interestratais podem se desenvolver.

Palmer (1975, 1991, 2011) defende que a presença de rochas insolúveis e permeáveis recobrindo rochas solúveis pode gerar uma recarga difusa para o aquífero cárstico, dando origem a cavernas labirínticas próximas ao contato litológico. Isso ocorre porque a unidade superior regula a recarga a uma vazão constante para todas as fraturas da unidade solúvel inferior, pois, independentemente da abertura inicial dessas estruturas, a condutividade hidráulica do aquífero poroso é relativamente homogênea.

As evidências apresentadas nesta pesquisa sugerem que a recarga difusa provavelmente não é o único processo possível em áreas de carste coberto, e que a recarga concentrada a partir de uma cobertura insolúvel pode gerar estruturas alinhadas a redes de drenagem. Uma vez que a recarga pode ser também concentrada, cavernas com padrão planimétrico dendrítico poderiam se desenvolver abaixo do arenito. No entanto, devido ao intenso assoreamento das cavernas no fundo das dolinas não foi possível verificar qual o padrão morfológico das redes de condutos que se estendem abaixo do arenito, responsáveis pelo transporte da areia erodida nas vertentes.

O processo de recarga concentrada a partir de uma cobertura insolúvel é apresentado aqui como uma hipótese inicial, uma vez que esse processo não é citado comumente na literatura, sendo que mais estudos hidrogeológicos seriam necessários a fim de testar esse modelo de desenvolvimento de dolinas em resposta a descarga nos níveis de base locais sobre o planalto recoberto por arenito. Interpreta-se que o processo de recarga difusa, apesar de dominante, atua de forma sincrônica com a recarga concentrada, desde que haja conexão hidráulica direta entre recarga e descarga por fraturas muito condutivas. O aprofundamento de estudos nesse tipo de processo pode auxiliar no avanço do entendimento da carstificação interestratil, que no Brasil já conta com alguns trabalhos iniciais (Sallun Filho e Karmann, 2007a, b).

Figura 7.6 – Modelo esquemático representando a carstificação interestratal como um processo comandado pela descarga nos rios locais. A dissolução se concentra no contato litológico entre arenito e calcário, e as cavernas alinham-se a redes de drenagem em superfície. Modelo baseado em Palmer (1975).

7.2.3 A profundidade das rotas de fluxo subterrâneo

Foi aplicado ao alinhamento João Rodrigues a equação (17) deduzida empiricamente por Worthington (2001, 2004), que se propõe a prever a profundidade do desenvolvimento de condutos em um aquífero cárstico:

$$D = 0,18(L \cdot \theta)^{0,79} \quad (17)$$

Onde D é a profundidade da rota de fluxo, L é a distância horizontal da rota de fluxo e θ é o seno do ângulo de mergulho médio do acamamento na rocha solúvel.

Ford (2002) chama a atenção para as possíveis limitações desse método, uma vez que muitos dos parâmetros utilizados não são constantes ao longo de um mesmo sistema de condutos, tais como as estruturas litológicas. A Tabela 7.2 apresenta os parâmetros utilizados no cálculo e os resultados obtidos.

Tabela 7.2 – Profundidade de desenvolvimento de condutos segundo equação proposta por Worthington (2001).
 α : ângulo médio de mergulho do acamamento (determinado com base na média aritmética de 207 medidas de mergulho de acamamento ao longo do alinhamento João Rodrigues); L: distância horizontal da rota de fluxo; D: profundidade calculada da rota de fluxo; ABRANCA: sumidouro da Água Branca; JR: João Rodrigues.

L (m)	α (°)	θ (sen α)	D (m)	Cenário considerado para L
43.200	17	0,296705973	317	Todo o alinhamento João Rodrigues
30.000	17	0,296705973	237	Sum. Água Branca até nascente JR
13.200	17	0,296705973	124	Nascente JR até Poço Surubin

Uma vez que ainda não há certeza quanto às rotas de fluxo d'água subterrânea que definem o alinhamento João Rodrigues, foram realizadas três simulações, considerando cenários diferentes para o comprimento total de fluxo L: (i) todo o comprimento do alinhamento de cavernas João Rodrigues, desde o ponto de infiltração mais a leste sobre o rio Tamandua, denominado como sumidouro da Água Branca, até o Poço do Surubim; (ii) a distância entre o sumidouro da Água Branca e a nascente do rio João Rodrigues; (iii) a distância entre a nascente do rio João Rodrigues e a nascente do Poço do Surubin.

Os resultados de profundidade das rotas de fluxo obtidos variam entre cerca de 120 a 320 m, sendo esses valores possíveis, uma vez que a espessura máxima da Fm. São Desidério é da ordem de 200 a 500 m ou mais. Lembrando que essa espessura depende da irregularidade da superfície erosiva entre o Gr. Bambuí e o Gr. Urucuia e a presença de estruturas como falhas reativadas do embasamento (ANA, 2017; Amorim Júnior e Lima, 2007; Lima, 2007). ANA (2017) identificou um conduto com cerca de 1,1 m de diâmetro a uma profundidade de 62 m sob o leito do alto curso do rio do Nado, através de uma perfilagem de poço (Figura 7.7), comprovando que há atualmente ampliação de condutos em profundidade. Não se tem certeza se a equação de Worthington permite uma previsão precisa, mas os dados aqui apresentados podem servir como uma indicação dos limites de profundidade de circulação d'água subterrânea no aquífero cárstico, a serem testados por estudos hidrogeológicos futuros.

Ressalta-se que como o rio Tamandua possui muitas exposições de rocha carbonática em superfície (Figura 5.14), esses condutos ampliados em profundidade e verificados por perfilagem de poço não representam necessariamente um processo interestratal, já que os sumidouros pontuais em superfície poderiam ser a principal fonte de recarga para o seu desenvolvimento.

Figura 7.7 - Caverna com diâmetro de 1,09 m, interceptada por poço tubular entre as profundidades 60,65 e 61,74 m (imagem provavelmente feita com câmera de fundo – não especificado pela referência). Poço SDN-Boqueirão sobre o rio do Nado, localidade de Boqueirão, município de Baianópolis - BA. Fonte: ANA (2017).

A Figura 7.7 mostra uma grande quantidade de partículas brancas em suspensão, também muito comumente observadas em filmagens de espeleomergulho nas cavernas do alinhamento João Rodrigues. Uma vez que as águas dessas cavernas permanecem saturadas ou supersaturadas em relação ao CaCO_3 durante um tempo considerável do ano hidrológico (discussão no item 6.4), essas partículas podem constituir cristais de carbonatos secundários. Outra possibilidade é que sejam compostos insolúveis e visíveis de ferro e manganês, comuns em águas subterrâneas devido à oxidação desses metais (e.g. Sampaio, 1995), considerando a intensa cimentação limonítica do arenito do Gr. Urucuia.

7.3 Os Ciclos de Entalhamento e Agradação Fluvial Associados a Espeleogênese

Diversos ciclos de entalhamento fluvial e agradação sedimentar afetaram as cavernas do carste de São Desidério, de modo que esses eventos possuem íntima relação com a evolução do nível de base local, representado pelo rio São Desidério. Para a maioria das cavernas estudadas, foram encontradas evidências de mais de um evento de agradação graças as relações entre a morfologia dos condutos e os depósitos sedimentares descritos, assim como as idades geocronológicas obtidas. No alinhamento Manoel Lopes foram identificados dois níveis de caverna, que indicam a ampliação de condutos volumosos com baixo gradiente durante momentos de estabilidade do nível de base, intercalados por eventos de entalhamento mais rápido na zona vadosa, com o desenvolvimento de cânions subterrâneos. A seguir, são

apresentados mais detalhes dessa evolução, associando as idades obtidas aos seus significados geológicos.

A Figura 7.8 mostra as seções transversais dos condutos e as idades de seus respectivos depósitos para cada alinhamento de cavernas estudado. No alinhamento João Rodrigues, a caverna Garganta do Bacupari possui terraços de conglomerados com idade de $3,15 \pm 0,19$ Ma, sobrepostos por barras arenosas inconsolidadas com $0,90 \pm 0,12$ Ma, marcando dois eventos deposicionais distintos. Nas cavernas Buraco do Inferno da Lagoa do Cemitério e Garganta do Bacupari ocorrem barras arenosas mais recentes, com idades entre $22,3 \pm 2,3$ a $24,2 \pm 2,5$ ka, indicando uma fase de deposição mais recente. Ressalta-se que a diferença de elevação entre depósitos com a mesma idade, neste alinhamento, se deve ao gradiente dos condutos em um mesmo patamar, que imprime uma diminuição da elevação para SW, no sentido do rio São Desidério (Figura 6.4). Assim, depósitos com elevações distintas e idades próximas podem estar associados à um mesmo terraço fluvial.

Essas barras fluviais arenosas mais recentes encontram-se hoje a uma elevação entre 12 a 20 m de altura acima do nível atual do rio subterrâneo, indicando que após o entalhamento vadoso do conduto terraços mais elevados foram reativados por processos fluviais, provavelmente em diferentes fases de agradaciação. Os depósitos mais antigos recobrem trechos de condutos com morfologia de retrabalhamento por agradaciação preservada, enquanto as barras arenosas mais recentes recobrem feições de abatimento.

Cavernas alinhadas que formam apenas um patamar de condutos, como é o caso do rio João Rodrigues, possuem depósitos mais antigos a jusante (baixas elevações) e mais jovens a montante (maiores elevações), justamente devido a evolução do sistema pelo processo de erosão remontante. Isso explica as idades mais antigas da Garganta do Bacupari em menor elevação ($3,15 \pm 0,19$ Ma) e as idades mais recentes da caverna Poço da Pedra ($1,42 \pm 0,16$ Ma) em maior elevação (ver também discussão no item 7.2). Em alinhamentos de cavernas com mais de um nível de condutos, como é o caso do Manoel Lopes, espera-se que as idades mais antigas ocorram nos condutos superiores, devido à evolução de acordo com o processo de rebaixamento do nível de base.

Figura 7.8 – Seções transversais dos condutos onde amostras de sedimentos foram analisadas para datação, mostrando a relação vertical entre os condutos no alinhamento de cavernas João Rodrigues, Manoel Lopes e Cânion da Beleza. As elevações foram determinadas pela interligação da topografia convencional com bases posicionadas pelo sistema GNSS. m.a.n.m.: metros acima do nível do mar.

No alinhamento Manoel Lopes ocorrem dois eventos deposicionais mais antigos, sendo um datado de $2,29 \pm 0,19 \text{ Ma}$, no nível superior da caverna Buraco da Sopradeira, e outro com idades entre $1,30 \pm 0,18$ e $1,10 \pm 0,10 \text{ Ma}$, na gruta Manoel Lopes, que ocorrem como preenchimentos de conglomerados e arenitos bem cimentados desde a base do cânion que interliga os dois níveis de caverna até o topo do nível superior. Essa relação indica que o nível superior já havia se formado há cerca de 2 Ma, enquanto que o cânion vadoso que o conecta ao

nível inferior tem idade mínima de cerca de 1 Ma, conforme indicam os respectivos preenchimentos desses condutos. Isso implica no fato de que a caverna já havia experimentado um entalhamento vadoso, que erodiu o leito rochoso até o nível inferior (cota 525 m), antes da ocorrência de um processo de agradação que preencheu os condutos até elevações próximas ao teto do nível superior (cota 555 m). Esse processo de subida do leito fluvial por agradação possui pelo menos 30 m de amplitude vertical.

O abandono do nível superior de condutos e o consequente entalhamento de cânions vadosos até o nível inferior marca um importante evento de reajuste do nível de base local, tendo ocorrido entre cerca de 2 e 1 Ma. Esse entalhamento possui cerca de 40 m de amplitude vertical, dado pela profundidade de 30 m dos cânions de caverna, somado de 10 m de espessura de sedimentos, inferidas pela seção geofísica do rio São Desidério (ver discussão detalhada no item 7.3.2). As causas para essa mudança no nível de base não são completamente compreendidas, uma vez que diversos processos poderiam causar tal efeito, a exemplo de um aumento nas taxas de soerguimento tectônico, uma tendência de mudança climática de longa duração ou simplesmente o entalhamento do leito do rio tronco em superfície pela migração de *knickpoints*.

Harman e Gallagher (1988) medem taxas de soerguimento tectônico da região norte do cráton do São Francisco através de análises de traço de fissão de apatita, indicando valores de 30 a 50 m/Ma. A ordem de grandeza desse processo é correspondente ao entalhamento de cânions de 40 m de amplitude vertical em um intervalo de tempo de 1 Ma no alinhamento de cavernas Manoel Lopes, indicando que o abandono do nível superior de condutos, formado em condições de estabilidade com o nível de base local, poderia se relacionar a transição entre um período de estabilidade tectônica e um período de aceleração das taxas de soerguimento.

Outra característica marcante das cavernas do alinhamento Manoel Lopes é a grande quantidade de depósitos mais recentes, com idades entre 600 a 100 ka, que ocorrem no nível superior e atualmente inativo. Diversos exemplos de deposição nesse intervalo de tempo são dados pelas idades das barras e terraços fluviais, assim como as crostas estalagmíticas que os recobrem, indicando que muito após a formação do nível superior e seu abandono por entalhamento vadoso, o nível superior voltou a possuir rios ativos. A recorrência desses eventos parece se agrupar em intervalos de aproximadamente 100 ka, sugerindo ciclos de deposição.

Com relação ao evento de agradação citado anteriormente, com 30 m de amplitude vertical, é importante ressaltar que não se pode considerar como válida a hipótese de que um

rio ativo no nível de conduto inferior é capaz de depositar barras arenosas ou conglomeráticas em níveis de conduto superiores durante eventos de grandes enchentes. Esse tipo de processo não pode ocorrer pois partículas na fração areia, calhau, bloco e matacão são transportadas como carga de fundo no leito do rio, e não como carga de suspensão. Desse modo, o único meio através do qual um rio pode depositar sedimentos de carga de fundo em elevações superiores ao seu leito atual, é através do processo de agradação, onde a entrada de sedimentos no sistema é maior do que a sua capacidade de transporte. Caso contrário, sem a agradação e a consequente subida do leito do rio, as barras fluviais nos níveis de conduto inferior sofreriam o processo de migração lateral durante as enchentes, de modo que os sedimentos são transportados até o nível de base (*by-pass*). Portanto, as enchentes apenas causariam a migração de macroformas ao longo do nível inferior.

A entrada de água intermitente nos níveis superiores, seja por enchentes do rio subterrâneo no nível inferior, seja por dolinas e sumidouros em superfície, poderiam somente causar a remobilização dos sedimentos dos níveis superiores para os níveis inferiores, mas não a formação de novos terraços fluviais ou migração lateral de barras no nível superior.

Outra evidência que suporta a existência de preenchimentos sedimentares com cerca de 30 m de amplitude vertical são os pendentes, feições erosivas geradas no contato sedimento/rocha, que se distribuem ao longo de toda a sucessão vertical da caverna, desde o nível inferior, passando pelos cânions vadoso e atingindo o nível superior. Vale pontuar que outros estudos também já reportaram eventos de agradação da ordem de até 40 m de amplitude vertical na *Mammoth Cave* (Granger et al., 2001; Palmer, 2002).

Não é possível ter certeza, com base no conhecimento atual sobre o carste de São Desidério, se o intervalo de tempo entre cerca de 600 a 100 ka representou um único evento de agradação sedimentar que manteve o leito do rio no nível superior de condutos, ou se ocorreram diversos eventos de preenchimento intercalados com eventos de erosão. A diante essas duas hipóteses serão confrontadas.

7.3.1 As taxas de erosão das áreas fonte associadas às redes de drenagem subterrâneas

As datações e análises realizadas a partir de isótopos de ^{26}Al e ^{10}Be cosmogênicos permitiram calcular as taxas de erosão em superfície para as áreas fonte dos depósitos

sedimentares de caverna, segundo metodologia apresentada no item 4.11.1. A Tabela 6.3 apresenta esses resultados, enquanto o gráfico de exposição vs. soterramento (*banana plot*) da Figura 7.9 permite uma análise mais detalhada do comportamento das taxas de erosão e idades de soterramento para cada alinhamento de cavernas.

Com base nesses resultados, percebe-se que as taxas de erosão para as áreas fonte do alinhamento João Rodrigues variam em torno de 3,1 e 5,4 m/Ma, com valor médio em 4,4 m/Ma, sendo essas as menores dentre todas as cavernas estudadas. A amostra de superfície (ponto Água Branca) para controle da idade zero (*zero age*) nesse alinhamento mostrou uma herança de soterramento, cuja causa será discutida posteriormente no item 7.5. O alinhamento dos pontos ao longo do diagrama de erosão vs. soterramento segue a linha de decaimento radioativo, indicando a correlação entre as amostras de um mesmo sistema de cavernas.

Figura 7.9 – Diagrama de erosão vs. soterramento para as amostras de sedimentos das cavernas estudadas, relacionando as razões $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ com a concentração de ^{10}Be normalizada para seu equilíbrio secular (Be_{10}^*).

As taxas de erosão das bacias de captação do alinhamento Manoel Lopes são mais elevadas, variando entre 15,6 e 33,4 m/Ma na gruta Manoel Lopes e 7,4 e 19,3 m/Ma na caverna Buraco da Sopradeira. Para as grutas Sobrado I e Sobrado II, as taxas de erosão calculadas foram de respectivamente 11,7 e 33,7 m/Ma. O valor médio calculado para essas taxas em todo o alinhamento Manoel Lopes é de 20 m/Ma. A amostra de superfície deste alinhamento (ponto

CT-122) apresentou idade de soterramento igual a zero, conforme esperado. Os pontos deste alinhamento apresentam uma grande dispersão no diagrama de erosão vs. soterramento, mas se forem analisadas as cavernas Manoel Lopes e Sopradeira separadamente, observa-se um melhor alinhamento dos pontos segundo a curva de decaimento radioativo.

Esse comportamento pode indicar diferenças locais nas fontes de sedimento para as cavernas do alinhamento Manoel Lopes, o que condiz com as observações da geomorfologia, que apontam a ocorrência de mais de um sumidouro em meio-vales cegos nesse sistema (sumidouro do Tabocal e sumidouro do córrego Manoel Lopes). As explorações e mapeamento espeleológicos incompletos da gruta do Sobrado II indicam ainda a possibilidade de um outro sumidouro para essa caverna em particular. Portanto, é possível inferir que parte da boa correlação observada entre todas as amostras do alinhamento João Rodrigues vem do fato de haver apenas um sumidouro principal nesse sistema.

O Grutão da Beleza, com apenas duas amostras, não apresenta um padrão claro de distribuição de pontos na Figura 7.9, mas ressalta-se que cada uma de suas amostras pertencem a um patamar de condutos distinto, abrindo margem para a ocorrência de fontes de sedimento localmente diferentes. Suas taxas de erosão entre 7,6 e 17,7 m/Ma e média de 12,7 m/Ma encontram-se mais próximas dos valores medidos para o alinhamento Manoel Lopes do que para o alinhamento João Rodrigues.

Assim, observam-se diferenças significativas entre as taxas de erosão da bacia de captação do alinhamento João Rodrigues e dos alinhamentos Manoel Lopes e Cânion da Beleza. É sabido que mesmo bacias de drenagem adjacentes não precisam necessariamente seguir as mesmas taxas de erosão, uma vez que existem diferenças litológicas e de relevo locais que podem controlar o processo erosivo, como por exemplo demonstrado por Cherem et al. (2012) nos altos que separam as bacias do rio São Francisco, rio Doce e rio Paraíba do Sul.

As diferenças observadas nas taxas de erosão podem estar relacionadas ao maior gradiente de relevo ao longo do alinhamento de cavernas Manoel Lopes, igual a 0,0095 (0,95%), e menor gradiente de relevo ao longo do alinhamento de cavernas João Rodrigues, que equivale a 0,0068 (0,68%), uma vez que a inclinação média das bacias de drenagem é o fator com maior influência sobre as taxas de erosão em bacias de drenagem fluviais (Portenga e Bierman, 2011). Além disso, a área da bacia de captação superficial do alinhamento João Rodrigues (1.756,7 km²) é muito maior do que para o alinhamento Manoel Lopes (39,5 km²), o que pode justificar as menores taxas de erosão da primeira, já que bacias fluviais maiores

tendem a sofrer erosão de forma mais lenta (e.g. Vente et al., 2007). No caso do Grutão da Beleza, apesar de não se conhecer ao certo a extensão de sua bacia de captação, ela é provavelmente da mesma ordem de grandeza da bacia do alinhamento Manoel Lopes, justificando a semelhança entre as taxas de erosão desses dois alinhamentos.

7.3.2 As taxas de entalhamento fluvial sobre o leito rochoso

Foi calculada a taxa de entalhamento fluvial sobre o leito rochoso decorrente da formação dos cânions que interligam os níveis superior e inferior das cavernas Manoel Lopes e Buraco da Sopradeira (Tabela 7.4). Para este cálculo foram utilizados os seguintes parâmetros: (i) a idade mínima do nível de conduto superior, indicada através de terraços fluviais conglomeráticos nesse mesmo nível; (ii) a idade mínima de desenvolvimento do nível inferior, representada pelos preenchimentos mais antigos do cânion que interliga os dois níveis; (iii) a diferença de elevação entre o leito rochoso do nível superior e o leito rochoso do nível inferior.

Uma vez que o leito fluvial do nível inferior é completamente revestido por sedimentos clásticos, não se tem dados diretos da profundidade do pavimento rochoso nesse nível. No entanto, o entalhamento fluvial dos condutos subterrâneos acompanha o entalhamento fluvial do rio tronco em superfície, que por sua vez representa o nível de base local. Assim, a espessura máxima de sedimentos do terraço fluvial do rio São Desidério, que equivale a 13 m, conforme determinado pelo perfil geofísico transversal ao rio (ver item 5.4), pode ser considerada também como a profundidade máxima dos depósitos sedimentares que se encontram abaixo do nível do rio atual das cavernas, levando a uma cota de 509 m para o leito rochoso do conduto. Palmer (2002) também utiliza dados de seções geofísicas no rio tronco em superfície para interpretar a amplitude máxima do entalhamento vertical na *Mammoth Cave*, sistema afluente do *Green river*, sendo que o método aqui utilizado tem respaldo na literatura.

Outra forma de se estimar a profundidade do leito rochoso no nível inferior das cavernas seria extrapolar a elevação do leito rochoso do rio São Desidério até as cavernas utilizando o gradiente hidráulico do sistema de condutos (0,017), o que confere uma cota de 503 m, muito próximo da estimativa anterior de 509 m. Essa não é uma estimativa perfeita, mas é plausível, pois a espeleogênese na zona freática segue o gradiente hidráulico, sendo que a geometria geral do sistema de condutos em condições de mergulho de acamamento baixo a moderado não se distancia muito do topo do N.A. (Ford, 1971). O gradiente hidráulico foi estimado com base nas diferenças de elevação entre o leito sedimentar do rio São Desidério, que consiste no ponto

de descarga do sistema, e o piso do nível inferior da caverna Manoel Lopes, que consiste no ponto mais a montante do sistema com rios subterrâneos ativos. Uma vez que o terraço fluvial mais antigo do sistema ocorre na caverna Buraco da Sopradeira, utiliza-se a distância horizontal entre o rio São Desidério e essa caverna (4.000 m) para se obter a elevação do substrato rochoso nesse ponto.

A Tabela 7.3 apresenta as bases de cálculo do gradiente hidráulico e cota do leito rochoso utilizados. A Tabela 7.4 apresenta os cálculos das taxas de entalhamento fluvial sobre o leito rochoso no interior das cavernas.

Tabela 7.3 – Dados utilizados para medir a cota do leito rochoso no nível inferior da caverna Buraco da Sopradeira. LSSD: leito sedimentar do rio São Desidério (próximo à gruta do Olho D'água); LSML: leito sedimentar do nível inferior da gruta Manoel Lopes; DHML: distância horizontal entre o rio São Desidério e a gruta Manoel Lopes; i: gradiente hidráulico; LRSD: leito rochoso do rio São Desidério; DHSOP: distância horizontal entre o rio São Desidério e a caverna Buraco da Sopradeira; LRSOP: leito rochoso do nível inferior da caverna Buraco da Sopradeira.

Elev. LSSD (m)	Elev. LSML (m)	DHML (m)	i	Elev. LRSD (m)	DHSOP (m)	Elev. LRSOP (m)
448	525	4.500	0.017	435	4.000	503

Tabela 7.4 – Taxas de entalhamento vertical calculadas sobre leito rochoso no alinhamento Manoel Lopes.

Tipo de leito	Idade mín. nível superior (Ma) (²⁶ Al- ¹⁰ Be)	Amostra	Idade máx. nível inferior (Ma) (²⁶ Al- ¹⁰ Be)	Amostra	Elev. nível superior (m)*	Elev. nível inferior (m)**	Taxa ent. (m/Ma)
Rochoso 1	2.29 ± 0.19	SOP-13A	1.30 ± 0.18	ML-10	558	509	49
Rochoso 2	2.29 ± 0.19	SOP-13A	1.30 ± 0.18	ML-10	558	503	56

*: elevação do leito rochoso no nível superior, observado diretamente;

**: elevação do leito rochoso no nível inferior, estimada com base nos dados da seção geofísica transversal ao rio São Desidério;

Rochoso 1: estimativa de elevação do leito rochoso da caverna utilizando uma espessura máxima de 13 m de sedimentos;

Rochoso 2: estimativa de elevação do leito rochoso da caverna extrapolando a cota do leito rochoso no rio São Desidério pelo gradiente dos condutos.

Observa-se que as taxas de entalhamento calculadas sobre o leito rochoso para os dois cenários variam entre 49 a 56 m/Ma, com média de 53 m/Ma. Esses valores são maiores do que as taxas de erosão calculadas para a área fonte do alinhamento Manoel Lopes, entre 7,4 e 33,4 m/Ma, com base em dados de isótopos cosmogênicos (Tabela 6.3). Essa diferença pode ser explicada pelo fato de que a erosão na área fonte ocorre sobre o arenito, uma rocha mais resistente, enquanto que o entalhamento vadoso no interior das cavernas ocorre sobre o calcário, que é mais suscetível à erosão e dissolução.

Poderia ser questionada a validade dessas taxas de entalhamento fluvial pelo fato das idades ^{26}Al - ^{10}Be cosmogênicos serem idades de soterramento, ou seja, elas representam o momento em que o sedimento é aportado para a caverna, mas não necessariamente o momento em que a barra fluvial se depositou. Após a entrada dos clastos nas cavernas, o sedimento pode ser remobilizado por tempo prolongado dentro do sistema, de modo que a deposição pode ser mais jovem do que indicam as idades de soterramento. No entanto, deve-se considerar que depósitos conglomeráticos, como no caso das amostras SOP-13A e ML-10, são menos móveis e suscetíveis a remobilizações do que depósitos arenosos. Também, a literatura já conta com diversos trabalhos que aplicam as idades de soterramento de terraços em cavernas ao estudo das taxas de erosão fluvial, do mesmo modo que se propõe a presente pesquisa (e.g. Granger et al., 1997; Granger et al., 2001; Anthony e Granger, 2004; Polyak et al., 2008; Hauselmann et al., 2007).

Extrapolando os valores da taxa de entalhamento vertical no interior das cavernas para o rio São Desidério, pode-se fazer estimativas sobre o início do processo de entalhamento desse último. Considerando as cotas mais altas dos flancos do Chapadão Central, em 1.000 m, as cotas mais baixas do leito do rio São Desidério, em 500 m, se obtém uma diferença de elevação máxima de aproximadamente 500 m para o entalhamento do vale (dados de elevação da base SRTM). A taxa de entalhamento mínima de 47 m/Ma confere a idade máxima de aproximadamente 10,6 Ma para o vale fluvial do rio São Desidério, enquanto a taxa média de 53 m/Ma confere uma idade de 9,7 Ma (mioceno tardio). Esse cálculo é condizente com alguns trabalhos sobre a evolução geomorfológica do Brasil central, que indicam um evento de soerguimento tectônico importante no mioceno, que culminou na formação do Chapadão Central e na estruturação das redes de drenagem atuais (e.g. Valadão, 1998).

Um exemplo desse tipo de estimativa também é apresentada por Karmann (1994), que utiliza idades de terraços fluviais (série U-Th em espeleotemas) em cavernas do carste do Alto rio Ribeira de Iguape, região sul do estado de São Paulo, para estimar o início da incisão do vale do rio Betari, que atua como nível de base local para as cavernas. Seus resultados apontam para taxas de entalhamento de rios subterrâneos da ordem de 42 m/Ma, e uma idade de início da incisão do vale externo de 10,9 Ma.

Vale lembrar, no entanto, que essa extrapolação deve ser considerada com cautela por uma série de motivos. Apesar do entalhamento causado pelos afluentes subterrâneos tender sempre a buscar as variações do seu nível de base local, as taxas de entalhamento no rio tronco em superfície e nas cavernas tributárias não é necessariamente a mesma, já que cursos d'água

distintos possuem potências distintas. Também, as taxas de entalhamento provavelmente não são constantes ao longo do tempo geológico, devido às importantes variações paleoclimáticas em escala global que ocorreram entre o plioceno e pleistoceno (Fillipeli e Flores, 2009) e mudanças no tipo de rocha erodida em diferentes profundidades.

7.3.3 As taxas de entalhamento fluvial sobre o leito sedimentar inconsolidado

Foi calculada a taxa de entalhamento fluvial sobre o substrato sedimentar clástico, referente a remoção dos depósitos que preencheram as cavernas do alinhamento Manoel Lopes até o nível superior. Para esse cálculo, foram utilizados os seguintes parâmetros: (i) as idades máximas e mínimas dos terraços que indicam a atividade fluvial mais recente no nível superior de condutos, formados por barras arenosas inconsolidadas e recobertas por crostas estalagmíticas na gruta Manoel Lopes; (ii) a idade dos depósitos sedimentares mais antigos do nível inferior, representados por areias inconsolidadas que preenchem fendas na gruta do Olho D'água; (iii) a diferença entre a elevação do nível superior e do leito rochoso do nível inferior, considerando também os dados indiretos da seção geofísica do rio São Desidério (Tabela 7.3).

As idades de soterramento OSL obtidas para os terraços fluviais mais jovens são apenas idades máximas de deposição, já que datam a entrada do sedimento na caverna, mas não a deposição do terraço em si, que por sua vez pode ter ocorrido pouco ou muito tempo após o aporte para o interior da caverna. No entanto, as idades U-Th de crostas estalagmíticas que recobrem esses terraços jovens permitem estabelecer um limite mínimo para essa deposição, já que as crostas encerram definitivamente o evento sedimentar clástico. A Tabela 7.5 apresenta as bases de cálculo e os resultados para a taxa de entalhamento sobre o leito sedimentar inconsolidado.

Tabela 7.5 – Taxas de entalhamento vertical calculadas sobre o leito sedimentar inconsolidado no alinhamento Manoel Lopes.

Tipo de leito	Idade terraços sup. (Ma) (OSL e U-Th)	Amostra	Idade terraços inf. (Ma) (OSL)	Amostra	Elev. nível superior (m)*	Elev. nível inferior (m)**	Taxa ent. (m/Ma)
Sedimentar 1 (δ)	0.096631 ± 0.008744	ML-02	0.011196 ± 0.000845	DAG-01	558	509	574
Sedimentar 2 (ε)	0.096631 ± 0.008744	ML-02	0.011196 ± 0.000845	DAG-01	558	503	644
Sedimentar 3 (δ)	0.085840 ± 0.006241	ML-03A	0.011196 ± 0.000845	DAG-01	558	509	656
Sedimentar 4 (ε)	0.085840 ± 0.006241	ML-03A	0.011196 ± 0.000845	DAG-01	558	503	737

*: elevação do leito rochoso no nível superior, observado diretamente;

** : elevação do leito rochoso no nível inferior, estimada com base nos dados da seção geofísica transversal ao rio São Desidério;

Sedimentar 1: idade máxima de deposição da barra fluvial (entrada do sedimento na caverna-OSL CAM)

Sedimentar 2: idade máxima de deposição da barra fluvial (entrada do sedimento na caverna-OSL CAM)

Sedimentar 3: idade mínima de deposição da barra fluvial, dada pela cristalização de crostas estalagmíticas (U-Th);

Sedimentar 4: idade mínima de deposição da barra fluvial, dada pela cristalização de crostas estalagmíticas (U-Th);

δ: estimativa de elevação do leito rochoso da caverna utilizando uma espessura máxima de 13 m de sedimentos;

ε: estimativa de elevação do leito rochoso da caverna extrapolando a cota do leito rochoso no rio São Desidério pelo gradiente dos condutos.

Observa-se na Tabela 7.5 que as idades de soterramento OSL das barras arenosas (amostra ML-02) possuem uma diferença de aproximadamente 11 ka em relação às idades U-Th de cristalização das crostas sobre o topo das barras (amostra ML-03A), no nível superior de condutos. As taxas de entalhamento fluvial mínimas e máximas calculadas para o cenário δ do leito rochoso variam entre 574 e 656 m/Ma, enquanto para o cenário ε variam entre 644 e 737 m/Ma, conferindo um valor médio de 653 m/Ma. Subtraindo as taxas de entalhamento máximas e mínimas para cada cenário obtém-se uma estimativa de erro de 83 a 93 m/Ma, que representam uma margem de 13% a 14%. Uma vez que os erros encontram-se próximos de 10%, considera-se que o retrabalhamento sedimentar no interior das cavernas não afetou de maneira significativa esses depósitos arenosos, levando a conclusão de que as taxas de entalhamento calculadas são válidas. Observa-se também que as taxas de entalhamento sobre o leito sedimentar inconsolidado são cerca de 10x mais elevadas do que as taxas obtidas para o leito rochoso (média de 53 m/Ma), o que é condizente, já que a resistência à erosão da rocha coesa é muito mais elevada.

7.3.4 As idades associadas aos paleo-ambientes deposicionais

No item 6.3 foi demonstrado que os depósitos sedimentares do interior das cavernas estudadas representam dois tipos de paleo-ambientes deposicionais distintos, sendo eles os canais fluviais subterrâneos e os lagos subterrâneos abertos, e que ambos são provavelmente contemporâneos. No entanto, a descontinuidade das exposições de sedimentos nessas cavernas impede uma verificação precisa da continuidade lateral e idade relativa entre esses depósitos. Caso esses dois ambientes tenham realmente coexistido, espera-se que as suas idades de soterramento sejam também sincrônicas.

As idades ^{26}Al e ^{10}Be obtidas para depósitos lacustres no nível superior da caverna Buraco da Sopradeira, entre 0.32 ± 0.10 e 0.16 ± 0.10 Ma, coincidem com idades de depósitos fluviais para os condutos superiores da gruta Manoel Lopes, entre 0.32 ± 0.13 Ma (^{26}Al e ^{10}Be) e $0,23 \pm 0,003$ Ma (U-Th). Desse modo, as datações entre esses dois ambientes de deposição podem ser consideradas como compatíveis, corroborando o modelo de fácies e elementos arquiteturais aqui proposto, onde os rios subterrâneos desembocariam em sistemas de lagos subterrâneos abertos.

7.3.5 O clima e a tectônica como controladores dos ciclos de preenchimentos sedimentares e entalhamentos vadosos em condutos

A formação de níveis de caverna normalmente segue a história de entalhamento e preenchimento sedimentar de um vale externo. Terraços fluviais podem se formar em diferentes elevações e serem posteriormente abandonados em decorrência de variações do nível de base, mudanças climáticas e atividade tectônica, sendo que esses eventos podem ser registrados tanto em rios de superfície como no interior de cavernas (Palmer, 1987, 2007). Ao longo deste capítulo foi demonstrado que diversos eventos de agradiação e erosão ocorreram no interior das cavernas estudadas, em ciclos de deposição e abandono de terraços fluviais. Resta discutir agora quais os possíveis mecanismos associados a esses eventos.

O nível de base de um rio consiste no limite de elevação mais baixo para a sua capacidade de erosão (Powell, 1875 apud Merritts et al. 1994). Segundo o mesmo autor, o nível de base de um rio pode ser representado em escala local por outro rio, ou até mesmo um lago, enquanto que o nível de base final para todos os rios é definido pela superfície do nível do mar. O nível de base local para as cavernas estudadas é o rio São Desidério, de modo que os processos de

entalhamento ou agradacão de condutos devem ser analisados do ponto de vista da dinâmica desse rio.

Variações no nível eustático podem ocasionar no reajuste do perfil de equilíbrio de rios. Nos casos onde isso acarreta em uma subida do nível de base, os rios respondem através da agradacão sedimentar e a formação de terraços fluviais em posições mais elevadas. No entanto, esse tipo de processo geralmente afeta apenas as áreas mais próximas em relação ao mar, ou áreas em menores altitudes, de modo que os trechos de rios situados em áreas muito adentro no continente dificilmente sofrem efeitos dessas variações cíclicas. O alcance da variação do nível eustático continente adentro é uma questão controversa, já tendo sido sugeridos casos extremos de bacias fluviais afetadas pela subida do nível do mar até 1.000 km de distância da linha de costa atual. De qualquer modo, a partir de um certo limite, variações eustáticas deixam de ter influência sobre o ajuste do perfil de equilíbrio dos rios (Blum e Törnqvist, 2000).

Como a área do presente estudo se encontra a uma elevação mínima de aproximadamente 500 m acima do nível do mar e a mais de 1.200 km de distância da linha de costa, seguindo o talvegue dos rios tronco na bacia do rio São Francisco, descarta-se aqui a possibilidade de variações eustáticas exercerem controle direto sobre a dinâmica do rio São Desidério.

Ciclos tectônicos possuem geralmente escala de 10^6 a 10^7 anos, sendo que dificilmente esse tipo de forçante poderia explicar os diversos ciclos de deposição nas cavernas do carste de São Desidério, intervalados entre cerca de 10^3 a 10^5 anos, sobretudo considerando uma área cratônica com soerguimento lento. Eventos neotectônicos, apesar de poderem influenciar o nível de base, não atuam necessariamente com uma frequência de cíclica. Descartando-se, portanto, a hipótese de influência tectônica como principal controlador dos ciclos de deposição e erosão no interior das cavernas, resta apenas o clima como agente mais provável no comando desses eventos.

Langbein e Schumm (1958) relacionam a produção sedimentar em sistemas fluviais à precipitação meteórica e ao desenvolvimento da vegetação, mostrando que a diminuição na precipitação anual em diversos tipos de ambientes, como desertos, campos de gramíneas e florestas, tende a causar um aumento significativo da produção sedimentar devido às menores oportunidades de desenvolvimento das espécies vegetais. Em condições extremas de pouca precipitação ou de intensa precipitação, a produção sedimentar tende a diminuir, devido à escassez de escoamento, no primeiro caso, e desenvolvimento de vegetação densa, no segundo.

Os mesmos autores discutem que a razão entre a produção sedimentar/ escoamento superficial é denominada concentração, sendo que o aumento dessa razão tende a deposição, enquanto a diminuição tende a erosão. Seus dados mostram que a concentração diminui drasticamente com o aumento da precipitação, o que induz a maior erosão. Assim, a diminuição na precipitação até um determinado limite (254 a 356 mm) tende a causar um aumento na produção sedimentar e consequente agradiação sedimentar de rios. Harvey (2002) também associa o maior acoplamento (*coupling*) entre o transporte sedimentar das vertentes para os fundos dos vales fluviais ao processo de agradiação sedimentar.

Com base no que foi acima exposto, parece plausível associar períodos mais secos ao assoreamento e agradiação do vale do rio São Desidério, o que poderia também acarretar no preenchimento sedimentar no interior das cavernas, já que a subida do nível de base local por agradiação forçaria um reajuste do perfil de equilíbrio das redes de drenagens subterrâneas tributárias. As taxas de soerguimento lentas do ambiente cratônico entre cerca de 30 a 50 m/Ma, medidas com base em dados de traço de fissão de apatita para a região norte do cráton do São Francisco (Harman e Gallagher, 1998), permitiria então que os mesmos níveis ou patamares de condutos das cavernas fossem reaproveitados diversas vezes por esses ciclos de erosão e deposição.

Auler et al. (2009) já propôs que ciclos climáticos poderiam comandar a sedimentação no interior de cavernas do Brasil central, e que períodos mais secos possivelmente seriam responsáveis por causar agadações nesses sistemas de drenagens subterrâneas. Karmann (1994) e Laureano et al. (2016) também já sugeriram que ciclos climáticos seriam os principais responsáveis pela formação de extensos depósitos de cavernas nas regiões sudeste e nordeste do Brasil, respectivamente.

No entanto, foi demonstrado que a amplitude vertical das agadações nas cavernas do alinhamento Manoel Lopes é da ordem de 30 m. O volume de sedimentos necessário para preencher o vale do rio São Desidério até a mesma elevação seria muito grande, colocando em dúvida se uma tendência de preenchimento desse porte seria possível. Assim, estudos mais aprofundados sobre as taxas de produção sedimentar na bacia do rio São Desidério provavelmente seriam necessários a fim de testar essa hipótese. Isso gera um problema na tentativa de associação entre a agadação no vale externo e no interior das cavernas.

Também, não foram encontrados terraços fluviais em cotas tão elevadas às margens do rio São Desiderio e Nado, ao longo dos cerca de 20 km de caminamento ao longo do curso

desses dois rios (ver item 4.3). O problema se agrava se for considerado que a formação dos terraços sedimentares com diferentes idades nas cavernas foi intercalada com eventos de entalhamento fluvial, o que é provável, já que incursões de climas mais úmidos tenderiam a aumentar a potência dos rios e causar erosão. Se essa dinâmica fosse comandada por variações de mesma amplitude vertical no leito do rio São Desidério (≈ 30 m), enormes volumes de sedimento teriam que ser acumulados e removidos no vale externo.

Durante as fases de clima mais seco, a agradação do leito do rio São Desidério provavelmente recobriu com sedimentos as ressurgências dos sistemas de cavernas tributárias, formando diversas nascentes aluvionadas. Inicialmente, é provável que coberturas pouco espessas não seriam capazes de obstruir ou reduzir a vazão dessas ressurgências, sendo que ainda haveria um significativo transporte de sedimentos do sistema de condutos para o rio São Desidério. Porém, com o avanço da agradação fluvial, as nascentes cársticas poderiam ter sido obstruídas pelo peso da coluna de sedimentos, diminuindo a velocidade do fluxo de descarga das nascentes cársticas e, conseqüentemente, sua capacidade de transporte de sedimentos.

A partir desse momento teria início um processo de agradação sedimentar no interior das cavernas a uma taxa maior do que no rio em superfície, devido a obstrução que dificulta a saída dos sedimentos da rede de condutos (Figura 7.10). Palmer (1991) e Farrant e Smart (2011) demonstram que a obstrução de nascentes cársticas por agradação sedimentar pode ocasionar a formação de um sistema distributário de condutos, criando um desvio lateral, ou reativar nascentes do tipo ladrão (*overflow spring*). Assim, é possível que esse mecanismo de obstrução também possa explicar a ocorrência de eventos deposicionais de grande amplitude vertical em cavernas (dezenas de metros), ao passo que o rio externo não necessariamente sofre uma agradação com a mesma amplitude vertical observada nos condutos. Essa hipótese pode ser melhor explorada em estudos futuros, a fim de auxiliar na compreensão da relação entre a sedimentação em cavernas e os processos de superfície.

Figura 7.10 – Modelo de ciclos de preenchimento e erosão sedimentar ao longo de sistemas de cavernas tributárias ao rio São Desidério. As escalas das ilustrações são relativas. 1: nível inferior de condutos ativos com descarga para o rio tronco com leito rochoso. Nesse estágio, o nível superior é inativo, podendo ser reativado apenas em enchentes eventuais; 2: clima relativamente mais seco provoca a aggradação do rio tronco e a subida do nível de base, com consequente obstrução das nascentes cársticas e preenchimento dos condutos, reativando o fluxo no nível superior; 3: climas mais úmidos aumentam a potência do rio tronco, gerando erosão e abandono do nível de condutos superior. O rio tronco forma terraços fluviais e passa a entalhar os próprios sedimentos. Terraços fluviais abandonados também são encontrados no nível superior de condutos. A: amplitude da aggradação no vale externo; B: amplitude da aggradação nos condutos; C: morfologia de condutos retrabalhada por aggradação; D: terraço fluvial no rio São Desidério.

O gráfico da Figura 7.11 compara as idades dos depósitos com suas respectivas taxas de erosão, obtidas por meio das datações ^{26}Al - ^{10}Be cosmogênicos. Nele, é possível observar uma tendência de aumento gradual nas taxas de erosão ao longo do tempo. Para o alinhamento João Rodrigues essa tendência é mais sutil, variando de 3,0 para 5,3 m/Ma em um intervalo de idade de $3,15 \pm 0,19$ a $0,44 \pm 0,08$ Ma. No alinhamento Manoel Lopes o aumento das taxas de erosão é muito mais evidente, variando entre 7,4 e 33,7 m/Ma num intervalo de idades de $2,29 \pm 0,19$ a $0,30 \pm 0,21$ Ma.

Figura 7.11 – Gráfico da taxa de erosão vs. idade dos depósitos datados pelo método ^{26}Al e ^{10}Be cosmogênicos.

É possível que esse aumento nas taxas de erosão para diferentes bacias de drenagem esteja relacionado à um aumento das precipitações em longo prazo, causando um aumento gradual na potência dos rios. Filipelli e Flores (2009), por exemplo, descrevem uma significativa e gradual redução nas concentrações de CO_2 atmosférico global na passagem do plioceno para o pleistoceno, mas não se sabe qual o efeito exato dessa tendência no clima local do Chapadão Central Brasileiro.

O rejuvenescimento do relevo e o consequente aumento dos gradientes hidráulicos, devido à processos de reativação tectônica, também poderiam causar um aumento regional nas taxas de erosão ao longo de milhões de anos. Japsen et al. (2012) sugerem com base em dados de traço de fissão de apatita a ocorrência de um evento de soerguimento tectônico a 2 Ma próximo à costa leste do Brasil, na bacia do Tucano-Recôncavo-Jatobá, que estaria relacionado à formação de uma superfície de aplanamento regional. No entanto, outros autores interpretam que as variações climáticas e do nível eustático é que teriam acarretado na formação de pediplanos no nordeste do Brasil durante o plioceno (Bigarella, 1975). Assim, não se tem conhecimento de um evento de reativação tectônica claramente reconhecido no plioceno ou pleistoceno para as regiões central ou oriental do Brasil.

7.4 Ciclos de Variação do N.A. Associados a Espeleotemas Subaquáticos

Os espeleotemas subaquáticos descritos na gruta do Catão por Oliveira et al. (2019) possuem um intervalo de crescimento entre $2,3 \pm 0,2$ e $4,3 \pm 0,052$ ka, determinado a partir de idades U-Th (Tabela 6.5). Durante esse período se intercalaram fases de crescimento vadoso e crescimento subaquático, indicando que a altura do nível do rio que cruza a caverna oscilou diversas vezes, permanecendo em posição elevada por períodos duradouros, de modo a permitir a deposição das crostas de carbonatos secundários que revestem todas as paredes do conduto da caverna e das suas dolinas de abatimento. Com base nas datações de diferentes intervalos vadosos do espeleotema (canudos), estima-se que os períodos de estabilidade do N.A. em posição elevada tenham durado cerca de 1,4 a 0,1 ka.

Uma vez que o espeleotema coletado se encontra a apenas 3 m acima do nível atual do rio, as oscilações do N.A. mencionadas só podem ser associadas precisamente até essa altura máxima. No entanto, as crostas subaquáticas nas paredes das dolinas da gruta do Catão chegam até 44 m acima do nível do rio atual, mostrando que essas variações da lâmina d'água já tiveram uma amplitude muito maior.

Crostas subaquáticas muito similares às da gruta do Catão foram observadas recobrendo grandes extensões das paredes de outras dolinas de abatimento ao longo do alinhamento de cavernas João Rodrigues, como no sumidouro do João Baio, Buraco do Inferno da Gruta da Sucupira e Garganta do Bacupari, de modo que a elevação do N.A. na gruta do Catão provavelmente não se trata de um evento isolado e restrito a apenas uma caverna, mas sim de um evento com controle em escala mais ampla da subida do nível d'água.

Essa é uma fase de evolução mais recente do carste de São Desidério, que não compete ao presente estudo detalhar. No entanto, as descrições apresentadas por Oliveira et al. (2019) representam provavelmente a primeira descrição de estromatólitos em caverna no Brasil, assim como um estudo inédito de um novo tipo de espeleotema (“línguas de caverna”). Ressalta-se que a influência do crescimento bioinduzido em espeleotemas é um tema ainda pouco estudado mundialmente (e.g. Jones, 2009; Stinnesbeck et al., 2018), sendo um nicho de pesquisa muito promissor para gênese de espeleotemas associada a variações climáticas no holoceno.

Tentativas de datação pelo método U-Th em espeleotemas do tipo cone de jangadas da caverna Garganta do Bacupari também foram realizadas, mas devido à grande quantidade de argila com ^{230}Th detrítico intercalada às lâminas de jangadas, o erro obtido para a análise é relativamente elevado (42%). Mesmo assim, a idade possui significado geológico, pois permite

situar a deposição dos cones entre cerca de 6,7 e 2,8 ka (Tabela 7.6). Uma vez que os cones se formam em ambiente lacustre, sua ocorrência atual em ambiente subaéreo indica um nível d'água cerca de 2 a 3 m mais elevado do que o nível do rio atual (Figura 6.9 B). O intervalo de idade de deposição dos cones e das crostas subaquáticas na gruta do Catão se sobrepõe, sendo que provavelmente ambos foram formados durante os mesmos ciclos de variação do N.A.

Tabela 7.6 – Idade U-Th para espeleotema do tipo cone de jangadas na caverna Garganta do Bacupari.

Amostra	^{238}U (ppb)	^{232}Th (ppt)	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ (at $\times 10^{-6}$)	$d^{234}\text{U}^*$ (medido)	$^{230}\text{Th} / ^{238}\text{U}$ (atividade)	$d^{234}\text{U}_{\text{inicial}}^{**}$ (corrigido)	^{230}Th Age (yr BP)*** (corrigido)
BAC-04-C	$230 \pm 0,2$	37.015 ± 714	12 ± 0	$675,4 \pm 1,9$	$0,1136 \pm 0,0013$	685 ± 4	4.746 ± 1.995

Constantes de decaimento do U: $\lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{-10}$ (Jaffey et al., 1971) e $\lambda_{234} = 2.82206 \times 10^{-6}$ (Cheng et al., 2013).

Constantes de decaimento do Th: $\lambda_{230} = 9.1705 \times 10^{-6}$ (Cheng et al., 2013).

* $d^{234}\text{U} = ([^{234}\text{U}/^{238}\text{U}]_{\text{activity}} - 1) \times 1000$. ** $d^{234}\text{U}_{\text{inicial}}$ foi calculado com base na idade ^{230}Th (T), i.e., $d^{234}\text{U}_{\text{inicial}} = d^{234}\text{U}_{\text{medido}} \times e^{\lambda_{234} \times T}$.

Idades ^{230}Th corrigidas assumem a razão atômica inicial $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ de $4.4 \pm 2.2 \times 10^{-6}$. Esses são valores para um material em equilíbrio

secular, com o valor total $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ de 3.8. Os erros são arbitrariamente assumidos como iguais a 50%.

*** Padrões para B.P. "Before Present" onde "Present" é definido como o ano de 1950 A.D. "Anno Domini".

7.5 Inversões de Idades e Retrabalhamento Sedimentar

Foram identificadas inversões de idades de soterramento ao longo de exposições verticais de alguns depósitos sedimentares no interior de cavernas. No ponto BINF-13 foi escavada uma trincheira com cerca de 1,5 m de profundidade no terraço fluvial do rio João Rodrigues, na caverna Buraco do Inferno da Lagoa do Cemitério, onde a amostra A, coletada a 60 cm de profundidade, possui idade central pelo método OSL de $14,8 \pm 1,3$ ka, e a amostra B, coletada a 100 cm de profundidade, possui $12,0 \pm 1,1$ ka. Na trincheira do ponto SOP-27, localizada sobre o terraço fluvial do conduto inferior e ativo da caverna Buraco da Sopradeira, a amostra D, coletada a 60 cm de profundidade, apresentou idade central pelo método OSL de $3,1 \pm 0,2$ ka, enquanto a amostra E, coletada a 80 cm de profundidade, possui idade de $1,8 \pm 0,1$ ka. Por fim, o ponto SOP-06, que consiste em uma exposição vertical natural de sedimentos no conduto superior do Buraco da Sopradeira (Figura 6.53 e Figura 6.55), possui idade de soterramento determinada pelo método ^{26}Al e ^{10}Be no topo da sucessão de $0,32 \pm 0,10$ Ma, enquanto a base da sucessão apresenta $0,16 \pm 0,10$ Ma.

Interpreta-se aqui que essas inversões de idade, onde o topo de um depósito é mais antigo do que a sua própria base, provavelmente devem-se a mistura e retrabalhamento de diferentes depósitos no interior das cavernas estudadas. Sedimentos mais antigos e situados em patamares

de condutos superiores podem ser carregados para patamares inferiores, assim como diferentes eventos de agração em um mesmo patamar também podem ser retrabalhados por sucessivas enchentes posteriores. Essa interpretação é reforçada pelo fato de que as análises para OSL apontaram quase sempre duas ou mais populações de grãos de quartzo com doses equivalentes de radiação diferentes, como indicado pelos gráficos de dispersão radial da Figura 7.12.

A amostra Água Branca, datada por isótopos cosmogênicos de ^{26}Al e ^{10}Be (Tabela 6.3), foi coletada nas vertentes de um polje de contato, denominado como Sumidouro da Água Branca. Ao contrário do que se esperaria inicialmente de uma amostra de superfície, a idade desses sedimentos não é igual a zero, mas sim $0,44 \pm 0,08$ Ma. Conforme discutido no item 5.5.1, referente à descrição textural de litotipos, os depósitos de vertente nesse ponto são muito imaturos e provavelmente representam depósitos de tálus. Desse modo, o retrabalhamento sedimentar nas vertentes provavelmente é responsável por uma história complexa de soterramento, onde ocorrem sucessivos episódios de exposição e redeposição. Havendo, portanto, eventos de soterramento prévios à atual exposição desse sedimento em superfície, pode-se explicar a herança de isótopos cosmogênicos e idade de soterramento acima de zero para essa amostra.

Figura 7.12 – Gráficos de dispersão radial para as amostras datadas através do método OSL, mostrando que para a maioria das amostras ocorre um grande espalhamento de doses equivalentes, com duas populações de grãos.

7.6 Cronologia de Eventos na Evolução do Carste de São Desidério

Os resultados e discussões apresentadas até então permitiram identificar uma série de eventos de agração sedimentar e entalhamento fluvial no carste de São Desidério, onde diferentes fases da espeleogênese acompanham a evolução do relevo. A seguir é apresentada a cronologia dos principais eventos associados à essa evolução:

1. Soerguimento miocênico e organização da rede de drenagens atual: durante esta fase ocorre o soerguimento que dá origem a grandes planaltos como o Chapadão Central Brasileiro (Valadão, 1998). As redes de drenagens anteriores são capturadas para os grandes rios, a exemplo do São Francisco, dando início ao processo de erosão fluvial remontante nas margens dos planaltos. Durante esse processo, as redes de drenagem sobre o planalto estabelecem zonas de descarga para o aquífero poroso (Gr. Urucuia), possivelmente dando início ao processo de carstificação interestratal a partir do momento em que as linhas de fluxo d'água subterrânea atingem o topo da Fm. São Desidério (Figura 7.13).

2. Recuo do rio São Desidério expondo rochas carbonáticas entre o mioceno e o plioceno, até $3,15 \pm 0,19$ Ma: a erosão remontante causada pelos rios Grande e São Desidério sobre a escarpa do Chapadão Central expõe rochas carbonáticas em superfície, dando início ao processo de carstificação exposta, segundo o modelo de desenvolvimento de cavernas de margem de platô. A cerca de $3,15 \pm 0,19$ Ma ocorre a captura fluvial do rio João Rodrigues para o rio São Desidério, sendo essa a idade mínima para a formação do alinhamento de cavernas João Rodrigues. Provavelmente esse alinhamento de cavernas já se formava anteriormente à captura fluvial, devido ao significativo gradiente hidráulico no sentido do rio São Desidério. A recarga desse sistema de cavernas é inicialmente alogênica, com maior contribuição atual de recarga autogênica (Figura 7.13).

3. Recuo remontante do *knickpoint* do rio São Desidério e formação do nível superior de condutos até $2,29 \pm 0,19$ Ma: a medida em que o recuo remontante do *knickpoint* do rio São Desidério avança são formadas novas exposições de rochas carbonáticas. Os novos sistemas de cavernas tributários a esse rio são progressivamente mais jovens no sentido a montante, e se desenvolvem a partir da recarga alogênica na zona de contato. A cerca de $2,29 \pm 0,19$ Ma tem-se a idade mínima de formação do nível superior de condutos do alinhamento de cavernas Manoel Lopes (Figura 7.14).

4. Abandono do nível superior de condutos entre $2,29 \pm 0,19$ e $1,30 \pm 0,18$ Ma: nesse intervalo de tempo ocorre o abandono do nível superior de condutos no alinhamento Manoel

Lopes e o consequente entalhamento de cânions vadosos com cerca de 40 m de amplitude vertical. Se inicia então o desenvolvimento do nível inferior de condutos. As causas do reajuste do nível de base e o consequente abandono do nível superior não são completamente compreendidas, podendo ser tanto tectônicas, climáticas ou devido à migração de *knickpoints*. Um proeminente evento de agradação sedimentar preenche os condutos novamente até o nível superior, entre $1,30 \pm 0,18$ e $1,10 \pm 0,10$ Ma, retrabalhando a morfologia de entalhamento vadoso com feições de agradação sedimentar (Figura 7.15).

5. Desenvolvimento da caverna Poço da Pedra em $1,42 \pm 0,16$ Ma: o recuo remontante do rio Tamanduá gera novas exposições de rochas carbonáticas e dá origem à caverna Poço da Pedra a cerca de $1,42 \pm 0,16$ Ma. As drenagens superficiais sobre a rocha carbonática são segmentadas, formando poljes de contato. Provavelmente se intensifica o processo de segmentação de drenagens sobre as áreas de carste coberto, devido à redução da espessura do arenito causada pela erosão nas vertentes do vale. O arenito menos espesso favorece a manifestação do processo de carstificação interestratal em superfície (Figura 7.15).

6. Desenvolvimento da caverna Grutão da Beleza em $0,96 \pm 0,30$ Ma: o recuo remontante do rio do Nado expõe rochas carbonáticas em superfície, dando origem a sistemas de cavernas tributários ao seu curso d'água, a exemplo do patamar superior do Grutão da Beleza. Ao mesmo tempo, no alinhamento de cavernas João Rodrigues, novas barras de sedimentos fluviais ($0,90 \pm 0,12$ Ma) recobrem os terraços conglomeráticos antigos e feições de abatimento de blocos sobre as paredes dos condutos, de modo que o desenvolvimento de grandes volumes de condutos se inicia no mínimo durante essa fase (Figura 7.15).

7. Sucessivos eventos de agradação e erosão controlados por variações climáticas entre $0,68 \pm 0,10$ Ma e $96,6 \pm 8,7$ ka: os condutos entre o nível superior e inferior do alinhamento de cavernas Manoel Lopes são sucessivamente repreenchidos e erodidos entre $0,56 \pm 0,13$ Ma e $96,6 \pm 8,7$ ka, provavelmente seguindo ciclos de variações climáticas. Outras cavernas como Buraco da Sopradeira, gruta do Sobrado I e II e Grutão da Beleza também registram esses eventos. Períodos climáticos mais secos favorecem a agradação e elevação do nível de base local do rio São Desidério, causando a obstrução de nascentes cársticas próximas às margens desse rio, estimulando a agradação acelerada no interior das cavernas. Durante esses períodos mais secos, o maior transporte de sedimentos nas vertentes provavelmente contribui para o assoreamento de sumidouros, dando origem aos meio-vales cegos. Já os períodos climáticos mais úmidos causam o aumento da potência dos rios superficiais e subterrâneos e a consequente erosão e retrabalhamento dos depósitos aluviais anteriores (Figura 7.16).

8. Abandono do nível superior em $96,6 \pm 8,7$ ka e novos eventos de agradação de menor amplitude entre $24,2 \pm 2,5$ e $11,2 \pm 0,8$ ka: grande parte do preenchimento sedimentar das cavernas é removido pelo entalhamento vadoso a partir de $96,6 \pm 8,7$ ka, de modo que o leito fluvial dos rios subterrâneos volta a atingir o nível inferior de condutos. Eventos de agradação de menor amplitude vertical preenchem os condutos entre $24,2 \pm 2,5$ e $11,2 \pm 0,8$ ka, formando terraços fluviais no nível inferior. Os condutos inferiores com rios ativos sofrem sucessivas enchentes, dando continuidade ao processo de incisão no alinhamento de cavernas João Rodrigues, sendo que os terraços fluviais dessa fase também recobrem feições de abatimento de blocos (Figura 7.17).

9. Oscilações do N.A. entre $4,3 \pm 0,05$ e $2,3 \pm 0,2$ ka: sucessivos ciclos de subida e descida do nível d'água permitem a deposição intercalada de espeleotemas subaquáticos e subaéreos, recobrando a morfologia de abatimento de blocos no alinhamento João Rodrigues.

1 - Soerguimento miocênico e organização da rede de drenagens atual

2 - Recuo do rio São Desidério expondo rochas carbonáticas entre o mioceno e o plioceno ($3,15 \pm 0,19$ Ma)

Legendas:

Figura 7.13 – Evolução do carste de São Desidério durante os estágios 1 e 2. Representação em vista aérea e seções verticais. Todas as escalas da ilustração são relativas. a: escarpa do Chapadão Central Brasileiro; b: cavernas interestratais no topo da Fm. São Desidério; c: descarga da água subterrânea convergindo para o leito de drenagens sobre o arenito do Gr. Urucua (antigo rio Tamanduá vertendo para norte); d: gradiente hidráulico se acentua no sentido do rio São Desidério, concentrando a descarga da água subterrânea nesse canal.

3 - Recuo remontante do *knickpoint* do rio São Desidério e formação do nível superior de condutos ($2,29 \pm 0,19$ Ma)

Figura 7.14 - Evolução do carste de São Desidério durante o estágio 3. Representação em vista aérea e seções verticais. Todas as escalas da ilustração são relativas. a: sumidouro pontual na rocha carbonática exposta, capturando a vazão do rio João Rodrigues para o rio São Desidério; b: ombreiras do paleo-vale abandonado entre os rios Tamanduá e Boa Sorte; c: rio da Boa Sorte; d: alinhamento de cavernas do rio João Rodrigues; e: sumidouros na zona de contato e formação inicial do alinhamento de cavernas Manoel Lopes, tributário do rio São Desidério.

- 4 - Abandono do nível superior de condutos entre $2,29 \pm 0,19$ e $1,30 \pm 0,18$ Ma
 5 - Desenvolvimento da caverna Poço da Pedra em $1,42 \pm 0,16$ Ma
 6 - Desenvolvimento da caverna Grutão da Beleza em $0,96 \pm 0,30$ Ma

Figura 7.15 - Evolução do carste de São Desidério durante os estágios 4, 5 e 6. Representação em vista aérea e seções verticais. Todas as escalas da ilustração são relativas. a: sumidouro na base de poljes de contato, dando origem a caverna Poço da Pedra; b: sumidouros na zona de contato migram para montante nos sistemas subterrâneos tributários, como o alinhamento Manoel Lopes, devido ao recuo das vertentes do vale do rio São Desidério; c: sumidouro em depressão fechada de recarga autogênica ou mista, formando a gruta do Baixãozinho; d: ressurgências tributárias ao rio do Nado, como o Grutão da Beleza e gruta do Riacho Seco, com possível conexão hidráulica com a gruta do Baixãozinho; e: divisores de água superficiais sutis segmentando os poljes de contato do rio Tamanduá; f: ampliação de grandes volumes de condutos no alinhamento João Rodrigues pela incisão fluvial.

7 - Sucessivos eventos de agradação e erosão controlados por variações climáticas entre $0,68 \pm 0,1$ Ma e $96,6 \pm 8,7$ ka

Figura 7.16 - Evolução do carste de São Desidério durante o estágio 7. Representação em vista aérea e seções verticais. Todas as escalas da ilustração são relativas. a: ressurgência reativada do nível superior de condutos do alinhamento Manoel Lopes pela agradação sedimentar e subida do leito fluvial; b: assoreamento do vale do rio Tamanduá e caverna Poço da Pedra durante fases climáticas mais secas; c: assoreamento de cavernas de iniciação interestratal pelo aporte de areia das vertentes de dolinas sobre o arenito; d: subida do leito fluvial no alinhamento João Rodrigues.

8 - Abandono do nível superior em $96,6 \pm 8,7$ ka e novos eventos de agradação de menor amplitude entre $24,2 \pm 2,5$ e $11,2 \pm 0,8$ ka

Figura 7.17 - Evolução do carste de São Desidério durante o estágio 8. Representação em vista aérea e seções verticais. Todas as escalas da ilustração são relativas. a: entalhamento do leito fluvial no alinhamento João Rodrigues, dando origem aos terraços fluviais elevados que hoje se observam nessas cavernas; b: ressurgência aluvionada do nível inferior no alinhamento Manoel Lopes, com descarga diretamente sob o leito fluvial do rio São Desidério.

8. CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

O carste de São Desidério segue um modelo de evolução geral compatível com o de desenvolvimento de cavernas em margem de platô, onde o recuo erosivo dos *knickpoints* dos rios principais gera sistemas tributários de cavernas progressivamente mais jovens a medida em que novas exposições de rochas carbonáticas são formadas a montante. Foram obtidas as idades mínimas de desenvolvimento dos alinhamentos de caverna João Rodrigues ($3,15 \pm 0,19$ Ma), Manoel Lopes ($2,29 \pm 0,19$ Ma) e Cânion da Beleza ($0,96 \pm 0,30$ Ma), sendo que os depósitos de conglomerados na caverna Garganta do Bacupari representam os registro mais antigos datados em cavernas no Brasil até o presente momento.

Com relação à espeleogênese e a morfologia de condutos, os alinhamentos de cavernas estudados foram todos caracterizados como redes com padrão planimétrico principal dendrítico a retilíneo, originado por recargas pontuais em superfície através de dolinas e sumidouros, levando ao desenvolvimento de condutos freáticos, em uma fase inicial, que evoluem para rios subterrâneos na zona vadosa, formando cânions, a medida em que o nível de base local e o topo da superfície do N.A. são rebaixados. Esse padrão dendrítico principal é sobreposto localmente por padrões labirínticos subordinados. Os condutos labirínticos podem ser tanto anastomosados, aproveitando os planos de acamamento, como em rede, aproveitando os planos de fraturas, de modo que sua gênese se deve a sucessivos eventos de enchentes dos rios subterrâneos, que permitem a ampliação de diversas rotas alternativas de fluxo a taxas de ampliação similares.

Com relação à geomorfologia, foram reconhecidas para o carste de São Desidério cinco zonas de relevo principais, sendo elas: (i) zona fluvial; (ii) zona de contato; (iii) zona de carste exposto com bacias de drenagem fechadas; (iv) zona de carste coberto com drenagem centrípeta; (v) zona de poljes de contato. Dentro da zona de poljes de contato, o sumidouro do Mozondó constitui uma feição inédita, até então ausente nas descrições da literatura (e.g. Godinho e Pereira, 2013; Pereira et al., 2018). Os meio-vales cegos nas zonas de contato, a exemplo do sumidouro do Tabocal, assim como as nascentes aluvionadas da zona fluvial, a exemplo da nascente da caverna Olha D'água, também constituem feições descritas aqui pela primeira vez no carste de São Desidério, e são importantes indicadores do processo de assoreamento ao qual os vales externos estiveram sujeitos ao longo da história de evolução do relevo e mudanças climáticas.

Os perfis geológicos elaborados, tanto em escala regional como local, indicam que a espessura da cobertura do arenito Urucuia é extremamente variável, sendo da ordem de 20 a 25 m nas áreas carbonáticas São Desidério-Beleza e Tamanduá-João Rodrigues, podendo chegar até cerca de 220 m na área carbonática coberta Vereda de Cocos. Esses perfis também mostram a grande irregularidade da superfície de contato entre as rochas do Gr. Urucuia e da Fm. São Desidério, o que provavelmente se deve tanto pelo contato erosivo entre essas duas unidades, como pela reativação de antigas estruturas proterozoicas durante o cenozoico, dando origem a sistemas de falhas em grábens. A geometria dessa superfície de contato geológico, quando mapeada em escala de detalhe, apresenta a morfologia de vales, indicando a existência de um paleorelevo sobre a rocha carbonática, ou paleocarste. Esse paleocarste se desenvolve na área de estudo após a deposição do Gr. Bambuí no neoproterozoico, e anteriormente à deposição do Gr. Urucuia no neocretáceo.

Foi interpretada a existência de dois níveis de caverna ao longo do alinhamento Manoel Lopes, sendo um superior, na cota 555 m, e outro inferior, na cota 525 m. Tais níveis teriam se desenvolvido em condições freáticas durante períodos de estabilidade em relação ao nível de base local, o rio São Desidério, de modo que o abandono do nível superior, ocorrido entre $2,29 \pm 0,19$ e $1,30 \pm 0,18$ Ma, marca um episódio de mudança desse nível de base, levando ao entalhamento de cânions vadosos sobre a rocha solúvel nas cavernas, com até 40 m de amplitude vertical. As causas para essa mudança no nível de base local não são completamente compreendidas, uma vez que diversos processos poderiam causar tal efeito, a exemplo de um aumento nas taxas de soerguimento tectônico, uma tendência de mudança climática de longa duração, uma captura fluvial ou simplesmente o entalhamento do leito do rio tronco em superfície pela migração de *knickpoints*.

As taxas de soerguimento tectônico para a região norte do cráton do São Francisco, medidos entre 30 a 50 m/Ma a partir de dados de traço de fissão de apatita (Harman e Gallagher, 1998) possuem ordem de grandeza correspondente com o entalhamento vadoso de 40 m em um intervalo de tempo de 1 Ma para o alinhamento Manoel Lopes, indicando que o abandono do nível superior de condutos poderia ter sido provocado por uma transição entre um período de estabilidade tectônica e uma reativação do soerguimento.

O reconhecimento de níveis de caverna no alinhamento Manoel Lopes é apoiado por um controle de elevação preciso ao longo do mapeamento geológico de diversas cavernas alinhadas, pela presença de diferentes pontos piezométricos em mesmas elevações, pela presença de condutos amplos e de baixo gradiente subparalelos à direção das camadas da rocha

solúvel e por cânions vadosos paralelos ao rumo de maior mergulho do acamamento. Este é provavelmente um dos primeiros registros de níveis de caverna no Brasil, seguindo a metodologia proposta por Palmer (1987).

Os sedimentos clásticos no interior das cavernas estudadas são caracterizados por ambientes deposicionais fluviais, onde predominam fácies de conglomerados com seixos imbricados, areias com cascalho e estratificações cruzadas acanaladas de médio porte e areias com estratificação plano-paralela sub-horizontal, além de ambientes lacustres abertos, onde ocorrem principalmente fácies de areias com laminação plano-paralela sub-horizontal ou laminação cruzada cavalgante, ambas com frequentes intercalações pelíticas, e camadas de argila e silte laminado, plano-paralelo, com frequentes intercalações de crostas carbonáticas espáticas. Foi interpretado que esses dois ambientes coexistiram, com base em evidências da arquitetura dos depósitos e pelas idades obtidas de $0,32 \pm 0,10$ a $0,16 \pm 0,10$ Ma para sedimentos lacustres e $0,32 \pm 0,13$ a $0,23 \pm 0,003$ Ma para sedimentos fluviais no nível superior do alinhamento Manoel Lopes, de modo que os rios subterrâneos desembocavam em lagos abertos. Análogos atuais desses sistemas deposicionais são frequentemente encontrados nas galerias ativas das cavernas da área de estudo.

Diversos eventos de agradação e erosão fluvial ocorrem no interior das cavernas estudadas, com frequências que variam entre 10^3 a 10^5 anos. Propõe-se que esses ciclos são comandados por variações climáticas, onde períodos mais secos causam a agradação dos sistemas de cavernas e períodos mais úmidos provocam a erosão e a remoção parcial desses preenchimentos sedimentares. As baixas taxas de soerguimento do cráton do São Francisco, entre 30 e 50 m/Ma (Harman e Gallagher, 1998), permite que os mesmos níveis ou patamares de condutos sejam reaproveitados diversas vezes por esses ciclos de erosão e deposição. Interpreta-se que após o abandono do nível superior e formação do nível inferior de condutos, os eventos de agradação que se sucederam foram responsáveis pela reativação fluvial do nível superior desde $1,10 \pm 0,10$ Ma, com sucessivos eventos de agradação e entalhamento fluvial entre $0,68 \pm 0,10$ Ma e $96,6 \pm 8,7$ ka. Os grandes eventos de deposição sedimentar no interior de cavernas, com amplitude vertical de até 30 m, são aqui explicados através de um processo de obstrução de nascentes cársticas por agradação do rio externo (*sensu* Palmer, 1991, Farrant e Smart, 2011).

Foram calculadas as taxas de recuo remontante dos *knickpoints* dos rios São Desidério e Nado a partir das datações de terraços fluviais no interior de cavernas, correspondendo respectivamente a 4.397 e 1.687 m/Ma. Esse tipo de taxa de recuo remontante por erosão fluvial

é um dado pouco presente na literatura (Anthony, 2003). Foram também calculadas as taxas de entalhamento fluvial dos principais afluentes subterrâneos na área de estudo (alinhamentos de cavernas), tanto sobre o leito rochoso como sobre o leito sedimentar inconsolidado, com valores médios de 53 e 653 m/Ma, respectivamente.

As taxas de erosão nas áreas fonte das bacias de captação dos alinhamentos de caverna foram medidas por meio dos dados de isótopos cosmogênicos de ^{26}Al e ^{10}Be . O valor médio da taxa de erosão pré-soterramento no alinhamento João Rodrigues é igual a 4,4 m/Ma, enquanto para o alinhamento Manoel Lopes é de 20 m/Ma e para o alinhamento Cânion da Beleza é de 12,7 m/Ma. Essas taxas de erosão são menores do que as medidas para a incisão fluvial no interior das cavernas (≈ 53 m/Ma), pois a erosão na área fonte ocorre sobre o arenito, uma rocha mais resistente, enquanto a erosão nas cavernas ocorre sobre o calcário, uma rocha mais suscetível à abrasão e dissolução.

Diversos ciclos de subida e descida do N.A. ocorrem ao longo de todo o alinhamento de cavernas João Rodrigues, entre $4,3 \pm 0,052$ a $2,2 \pm 0,2$ ka, conforme registrado pelo crescimento intercalado de espeleotemas subaquáticos e vadosos na gruta do Catão e Garganta do Bacupari. Tais oscilações possuem uma amplitude vertical mínima de cerca de 3 m e máxima de até 44 m acima do nível do rio atual, sendo aqui sugerido que mudanças climáticas são as causas mais prováveis para essas flutuações da lâmina d'água. No entanto, se fazem necessários mais estudos sobre o desenvolvimento dessas crostas subaquáticas com possível crescimento bioinduzido a fim de detalhar as causas dessas oscilações do N.A. e a história de desenvolvimento de lagos ao longo do alinhamento João Rodrigues.

A carstificação interestratal provavelmente é controlada pela descarga do aquífero poroso e aquífero cárstico até rios que correm sobre o topo do planalto recoberto pelo arenito do Gr. Urucuia, enquanto o processo de segmentação de drenagens em arenito provavelmente se relaciona à recarga concentrada partindo da base da rocha insolúvel para o topo da rocha solúvel da Fm. São Desidério. Na literatura a espeleogênese interestratal é geralmente associada à uma recarga difusa da rocha insolúvel sobrejacente para a rocha insolúvel subjacente (1975, 1991, 2011). Uma recarga concentrada, dando origem a dolinas alinhadas que segmentam drenagens, é aqui apresentada como uma hipótese que precisa ser testada através de mais estudos.

Foi reconhecido que o principal ácido responsável pela dissolução das rochas carbonáticas é o ácido carbônico, sendo que pode haver participação localizada de ácido sulfúrico na zona vadosa e na zona freática, resultante da oxidação de pirita disseminada nas

camadas de siltito e marga da Fm. São Desidério. Para a maioria dos pontos monitorados ao longo do alinhamento de cavernas João Rodrigues, as águas do ambiente freático raso permanecem saturadas a supersaturadas em relação ao CaCO_3 ao longo de quase todo o ano hidrológico, mas durante períodos de maior recarga pontual e enchentes, todo o sistema, desde a ressurgência do Poço do Surubim, até a primeira nascente do rio João Rodrigues, pode apresentar águas insaturadas.

A tese apresentada convergiu diversas abordagens metodológicas e testes de hipótese em um único modelo robusto de evolução para as cavernas e o carste de São Desidério. No entanto, diversos assuntos foram abordados de forma preliminar, tendo sido possível apenas destacar o potencial de diversos novos temas de pesquisa, conforme destacado abaixo.

Os espeleotemas subaquáticos do alinhamento João Rodrigues e as proeminentes tufas calcárias encontradas nas calhas de drenagens possuem grande potencial para estudos de deposição bioinduzida, geocronologia e geoquímica, a fim de reconstituir a história de oscilações climáticas do holoceno. Estalagmites antigas da gruta Manoel Lopes também são potenciais alvos para pesquisas paleoclimáticas futuras que visem os últimos 500 ka.

Os modelos de carstificação interestratal e formação de amplos preenchimentos sedimentares em cavernas podem ser testados através de novas prospecções de cavernas na zona de carste coberto, modelos numéricos hidrogeológicos e de evolução do relevo e estudos de produção sedimentar na bacia do rio São Desidério. Poços tubulares em áreas cobertas por arenito também podem ser utilizados para estudar a carstificação interestratal na zona freática profunda, assim como a origem de teores mais elevados de SO_4^{2-} ($> 20 \text{ mg/L}$) e suas possíveis relações com processos inorgânicos e/ ou bioinduzidos na espeleogênese.

Sobre a evolução do relevo, as causas que levaram a um importante reajuste do nível de base local e abandono do nível superior de condutos há cerca de 2 Ma também merecem estudos mais aprofundados da neotectônica, paleoclimatologia e geomorfologia. As taxas de erosão fluvial apresentadas também podem servir como dados de entrada para modelos matemáticos de evolução do relevo no Brasil central.

A análise morfométrica do relevo cárstico pode ser refinada, a fim de permitir uma melhor comparação com outras áreas cársticas do Brasil e do mundo, e o mapa geomorfológico produzido também pode ser aperfeiçoado e ampliado. Com relação à sedimentologia, o processo de deposição fluvial em ambiente de condutos fechados, ainda pouco conhecido, pode ser melhor estudado à luz da hidrodinâmica e análises de paleovazão.

A hidrogeologia cárstica permanece como um dos grandes potenciais de pesquisa, sendo que novos estudos com traçadores corantes e monitoramento pluviométrico, piezométrico e fluviométrico podem auxiliar no entendimento da dinâmica pouco conhecida do sistema cárstico em São Desidério.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABNT, Associação Brasileira de Normas Técnicas, 1987, Preservação e Técnicas de Amostragem de Efluentes Líquidos e Corpos Receptores: NBR9898, 22 p.
- ABNT, Associação Brasileira de Normas Técnicas, 2010, Amostragem de Águas Subterrâneas em Poços de Monitoramento: Métodos de Purga: ABNT NBR 15847, 15 p.
- Alkmin, F. F., Martins-Neto, M. A., 2001, A Bacia Intracratônica do São Francisco: Arcabouço Estrutural e Cenários Evolutivos, *in*, Paiva, C. P., Martins-Neto, M. A., eds., Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais, p. 9-30.
- Almeida, F. F. M., 1977, O Cráton do São Francisco: Revista Brasileira de Geociências, v. 7, p. 349-364.
- Amorim Júnior, V.; Lima, O. A. L., 2007, Avaliação hidrogeológica do aquífero Urucuia na bacia do rio das Fêmeas-BA usando resistividade e polarização elétrica induzida: Revista Brasileira de Geofísica, v. 25, n. 2, p. 117-129.
- ANA, Agência Nacional de Águas, 2017, Avaliação Hidrogeológica dos Sistemas Aquíferos Cársticos e Fissuro-Cársticos na Região Hidrográfica do São Francisco, com Vistas à Gestão Integrada e Compartilhada de Recursos Hídricos, volume III, tomo 1: Área Piloto da Bacia do rio São Desidério, 270 p.
- ANA, Agência Nacional de Águas, último acesso em 2019, Portal Hidroweb: <http://www.snirh.gov.br/hidroweb>.
- ANA, Agência Nacional de Águas, último acesso em 2019, SNIRH, Sistema Nacional de Informações Sobre Recursos Hídricos: <http://www.snirh.gov.br/portal/snirh/snirh-1/o-que-e>.
- Anthony, D. M., 2003, Landscape Evolution and Cave Development Across the Appalachian Highlands in Response to Episodic Incision of the Cumberland River, Tennessee and Kentucky, USA [PhD Thesis]: West Lafayette, Purdue University, 252 p.
- Anthony, D.M., Granger, D. E., 2004, A Late Tertiary Origin for Multilevel Caves Along the Western Escarpment of the Cumberland Plateau, Tennessee and Kentucky, Established by Cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be : Journal of Cave and Karst Studies, v. 66, no. 2, p. 46-55.

- Audra, P., Palmer, A. N., 2015, Research Frontiers in Speleogenesis: Dominant Processes, Hydrogeological Conditions and Resulting Cave Patterns: *Acta Carsologica*, v. 44, n. 3, p. 315.
- Auler, A. S., Rubbioli, E., Brandi, R., 2001, As grandes cavernas do Brasil: Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas, 227 p.
- Auler, S. A., 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.
- Babinski, M., Vieira, L. C., Trindade, R. I. F., 2007, Direct Dating of the Sete Lagoas Cap Carbonate (Bambuí Group, Brazil) and Implications for the Neoproterozoic Glacial Events: *Terra Nova*, v. 19, n. 6, p. 401-406.
- Bates, R. L., Jackson, J. A., 1987, Glossary of Geology: Alexandria, Virginia, American Geological Institute, 788 p., 1987.
- BDGEX, Banco de Dados Geográficos do Exército, último acesso em 2018: <https://bdgex.eb.mil.br/mediador>.
- Bella, P., Bosák, P., 2015, Ceiling Erosion in Caves: Early Studies and Zdeněk Roth as Author of the Concept: *Acta Carsologica*, v. 44, n. 1, p. 139-144.
- Bichuette, M. E., Monteiro-Neto, D., Sorbo-Fernandes, C., Gallão, J. E., 2013, Estudo Espeleobiológico do Sistema Cárstico João Rodrigues, São Desidério, Bahia, *in*, Anais do XXXII Congresso Brasileiro de Espeleologia, p. 95-98.
- Bigarella, J. J., 1975, The Barreiras Group in Northeastern Brazil: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 47, p. 365-393.
- Blum, M., Törnqvist, T. E., 2000, Fluvial Responses to Climate and Sea-level Change: a Review and Look Forward: *Sedimentology*, v. 47, suppl. 1, p. 2-48.
- Bosák, P., Ford, D., Głazek, J., Horáček, 1989, Terminology, *in*, Bosák, P., Ford, D., Głazek, J., Horáček, *Paleokarst: a Systematic and Regional Review*, Amsterdam, Elsevier, p. 25-32.
- Bosch, R. F., White, W. B., 2007, Lithofacies and Transport of Clastic Sediments in Karstic Aquifers, *in*, *Studies of Cave Sediments: Physical and Chemical Records of Paleoclimate*, eds., Dordrecht, The Netherlands, Springer, p. 1-22.

- Braun, O. P. G., 1970, Contribuição à Geomorfologia do Brasil Central: Revista Brasileira de Geografia, v. 32, n. 3, p. 3-39.
- Campos, J. E. G., Dardenne, M. A., 1997a, Origem e evolução tectônica da Bacia Sanfranciscana: Revista Brasileira de Geociências, v. 27, n. 3, p. 283-294.
- Campos, J. E. G.; Dardenne, M. A., 1997b, Estratigrafia e Sedimentação da Bacia Sanfranciscana: Uma Revisão: Revista Brasileira de Geociências, v. 27, n. 3, p. 269-282.
- CECAV, Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas, último acesso em 2019, CANIE: Cadastro Nacional de Informações Espeleológicas: <http://www.icmbio.gov.br/cecav/canie.html>.
- Chmeleff, J., von Blanckenburg, F., Kossert, K., Jakob, D., 2010, Determination of the ^{10}Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting: Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms, v. 268, p. 192–199.
- Cherem, L. F. S., Varajão, C. A. C., Braucher, R., Bourlés, D., Salgado, A. A. R., Varajão, A. C., 2012, Long-term Evolution of Denudational Escarpments in Southeastern Brazil: Geomorphology, v. 173-174, p. 118-127.
- Chilingar, G. V., 1957, Classification of Limestones and Dolomites on Basis of Ca/Mg Ratio: J. Sediment. Petrol., v. 27, p. 187-189.
- Coelho, J. C. C., Martins-Neto, M. A., Marinho, M., 2008, Estilos Estruturais e Evolução Tectônica da Porção Mineira da Bacia Proterozóica do São Francisco: Revista Brasileira de Geociências, v. 38, n. 2 – suplemento, p. 149-165.
- Coleman, J. C., 1949, An Indicator of Water -flow in Caves: Proceedings University of Bristol Speleological Society, v. 6, p. 57-67.
- Crawford, N. C., 1984, Karst Landform Development Along the Kumberland Plateau Scarpment of TN, *in*, LeFleur, R. G., ed., Groundwater as a Geomorphic Agent, Boston, Allen and Unwin, Inc, p. 294-338.
- Curl, R. L., 1974, Deducing Flow Velocity in Cave Conduits from Scallops: The NSS Bulletin, v. 36, n. 2, p. 1-5.

Dardenne, M. A., 1978, Síntese Sobre a Estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central: Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, v. 2, p. 597-610.

Duller, G. A. T., 2015, The Analyst software package for luminescence data: overview and recent improvements: *Ancient TL*, v. 33, n. 1, p. 35-42.

Dunai, T. J., 2010, *Cosmogenic Nuclides: Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences*: Cambridge University Press, 187 p.

Dunham, R. J., 1962, Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture: *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Symp. Mem.*, v. 1, p. 108-121.

Egydio da Silva, M., Karmann, I., Trompette, R., 1989, Litoestratigrafia do Supergrupo Espinhaço e Grupo Bambuí no Nordeste do Estado da Bahia: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 19, n. 2, p. 141 – 152.

Ewers, R. O., 1966, Bedding-plane Anastomoses and Their Relation to Cavern Passages: *National Speleological Society Bulletin*, v. 28, n. 3, p. 133-140.

Ewers, R. O., 1973, A Model for the Development of Subsurface Drainage Routes Along Bedding Planes: *Proceedings of the 6th International Congress of Speleology*, Olomouc, Czech Republic, Bb009, p. 79-82.

Ewers, R. O., 1982, *Cavern Development in the Dimensions of Length and Breadth [PhD Thesis]*: Ontario, McMaster University, 398 p.

Farrant, A. R., Smart, P. L., 2011, Role of Sediment in Speleogenesis: Sedimentation and Paragenesis: *Geomorphology*, v. 134, n. 1, p. 79-93.

Feitosa, E. C., Feitosa, F. A. C., 2008, Metodologia Básica de Pesquisa de Água Subterrânea, *in*, Feitosa, F. A. C., Manoel Filho, J., Feitosa, E. C., Demetrio, J. G. A. *Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações*, Rio de Janeiro, CPRM, LABHID, 812 p.

Folk, R. L., 1962, Spectral Subdivision of Limestone Types: *Mem. Am. Assoc. Pet. Geol.*, 1: 62-84.

Folk, R. L., 1968, *Petrology of Sedimentary Rocks*: Austin, Hemphill's, 182 p.

Ford, D., 1971, Geologic Structure and a New Explanation of Limestone Cavern Genesis, *in* *The Transactions of the Cave Research Group or Great Britain: Symposium on the Origin and Development of Caves*, v. 13, n. 2, p. 81-94.

- Ford, D., 1973, Development of the Principal Types of Solution Caves in Limestone, *in* Proceedings of the 6th International Congress of Speleology: Olomuc, Czech Republic, Bb10, p. 83-84.
- Ford, D. C.; Ewers, R. O., 1978, The Development of Limestone Cave Systems in the Dimensions of Length and Depth: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, n. 11, p. 1783-1798.
- Ford, D., 2004, Karst, *in*, Gunn, J., Encyclopedia of caves and karst sciences, Fitzroy Dearborn, p. 1017-1019.
- Ford, D., 2002, Depth of Conduit Flow in Unconfined Carbonate Aquifers: Comment and Reply: Geology, v. 30, n. 1, p. 93.
- Ford, D., Williams, P. 2007. Karst Hydrogeology and Geomorphology: John Wiley & Sons, 562 p.
- Freeze, R. A., Cherry, J. A., 1979, Groundwater: New Jersey, Prentice Hall, 604 p.
- 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, v. 41, p. 339-64.
- Gao, Y., Alexander Jr., E. C., Barnes, R. J., 2005, Karst database implementation in Minnesota: analysis of sinkhole distribution: Environmental Geology, v. 47, p. 1083-1098.
- Gaspar, M. T. P., Campos, J. E. G., Moraes, R. A. V., 2012, Determinação das Espessuras do Sistema Aquífero Urucuia a Partir de Estudo Geofísico: Revista Brasileira de Geociências, v. 42, n. suppl. 1, p. 154-166.
- Godinho, L. P. S., Pereira, R. G. F. A., 2013, Caracterização Geomorfológica Preliminar do Sistema Cárstico do Rio João Rodrigues, São Desidério – BA, *in*, Anais do 32º Congresso Brasileiro de Espeleologia, Barreiras, p. 341-351.
- Gosse, J. C., Phillips, F. M., 2001, Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application: Quaternary Science Reviews, v. 20, p. 1475-2560.
- Granger, D. E., Kirchner, J. W., Finkel, R. C., 1997, Quaternary Downcutting Rate of the New River, Virginia, Measured from Differential Decay of Cosmogenic ²⁶Al and ¹⁰Be in Cave-Deposited Alluvium: Geology, v. 25, n. 2, p. 107-110.

- Granger, D. E., Fabel, D., Palmer, A. N., 2001, Pliocene – Pleistocene Incision of the Green River, Kentucky, Determined from Radioactive Decay of Cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be in Mammoth Cave Sediments: Geological Society of America Bulletin, v. 113, n. 7, p. 825 – 836.
- Granger, D. E., Muzikar, P. F., 2001, Dating Sediment Burial With In Situ-produced Cosmogenic Nuclides: Theory, Techniques, and Limitations: Earth and Planetary Science Letters, v. 188, p. 269-281.
- Granger, D. E., 2006, A Review of Burial Dating Methods Using ^{26}Al and ^{10}Be : Geological Society of America Special Papers, v. 415, p. 1-16.
- Granger, D. E., 2014, Cosmogenic nuclide burial dating in archaeology and paleoanthropology, *In*: Turekian, K.K. (Ed.), Treatise on Geochemistry: Elsevier, Oxford, p. 81–97.
- Guérin, G., Mercier, N., Adamiec, G., 2011, Dose-rate conversion factors: update: Ancient TL, v. 29, n. 1, p. 5-8.
- Haeuselmann, P., Granger, D. E., Jeannin, P.-Y., Lauritzen, S.-E., 2007, Abrupt Glacial Valley Incision at 0.8 Ma Dated from Cave Deposits in Switzerland: Geological Society of America, v. 35, no. 2, p. 143-146.
- Harman, R., Gallagher, K., 1998, Accelerated denudation and tectonic/geomorphic reactivation of the cratons of northeastern Brazil during the Late Cretaceous: Journal of Geophysical Research, v. 103, n. B11, p. 27,091-27,105.
- Harvey, A. M., 2002, Effective Timescales of Coupling Within Fluvial Systems: Geomorphology, v. 44, p. 175-201.
- Hasui, Y., 2012, Cráton São Francisco, *in*, Hasui, Y., Carneiro, C. D. R., Almeida, F. F. M., Bartorelli, A.: Geologia do Brasil, Beca, 900 p.
- Hidrovia, 2012, Recursos Hídricos Subterrâneos: Subsídios para Delimitação das Zonas de Contribuição Hídrica para o Sistema Cárstico do Rio João Rodrigues – SCRJR, São Desidério/BA: Relatório técnico, Belo Horizonte, 165 p.
- Hill, C., 1995, Sulfur Redox Reactions: Hydrocarbons, Native Sulfur, Missisipi Valley-type Deposits, and Sulfuric Acid Karst in the Delaware Basin, New Mexico and Texas: Environmental Geology, v. 25, p. 16-23.

- Hill, C., Forti, P., 1997, Cave Minerals of the World: National Speleological Society, 463 p.
- Howard, A. D., 1964, Processes of Limestone Cave Development: International Journal of Speleology, v. 1, p. 47-60.
- Hurn, J., 1989, GPS: A Guide to the Next Utility: Trimble, 76 p.
- Iglesias, M., Uhlein, A., 2009, 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.
- Japsen, P., Bonow, J. M., Green, P. F., Cobbold, P. R., Chiossi, D., Lilletveit, R., Magnavita, L. P., Pedreira, A., 2012, Episodic Burial and Exhumation in NE Brazil After Opening of the South Atlantic: Geological Society of America Bulletin, v. 124, n. 5-6, p. 800-816.
- Jennings, J. N., 1985, Karst Geomorphology: Oxford, Basil Blackwell Ltd, 293 p.
- Jones, B., 2009, Cave pearls - the Integrated Product of Abiogenic and Biogenic Processes: *Journal of Sedimentary Research*, v. 79, n. 9, p. 689-710.
- Karmann, I., Sánchez, L. E., 1979, Distribuição das Rochas Carbonáticas e Províncias Espeleológicas do Brasil: Espeleo-Tema, v. 13, p. 105-167.
- Karmann, I.; Sanchez, L. E., 1986, Speleological Provinces in Brazil: 9º Congreso Internacional de Espeleología, España, p. 151-153.
- 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 de Doutorado]: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 228 p.
- Karmann, I., 2003, Investigação do Sistema Cárstico Associado à Bacia do Rio das Fêmeas, São Desidério, Bahia: Estudos Relativos à PCH Sítio Grande: São Paulo, Relatório Técnico, 6 p.
- King, L. C., 1956, A Geomorfologia do Brasil Oriental: Revista Brasileira de Geografia, v. 18, n. 2, p. 3-121.
- Klimchouk, A. B., 1991, Large Maze Caves in Gypsum in the Western Ukraine: Speleogenesis Under Artesian Conditions: The NSS Bulletin, v. 53, n. 2, p. 71-82.
- Klimchouk, A., 2009, Morphogenesis of Hypogenic Caves: Geomorphology, v. 106, n. 1, p. 100-117, 2009.

- Klimchouk, A. B., 2000, Speleogenesis Under Deep-Seated and Confined Settings, *in* Klimchouk, A. B., Ford, D. C., Palmer, A. N., Dreybrodt, W., eds., Speleogenesis: Evolution of karst aquifers, National Speleological Society Inc., p. 244-260.
- Klimchouk, A. B., 2017, Types and Settings of Hypogene Karst, *in* Klimchouk A. B., Palmer, A. N., Waele, J. D., Auler, A. S., Audra, P., eds., Hypogene Karst Regions and Caves of the World, Springer International Publishing, Switzerland, p. 1-39.
- Ladeira, E. A., Braun, O. P. G., Cardoso, R. N., Hasui, Y., 1971, O Cretáceo em Minas Gerais, Anais do XXV Congresso, Sociedade Brasileira de Geologia, v. 1, São Paulo, p. 15-31.
- Langbein, W. B., Schumm, S. A., 1958, Yield of Sediment in Relation to Mean Annual Precipitation: Transactions, American Geophysical Union, v. 39, n. 6, p. 1076-1084.
- Laureano, F. V., Granger, D. E., Karmann, I., Novello, V. F., 2014, Datação de Soterramento Utilizando os Isótopos Cosmogênicos ^{10}Be e ^{26}Al : Síntese Metodológica e Breve Revisão de suas Aplicações em Geociências: Geonomos, v. 22, n. 2, p. 18-27.
- Laureano, F. V., Karmann, I.; Granger, D. E., Auler, A. S., Almeida, R. P., Cruz, F. W., Stríkis, 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, 2016.
- Lauritzen, S.-E., Lauritzen, A., 1995, Differential Diagnosis of Paragenetic and Vadose Canyons: Cave and Karst Science, v. 21, n. 2, p. 55-59.
- Lauritzen, S. E., Lundberg, J., 2000, Solution and Erosional Morphology, *in*, Klimchouk, A. B., Ford, D. C., Palmer, A. N., Dreybrodt, W., eds., Speleogenesis: Evolution of karst aquifers, National Speleological Society Inc., 48-426 p.
- Lima, O. A. L., 2007, Levantamentos Geofísicos no Aquífero Urucuia: Sub-bacias dos Rios Arrojado e Formoso. Universidade Federal da Bahia, Centro de Pesquisa em Geofísica e Geologia, Rede cooperativa: Comportamento de Bacias Sedimentares na Região Semi-árida do Nordeste Brasileiro, Salvador, 37 p.
- Lobo, H. A. S., Pereira, R. G. F. A., Godinho, L. P. S., Bichuette, M. E., Amaro, G. H. P. A., Karmann, I., 2013, Carste da Região de São Desidério (Bahia, Brasil): Proteção Ambiental e Gestão Territorial, *in*, Anais do 32º Congresso Brasileiro de Espeleologia, Barreiras, p. 353-362.

- Marbach, G., Tourte, B., 2002, Alpine Caving Techniques: Alschwill, Switzerland, Speleo Projects, 320 p.
- Marques, E. L. S., Dias, J. C. T., Gross, E., Cerqueira e Silva, A. B., Moura, S. R., Rezende, R. P., 2019, Purple Sulfur Bacteria Dominate Microbial Community in Brazilian Limestone Cave: *Microorganisms*, v. 7, n. 29, 10 p.
- Mauro, C. A., Dantas, M., Roso, F. A., 1982, Folha SD. 23 Brasília: Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação e Uso Potencial da Terra: Projeto Radambrasil, Rio de Janeiro, 1982.
- Menin, D., Viana, D., 2008, Técnicas Verticais para Espeleologia: Manual de Referências: São Paulo, Redespeleo Brasil, 192 p.
- Merrits, D. J., Vincent, K. R., Wohl, E. E., 1994, Long River Profiles, Tectonism, and Eustasy: A Guide to Interpreting Fluvial Terraces: *Journal of Geophysical Research*, v. 99, n. B7, p. 14.031-14.050.
- Miall, A. D., 1985, Architectural-Element Analysis: a New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits: *Amsterdam, Earth-Science Reviews*, v. 22, p. 261-308.
- Miall, A. D., 1996, Methods of Architectural-Element Analysis, *in*, Miall, A. D., The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology, Berlin, Springer-Verlag, p. 75-98.
- Miall, A. D., 2000, Facies Analysis, *in*: Miall, A. D., Principles of Sedimentary Basin Analysis, Springer-Verlag, p. 141-248.
- Monico, J. F. G., 2007, Posicionamento pelo GNSS: Descrição, Fundamentos e Aplicações: São Paulo, Editora UNESP (FEU), 476 p.
- Morato, L., Cardoso, E. S., 2016, Gruta do Catão em São Desidério-BA Permanece Inundada: *SBE Notícias*, v. 334, p. 2.
- Morato, L., 2016, Após Período de Enchente, Gruta do Catão aos Poucos Volta ao Normal: *SBE Notícias*, v. 336, p. 4.
- Morita, T. D. M., 2018, Caracterização dos Agentes Corrosivos em Sistemas Cársticos: Estudo de Caso dos Aquíferos Una (BA), Bambuí (BA) e Açungui (SP) [Trabalho de Formatura]: São Paulo, Universidade de São Paulo, 46 p.

Moutinho da Costa, L., Portela, A. C. P., Marchetto, C. M. L., Santos, E. L., Meneguesso, G., Stein, J. H., Batista, M. B., Mossmann, R., Silva, W. G., 1976, Projeto Leste do Tocantins/Oeste do Rio São Francisco – Letos, DNPM/CPRM/PROSPEC, Relatório Final Integrado, Rio de Janeiro, 270 p.

Murray A. S., Wintle, A. G., 2000, Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol: *Radiation Measurement*, v. 32, p. 57–73.

Nicod, J., 1997, Les Canyons Karstiques “Nouvelles Approches de Problèmes Géomorphologiques Classiques” (Spécialement Dans Les Domaines Méditerranéens et Tropicaux): *Quaternaire*, v. 8, n. 2-3, p. 71-89.

Nishiizumi, K., 2004, Preparation of ^{26}Al AMS standards: *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, v. 223–224, p. 388–392.

Nishiizumi K., Imamura M., Caffee M.W., Southon J., Finkel R., McAninch J., 2007, Absolute calibration of ^{10}Be AMS standarts: *Nuclear Instruments & Methods in Physics Research, Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, v. 258, p. 403-413.

Nunes, V. S., 2019, Condicionamento Estrutural da Espeleogênese da Gruta do Sobrado, São Desidério – BA [Trabalho de Formatura]: São Paulo, Universidade de São Paulo, 49 p.

Oliveira, G. D., Karmann, I., Godinho, L. P. S., 2019, Crostas de Calcita Subaquática na Caverna do Catão (Oeste do Estado da Bahia): *Espeleomicrobialitos?: Campinas, 16º Simpósio de Geologia do Sudeste*, p. 189.

Orlandi, A. G., Carvalho Júnior, O. A., Guimarães, R. F., Bias, E. S., Corrêa, D. C., Gomes, R. A. T., 2019, Vertical accuracy assessment of the processed SRTM data for the brazilian territory: *Bulletin of Geodetic Sciences*, v. 25, n. 4.

Osborne, R. A. L., 2002, Cave Breakdown by Vadose Weathering: *International Journal of Speleology*, v. 31, n. 1, p. 37-53.

Pereira, R. G. F. A., Figueiredo Júnior, S. M., Feitosa, G. D. S., 2018, Geoparque São Desidério (BA): Proposta: CPRM, Relatório Interno, RIGeo-Repositório Institucional de Geociências, 67 p.

Palmer, A. N., 1975, The Origin of Maze Caves: *The NSS Bulletin*, v. 37, n. 3, p. 56-76.

Palmer, A. N., 1987, Cave Levels and Their Interpretation: *The NSS Bulletin*, v. 49, p. 50-66.

- Palmer, A. N., 1991, Origin and morphology of limestone caves: Geological Society of America Bulletin, v. 103, p. 1-21.
- Palmer, A. N., 2002., A Geological Guide to Mammoth Cave National Park: Cave Books, Dayton, 196 p.
- Palmer, A. N. 2007. Cave Geology: Cave Books, Dayton, 454 p.
- Palmer, A. N., 2011, Distinction Between Epigenic and Hypogenic Maze Caves: Geomorphology, v. 134, n. 1, p. 9-22.
- Palmer, A. N., 2017, Geology of Mammoth Cave, *in*, Hobs III, H. H., Olson, R. A., Winkler, E. G., Culver, D. C., Mammoth Cave: a Human and Natural History, Switzerland, Springer, p. 97-109.
- Palmer, A. N., Taylor, P. M., Terrell, L. A., 2017, Hypogene Karst Springs Along the Northeastern Border of the Appalachian Plateau, New York State, *in*, Klimchouk, A., Palmer, A. N., Waele, J. D., Auler, A. S., Audra, P. (eds.): Hypogene Karst Regions and Caves of the World, Cham, Switzerland, p. 709-719.
- Palmer, M. V., Palmer, A. N., 1989, Paleokarst of the United States, *in*, Bosák, P., Ford, D., Głazek, J., Horáček, Paleokarst: a Systematic and Regional Review, Amsterdam, Elsevier, p. 337-363.
- Pasini, G., 2009, A Terminological Matter: Paragenesis, Antigravitative Erosion or Antigravitational erosion?: International Journal of Speleology, v. 38, n. 2, p. 129-138.
- Peñaranda Salgado, J. R., 2016, Condicionamento Estrutural e Litológico da Porosidade Cárstica da Formação Sete Lagoas, Município de Sete Lagoas (MG) [Dissertação de Mestrado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, 75 p.
- Pereira, R. G. F. A., Figueiredo Júnior, S. M., Feitosa, G. D. S., 2018, Geoparque São Desidério, BA: Proposta, último acesso em 2020: CPRM, Serviço Geológico do Brasil, RIGeo, Repositório Institucional de Geociências, <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/20724>.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E., Siever, R., 1972, Sand and Sandstone: Berlin, Heidelberg, New York, Springer-Verlag, 618 p.
- Polyak, V., Hill, C., Asmeron, Y., 2008, Age and Evolution of the Grand Canyon Revealed by U-Pb Dating of Water Table-Type Speleothems: Science, v. 319, p. 1377-1380.

- Portenga, E. W., Bierman, P. R., 2011, Understanding Earth's Eroding Surface with ^{10}Be : GSA Today, v. 21, n. 8, p. 4-10.
- Powell, J. W., 1961, Exploration of the Colorado River of the West, 1875: Dover Reprint, New York.
- Prescott, J. R., Stephan, L. G., 1982, The contribution of cosmic radiation to the environmental dose for thermoluminescence dating: PACT, v. 6, p. 17-25.
- Reading, H. G.; Levell, B. K., 1986, Controls on the sedimentary rock Record, *in*, Reading, H. G., *eds.*, Sedimentary Environments and Facies, Blackwell Scientific, p. 5-36, 1986.
- Reis, H. L. S., Suss, J. F., Mixed Caobonate-Siliciclastic Sedimentation in Forebulge Grabens: An Example from the Ediacaran Bambuí Group, São Francisco Basin, Brazil: Sedimentary Geology, v. 339, p. 83-103.
- Renault, P., 1968, Contribution a L'étude des Actions Mécaniques et Sédimentologiques dans la Spéléogénese [PhD Thesis]: Annales de Spéléologie, Tome 22, 1967, et Tome 23, 1968, 337 p.
- Rhodes, E. J. 2011. Optically stimulated luminescence dating of sediments over the past 200,000 years: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 39, p. 461-488.
- Richards, D. A., Dorale, J. A. 2003. Uranium-series chronology and environmental applications of speleothems: Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v. 52, n. 1, p. 407-460.
- Rubbioli, E. L., 2004a, A Garganta do Bacupari e o Sistema do João Rodrigues: São Desidério – Bahia: O Carste, Belo Horizonte, Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas, v. 16, n. 1, p. 13-17.
- Rubbioli, E. L., 2004b, O Buraco da Sopradeira: O Carste, Belo Horizonte, Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas, v. 16, p. 27-29.
- Rubbioli, E. L., Auler, A. S., Menin, D., Brandi, R., 2019, Cavernas: Atlas do Brasil Subterrâneo: Brasília, ICMBio, 340 p.
- Sad, J. H. G., Cardoso, R. N., Costa, M. T., 1971, Formações Cretácicas em Minas Gerais: Uma Revisão: Revista Brasileira de Geociências, v. 1, p. 2-13.

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*, São Paulo, v. 37, n. 3, p. 551-564.

Sallun Filho, W., Karmann, I., 2007, Geomorphological Map of the Serra da Bodoquena Karst, West-central Brazil: *Journal of Maps*, p. 282-295.

Sampaio, C. A. A., 1995, Remoção de Ferro e Manganês pelo Pré-Tratamento de Águas de Abastecimento com Permanganato de Potássio [Dissertação de Mestrado]: Faculdade de Engenharia Civil, Universidade Estadual de Campinas, 159 p.

Severo, R., 2016, Poço Surubim Ligado à Garganta do Bacupari: *SBE Notícias*, v. 347, p. 3.

Schumm, S. A., 1956, Evolution of Drainage Systems and Slopes in Badlands at Perth Amboy, New Jersey: *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 67, p. 597-646.

SIAGAS, Sistema de Informações de Águas Subterrâneas, último acesso em 2018: CPRM, Serviço Geológico do Brasil, <http://siagasweb.cprm.gov.br/layout>.

Smart, C., Worthington, S. R. H., 2004, Springs, *in*, Gunn, J., *Encyclopedia of caves and karst sciences*, Fitzroy Dearborn, p. 699-703.

Souza, J. D., Kosin, M., Heineck, C. A., Lacerda Filho, J. V., Teixeira, L. R., Valente, C. R., Guimarães, J. T., Bento, R. V., Borges, V. P., Santos, R. A., Leite, C. A., Neves, J. P., Oliveira, I. W. B.; Carvalho, L. M.; Pereira, L. H. M.; Paes, V. J. C., Folha SD.23-Brasília, 2004, *in*, Schobbenhaus, C., Gonçalves, J. H., Santos, J. O. S., Abram, M. B., Leão Neto, R., Matos, G. M. M., Vidotti, R. M., Ramos, M. A. B., Jesus, J. D. A., eds., *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas – SIG, Programa Geologia do Brasil*, CPRM, Brasília, CD-ROM.

Spigolon, A. L., Alvarenga, C. J., 2002, Fácies e Elementos Arquiteturais Resultantes de Mudanças Climáticas em um Ambiente Desértico: Grupo Urucua (Neocretáceo), Bacia Sanfranciscana: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 32, n. 4, p. 579-586.

Stinnesbeck, W., Frey, E., Zell, P., Avilés, J., Hering, F., Frank, N., Arps, J., Geenen, A., Gescher, J., Isenbeck-Schröter, M., Ritter, S., Stinnesbeck, S., Níñez, E. A., Dahne, V. F., Gonzáles, A. G., Deininger, M., 2017, Hells Bells – Unique Speleothems from the Yucatán Peninsula, Mexico, Generated Under Highly Specific Subaquatic Conditions, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 489, p. 209-229.

- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E., Keys, D. A., 1976, *Applied Geophysics*: Cambridge, London, New York, Melbourne, Cambridge University Press, 860 p.
- Thomas, T. M., 1972, Solution Subsidence Mechanisms and End-products in South-east Breconshire: *Transactions of the Institute of British Geographers*, v. 60, 69-86.
- Thomas, T. M., 1974, The South Wales Interstratal Karst: The British Cave Research Association, v. 1, n. 3, p. 131-152.
- Thomaz Filho, A., Kawashita, K., Cordani, U. G., 1998, A Origem do Grupo Bambuí no Contexto da Evolução Geotectônica e de Idades Radiométricas: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 70, n. 3, p. 527-548.
- Trompette, R. R., Uhlein, A., Silva, M. E., Karmann, I., 1992, O Cráton Brasileiro do São Francisco - uma Revisão: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 22, n. 4, p. 481-486.
- Uhlein, A., Caxito, F. A., Sanglard, J. C. D., Uhlein, G. J., Suckau, G. L., 2011, Estratigrafia e Tectônica das Faixas Neoproterozóicas da Porção Norte do Craton do São Francisco: *Geonomos*, v. 19, n. 2, p. 8-31.
- Valadão, R. C., 1998, *Evolução de Longo-Termo do Relevo do Brasil Oriental: Desnudação, Superfícies de Aplanamento e Soerguimentos Crustais [Tese de Doutorado]*: Salvador, Universidade Federal da Bahia, 243 p.
- Walker, R. G., 1992, Facies Models and Modern Stratigraphic Concepts, *in*, Walker, R. G., James, N. P., *eds.*, *Facies models and response to sea level change*, Geological Association of Canada Geotext 1, p. 1-14.
- Wentworth, C. K., 1922, A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments: *Jour. Sed. Petrol.*, v. 30: 377-392.
- White, E. L., White, W. B., 1969, Processes of Cave Breakdown: *The NSS Bulletin*, v. 31, n. 4, p. 83-96.
- White, W. B., White, E., 1970, Channel Hydraulics of Free-Surface Streams in Caves: *Caves and Karst, Research in Speleology*, v. 12, n. 6, p. 41-48.
- White, W. B., 1988, *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains*: Oxford University Press, 464 p.

- Williams, P. W., 1972, Morphometric Analysis of Polygonal Karst in New Guinea: Geological Society of America Bulletin, v. 83, p. 761-796.
- Williams, P. W., 1983, The Role of the Subcutaneous Zone in Karst Hydrology: Journal of Hydrology, v. 61, p. 45-67.
- Wintle, A. G., Murray, A. S. A, 2006, Review of Quartz Optically Stimulated Luminescence Characteristics and their Relevance in Single-aliquot Regeneration Dating Protocols: Radiation measurements, v. 41, n. 4, p. 369-391.
- Worthington, S. R. H., 2001, Depth of Conduit Flow in Unconfined Carbonate Aquifers: Geological Society of America, v. 29, n. 4, p. 335-338.
- Worthington, S. R. H., 2004, Hydraulic and Geological Factors Influencing Conduit Flow Depth: Cave and Karst Science, v. 31, n. 3, p. 123.
- Worthington, S. R. H., 2005, Evolution of Caves in Response to Base-Level Lowering: Cave and Karst Science, v. 32, n. 1, p. 3.
- Zalán, P. V.; Romeiro Silva, P. C., 2012, Bacia do São Francisco, *in*, Hasui, Y., Carneiro, C. D. R., Almeida, F. F. M., Bartorelli, A., Geologia do Brasil, Beca, 900 p. 245-253.
- Zogbi, L., Calux, A., 2017, Luzes na Escuridão: São Paulo, Estalactite, 299 p.

APÊNDICE A

MAPA E TABELA DE PONTOS

Legenda - pontos

- Arenito
- Metapelito
- Calcário
- Contato calcário/arenito
- Contato calcário/metapelito
- Geomorfologia/ hidrogeologia
- Drenagens
- Bacia do rio São Desidério

Litotipos

- Gr. Urucuia
- Fm. Serra da Mamona
- Fm. São Desidério

Ponto	Nome	Data	utm E	utm N	elev (m)	Tipo 1	Tipo 2	Tipo 3	Descrição 1	Descrição 2	Descrição 3
EKOS1	Gruta Hernesto Pereira	25/10/2011	513813	8632398	-	caverna	geomorfo		dolina Lagoa Azul	drenagem seca assoc.	
EKOS2	Sumidouro do Rafael	25/10/2011	528579	8632035	659	caverna	geomorfo	hidro	fendas verticais	sumidouro	água no fundo da cav.
EKOS3	Sumidouro Capim de Raiz	25/10/2011	541923	8638728	671	geomorfo	geomorfo		sumidouro	dolina	
EKOS4	Sumidouro Sr. Antônio	25/10/2011	542101	8638686	654	geomorfo			sumidouro		
EKOS5	Possível leito seco rio JR	25/10/2011	518910	8629942	560	hidro			drenagem seca		
EKOS6	Possível leito seco rio JR	25/10/2011	510031	8624754	542	hidro			drenagem seca		
AC-01	-	28/09/2016	500784	8635260	501	acesso			poço		
AC-02	-	28/09/2016	499540	8636516	492	hidro			drenagem seca		
CT-01	-	28/09/2016	502021	8633650	518	lito			calcário		
CT-02	-	28/09/2016	502001	8633344	531	acesso			mineração		
CT-03	-	28/09/2016	501672	8631876	603	lito			metapelito		
CT-04	-	28/09/2016	500323	8630864	620	lito			arenito		
CT-05	-	28/09/2016	499142	8630054	638	lito			?		
AC-04	-	28/09/2016	498025	8628920	626	acesso			poço		
AC-05	-	28/09/2016	498157	8627022	679	acesso			poço		
AC-06	-	28/09/2016	498194	8623262	686	acesso			poço		
CT-06	-	28/09/2016	498070	8627632	664	hidro			lixão		
CT-07	-	28/09/2016	502952	8632664	537	hidro			ETA		
CT-08	-	28/09/2016	503143	8631564	505	acesso			mineração		
CT-09	-	28/09/2016	503134	8632430	542	lito	lito	lito	calcário	metapelito	arenito
CT-10	-	28/09/2016	502397	8632524	529	acesso			mineração		
CT-11	-	28/09/2016	503517	8631444	501	lito			calcário		
CT-12	-	28/09/2016	503729	8631354	505	hidro			drenagem seca		
CT-13	-	28/09/2016	504042	8629722	513	hidro	hidro		nascente intermitente	drenagem seca	
CT-14	-	28/09/2016	504994	8628750	512	hidro			est. meteorológica		
CT-15	-	28/09/2016	505812	8627356	516	hidro	caverna		nascente intermitente	blocos abatidos	
AC-07	-	28/09/2016	505906	8626944	515	acesso			poço		

Ponto	Nome	Data	utm E	utm N	elev (m)	Tipo 1	Tipo 2	Tipo 3	Descrição 1	Descrição 2	Descrição 3
CT-16	-	28/09/2016	506717	8624260	532	lito			arenito		
AC-08	-	28/09/2016	507603	8623720	520	acesso			bairro Beleza		
AC-09	-	28/09/2016	508808	8623468	570	acesso			bairro Beleza		
AC-10	-	28/09/2016	506041	8624558	588	acesso			Sopradreira		
AC-11	-	29/09/2016	509036	8625224	514	acesso			bairro Beleza		
CT-17	-	29/09/2016	509017	8624964	541	hidro			drenagem seca		
CAV-01	-	29/09/2016	508716	8624990	567	caverna			base paredão		
CT-18	-	29/09/2016	508656	8625068	527	hidro			drenagem seca		
CT-19	-	29/09/2016	508188	8625042	530	lito	geomorfo		calcário	paredão	
CT-20	-	29/09/2016	507543	8624924	526	hidro			encontro rios SD e Nado		
CT-21	-	29/09/2016	507588	8623772	535	hidro	caverna	lito	nascente intermitente	base paredão	tufas
CT-22	-	29/09/2016	507548	8623634	564	hidro	caverna	lito	nascente intermitente	base paredão	calcário
CT-23	-	29/09/2016	507405	8623740	534	hidro			drenagem seca		
CAV-02	-	29/09/2016	507424	8623812	537	caverna			base paredão		
CT-24	-	29/09/2016	507344	8624052	539	hidro			drenagem seca		
CT-25	-	29/09/2016	508919	8623456	596	lito			metapelito		
CAV-03	-	30/09/2016	509147	8625378	525	caverna			abatimento		
CAV-04	-	30/09/2016	509297	8625418	522	caverna			fenda		
CT-26	-	30/09/2016	509345	8625390	533	hidro			drenagem seca		
CT-27	-	30/09/2016	509367	8625130	547	sedimento	geomorfo	caverna	sedimentos cimentados	escarpa	pendentes
CAV-05	-	30/09/2016	509399	8625086	546	caverna			pequeno DH		
CT-28	-	30/09/2016	509475	8624954	563	sedimento	geomorfo		sedimentos cimentados	escarpa	
CT-29	-	30/09/2016	509538	8624936	546	sedimento	geomorfo		sedimentos cimentados	escarpa	
CT-30	-	30/09/2016	509964	8625220	542	hidro			drenagem seca		
CT-31	-	30/09/2016	510188	8624814	540	hidro			drenagem seca		
CT-32	-	30/09/2016	510942	8625318	542	hidro	hidro		rio do Nado	diminuição de vazão	

Ponto	Nome	Data	utm E	utm N	elev (m)	Tipo 1	Tipo 2	Tipo 3	Descrição 1	Descrição 2	Descrição 3
CT-33	-	30/09/2016	511281	8625522	541	hidro			rio Nado e corr Cazuza		
CT-34	-	01/10/2016	511472	8625320	590	lito			metapelito		
CT-35	-	01/10/2016	511660	8624946	607	hidro	lito		drenagem seca	blocos arenito	
CT-36	-	01/10/2016	511752	8624646	629	hidro			drenagem seca		
CT-37	-	01/10/2016	511945	8624124	641	hidro			drenagem seca		
CT-38	-	01/10/2016	511872	8624142	652	lito			blocos arenito		
CT-39	-	01/10/2016	511729	8625316	595	lito	lito		calcário	metapelito	
NSD-01	Nascente cór. dos Cazuza	01/10/2016	512010	8623776	703	hidro			nascente		
NSD-02	Nascente afl. Olho D'água das Marias	01/10/2016	513794	8625008	643	hidro			nascente		
NSD-03	Nascente do Olho D'água das Marias	01/10/2016	513532	8624218	669	hidro			nascente		
CT-40	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CT-41	-	02/10/2016	516595	8630762	645	lito			blocos arenito		
CT-42	Lagoa Azul	02/10/2016	514480	8632774	606	geomorfo	hidro		dolina	rio JR	
NSD-04	Poço do Surubim	02/10/2016	505267	8628232	554	hidro			nascente		
NSD-05	Nascente do rio João Rodrigues	02/10/2016	516632	8630926	616	hidro	lito		nascente	calcário	
SSD-01	Gruta do Catão	02/10/2016	514390	8632690	632	caverna	hidro	hidro	base da dolina	rio superficial	sumidouro
NSD-06	Sumidouro do João Baio	02/10/2016	511737	8632032	673	hidro			nascente		
CT-43	Buraco do Inferno da Lagoa do Cemitério	03/10/2016	508066	8630170	609	caverna	geomorfo	lito	base da dolina	dolina	calcário
SOP	Buraco da Sopradeira	04/10/2016	503697	8623809	589	caverna			vertente		
BAC	Garganta do Bacupari	05/10/2016	506728	8629097	518	caverna	geomorfo		base da dolina	dolina	
CT-44	Buraco do Inferno da Gruta da Sucupira	06/10/2016	512754	8632286	646	geomorfo			dolina		
SUCUP	Gruta da Sucupira	06/10/2016	513182	8632260	603	caverna			Entrada em fenda		
CT-45	-	08/10/2016	515204	8626682	608	hidro			drenagem seca		
CT-46	-	08/10/2016	514808	8626670	609	hidro			drenagem seca		
CT-47	-	08/10/2016	513919	8626588	551	hidro			drenagem seca		
CT-48	-	08/10/2016	513481	8627126	581	hidro			drenagem seca		

Ponto	Nome	Data	utm E	utm N	elev (m)	Tipo 1	Tipo 2	Tipo 3	Descrição 1	Descrição 2	Descrição 3
CT-49	-	08/10/2016	513152	8626994	527	hidro			drenagem seca		
CT-50	-	08/10/2016	515785	8627310	564	hidro			drenagem seca		
CT-51	-	08/10/2016	515314	8627326	550	hidro			drenagem seca		
CT-52	-	08/10/2016	515262	8627452	550	hidro			drenagem seca		
NSD-07	Nascente pov. Canabravão	08/10/2016	515535	8627434	550	hidro			nascente		
CT-53	-	09/10/2016	516393	8627378	579	hidro			drenagem intermitente		
CT-54	-	09/10/2016	516844	8626960	584	hidro			drenagem seca		
CT-55	-	09/10/2016	517233	8626730	583	hidro			drenagem seca		
CT-56	-	09/10/2016	517253	8626672	587	hidro			drenagem seca		
NSD-08	Nascente pov. Canabravão	09/10/2016	517225	8626112	697	hidro			nascente		
NSD-09	Nascente pov. Canabravão	09/10/2016	517915	8626194	-	hidro			nascente		
NSD-10	Nascente pov. Canabravão	09/10/2016	518407	8626208	630	hidro			nascente		
CT-57	-	10/10/2016	515306	8627306	561	lito	geomorfo		calcário	paredão	
CT-58	-	10/10/2016	514932	8627562	606	lito	geomorfo		calcário	paredão	
CT-59	-	10/10/2016	513683	8626892	531	hidro			bifurcação rio do Nado		
CT-60	-	10/10/2016	513439	8626186	558	lito			metapelito		
CT-61	-	11/10/2016	506088	8625518	525	hidro	hidro		drenagem seca		
CT-62	-	11/10/2016	505851	8627372	524	hidro	hidro		nascente intermitente	drenagem seca	
CT-63	-	11/10/2016	505518	8627748	513	hidro	hidro		nascente intermitente	drenagem seca	
CT-64	-	11/10/2016	505350	8628130	511	hidro	hidro		nascente intermitente	drenagem seca	
CT-65	-	11/10/2016	505078	8628660	506	hidro	hidro		nascente intermitente	drenagem seca	
CT-66	-	11/10/2016	504127	8630154	475	hidro	hidro		nascente intermitente	drenagem seca	

Ponto	Nome	Data	utm E	utm N	elev (m)	Tipo 1	Tipo 2	Tipo 3	Descrição 1	Descrição 2	Descrição 3
CT-67	-	11/10/2016	503973	8630732	510	hidro	hidro		nascente intermitente	drenagem seca	
CT-68	-	11/10/2016	503900	8631170	508	hidro	hidro		nascente intermitente	drenagem seca	
CT-69	-	11/10/2016	503885	8631996	521	hidro			drenagem seca		
CT-70	-	11/10/2016	503184	8634006	514	hidro			drenagem seca		
NSD-11	Nascente pov. Canabravão	11/10/2016	517494	8626586	642	hidro			nascente		
NSD-12	Nascente pov. Canabravão	11/10/2016	517683	8626430	606	hidro			nascente		
NSD-13	Nascente pov. Canabravão	11/10/2016	517802	8626502	644	hidro			nascente		
CT-71	-	12/10/2016	504238	8633974	562	lito			calcário		
CT-72	-	12/10/2016	503704	8633374	510	hidro			drenagem seca		
CT-73	-	12/10/2016	503894	8633344	512	hidro			drenagem seca		
CT-74	-	12/10/2016	504302	8633426	525	hidro			drenagem seca		
CT-75	-	12/10/2016	504876	8633872	537	hidro			drenagem seca		
NSD-14	Nascente pov. Ponte de Terra	12/10/2016	505133	8634388	531	hidro			nascente		
NSD-15	Nascente pov. Ponte de Pedra	12/10/2016	505025	8634278	541	hidro			nascente		
NSD-16	Nascente pov. Ponte de Terra	12/10/2016	504806	8634062	541	hidro			nascente		
SOB I	Gruta do Sobrado I	14/10/2016	505390	8624558	548	caverna			vertente		
MLSBE	Gruta Manoel Lopes da SBE	15/10/2016	503029	8623221	505	caverna			dolina		
ML	Gruta Manoel Lopes	15/10/2016	503220	8623188	572	caverna			dolina		
SSD-02	Rio JR Garganta do Bacupari	17/10/2016	506728	8629097	518	hidro			rio subterrâneo		
CT-76	-	19/10/2016	499728	8622784	629	hidro			drenagem seca		
CT-77	-	19/10/2016	500834	8623054	592	hidro	hidro		nascente intermitente	poço secou nascente	
CT-78	-	19/10/2016	500440	8622392	624	hidro			drenagem seca		

Ponto	Nome	Data	utm E	utm N	elev (m)	Tipo 1	Tipo 2	Tipo 3	Descrição 1	Descrição 2	Descrição 3
CT-79	-	19/10/2016	500250	8622506	613	hidro			infiltração dren seca		
CT-80	-	19/10/2016	502467	8622834	600	hidro			drenagem seca		
CT-81	-	19/10/2016	502731	8622420	618	hidro			drenagem seca		
CT-82	-	19/10/2016	503088	8621754	644	hidro			drenagem seca		
CT-83	-	19/10/2016	503954	8622072	606	hidro			drenagem seca		
CT-84	-	19/10/2016	504416	8621912	636	hidro			drenagem seca		
NSD-17	Nascente do Capim Branco	19/10/2016	500084	8622374	642	hidro			nascente		
NSD-18	Nascente afl. Corr. Capim Branco	19/10/2016	500845	8623170	597	hidro			nascente		
NSD-19	Nascente do Manoel Lopes	19/10/2016	503050	8622140	597	hidro			nascente		
NSD-20	Nascente do Olho D'água	19/10/2016	507056	8625204	531	hidro			nascente		
1682	Poço pov. Tiririca	20/10/2016	514697	8634324	517	hidro			poço ativo		
21965	-	20/10/2016	510839	8628225	-	hidro			poço inativo		
24303	-	20/10/2016	510659	8630222	-	hidro	hidro		poço ativo	Não tem entrada MNA	
13374	Poço pov. Vereda	20/10/2016	512499	8627733	-	hidro	hidro		poço ativo	Não tem entrada MNA	
1668	Poço pov. Peri Peri dos Pires	20/10/2016	514342	8628592	-	hidro	hidro		poço inativo	Tem entrada MNA	
CT-85	Poço pov. Peri Peri dos Pires	20/10/2016	514423	8628492	613	hidro	hidro		poço ativo	Não tem entrada MNA	
1673	-	20/10/2016	516153	8627516	-	hidro	hidro		poço inativo	Tem entrada MNA	
13372	-	21/10/2016	506131	8634769	-	hidro	hidro		poço inativo	Não tem entrada MNA	
13368	-	21/10/2016	508214	8636274	590	hidro	hidro		poço ativo	Não tem entrada MNA	
5362	Poço Catolândia	21/10/2016	515313	8638482	-	hidro	hidro		poço ativo	Tem entrada MNA	

Ponto	Nome	Data	utm E	utm N	elev (m)	Tipo 1	Tipo 2	Tipo 3	Descrição 1	Descrição 2	Descrição 3
1422	-	21/10/2016	515041	8638022	649	hidro	hidro		poço inativo	Tem entrada MNA	
1902	-	21/10/2016	514104	8637285	620	hidro			poço s/ informação		
1911	-	21/10/2016	513862	8636885	620	hidro			poço s/ informação		
1653	-	21/10/2016	516067	8635871	610	hidro	hidro		poço inativo	Não tem entrada MNA	
5462	Poço pov. Areião	21/10/2016	516821	8634672	-	hidro	hidro		poço ativo	Tem entrada MNA	
13371	-	21/10/2016	515944	8631602	-	hidro			poço s/ informação		
1732	-	21/10/2016	511990	8636856	-	hidro			poço s/ informação		
1044	-	21/10/2016	499800	8637500	490	hidro			poço inexistente		
CT-86	Poço com. Boa Vista	21/10/2016	504576	8621982	632	hidro	hidro		poço ativo	Não tem entrada MNA	
23957	-	21/10/2016	-	-	-	hidro			poço inexistente		
CT-87	-	22/10/2016	507594	8624748	514	caverna			paredão rio SD		
CT-88	-	22/10/2016	507601	8624998	501	caverna			paredão rio SD		
CT-89	-	22/10/2016	507525	8625266	537	hidro			encontro rio Nado e SD		
CT-90	-	22/10/2016	505759	8626670	527	caverna			paredão SD		
CT-91	-	22/10/2016	505063	8628434	519	hidro	hidro		nascente intermitente	drenagem seca	
CT-92	-	22/10/2016	504599	8628852	514	hidro	hidro		nascente intermitente	drenagem seca	
CT-93	-	22/10/2016	504131	8629232	531	hidro	caverna	hidro	nascente intermitente	caverna base paredão	drenagem seca
CT-94	-	22/10/2016	503997	8629508	526	caverna			base do paredão		

Ponto	Nome	Data	utm E	utm N	elev (m)	Tipo 1	Tipo 2	Tipo 3	Descrição 1	Descrição 2	Descrição 3
CT-95	-	22/10/2016	503969	8629618	526	hidro	hidro		nascente intermitente	drenagem seca	
CT-96	-	23/10/2016	503318	8631214	520	hidro	caverna	hidro	nascente intermitente	caverna base paredão	drenagem seca
CT-97	Gameleira do rio SD	23/10/2016	503405	8632346	495	hidro			reentrância rio SD		
CT-98	-	23/10/2016	502220	8633014	516	hidro			drenagem seca		
SSD-03	Rio São Desidério paredão da Palmeira	23/10/2016	504115	8630410	518	hidro			rio superficial		
CT-99	-	24/10/2016	515581	8637396	613	hidro			drenagem seca		
CT-100	-	24/10/2016	514797	8637190	625	hidro			drenagem seca		
CT-101	-	24/10/2016	514825	8638056	621	hidro			drenagem seca		
CT-102	-	24/10/2016	515167	8640472	584	hidro			drenagem seca		
CT-103	-	24/10/2016	515140	8639838	593	hidro			drenagem seca		
CT-104	-	24/10/2016	514798	8637194	618	hidro			drenagem seca		
NSD-21	Nascente mal assombrada	24/10/2016	515464	8637454	626	hidro			nascente		
NSD-22	Nascente córr. Catolândia	24/10/2016	517190	8638884	639	hidro			nascente		
CT-105	-	25/10/2016	502860	8634672	498	hidro			drenagem seca		
CT-106	Povoado da Cabeceira	25/10/2016	515154	8634788	633	geomorfo			divisor de águas		
CT-107	-	25/10/2016	516051	8634212	641	geomorfo			divisor de águas		
CT-108	Drenagem segmentada por dolinas	25/10/2016	517144	8633992	652	geomorfo	lito	lito	dolina c/ sumidouro	arenito	calcário
CT-109	-	25/10/2016	516003	8632932	617	hidro			drenagem seca		
CT-110	-	25/10/2016	516621	8631886	639	hidro			drenagem seca		
CT-111	-	25/10/2016	517224	8631228	641	hidro			drenagem seca		
CT-112	Rio João Rodrigues seco	25/10/2016	522938	8630956	649	hidro			drenagem seca		
CT-113	Drenagem segmentada por dolinas	25/10/2016	523181	8632000	656	hidro	geomorfo	lito	drenagem seca	dolina	arenito
CT-114	-	25/10/2016	515728	8631228	654	hidro			drenagem seca		
CT-115	-	25/10/2016	521417	8625912	680	hidro			drenagem seca		

Ponto	Nome	Data	utm E	utm N	elev (m)	Tipo 1	Tipo 2	Tipo 3	Descrição 1	Descrição 2	Descrição 3
Scanline	-	26/10/2016	505124	8634002	545	lito			calcário		
VSD-01	Chuveirinho do Buraco do Inferno	28/10/2016	508066	8630170	609	hidro			gotejamento		
CT-116	Grutão da Beleza	08/04/2017	508981	8625336	566	caverna	hidro		base paredão	nascente intermitente	
CT-117	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CT-118	Karren arredondado Manoel Lopes	09/04/2017	503190	8623228	586	lito	lito	geomorfo	calcário	arenito	epicarste
CT-119	Torres trilha da Sopradeira	09/04/2017	503662	8623752	614	geomorfo	lito		torres de calcário	calcário	
CT-120	"Peleocarse" e blocos de silcrete	11/04/2017	516056	8634108	645	lito	lito	lito	calcário	silcrete	arenito
CT-121	Drenagem segmentada por dolinas	11/04/2017	523181	8632000	656	geomorfo	lito	lito	dolina c/ sumidouro	arenito	calcário
PPED	Poço da Pedra	11/04/2017	534131	8637050	659	caverna			sumidouro		
ABRANCA	Sumidouro da Água Branca	11/04/2017	540438	8638264	680	geomorfo	lito		sumidouro	calcário	
CT-122	-	27/04/2017	499111	8622524	649	lito			arenito		
CT-123	-	30/04/2017	517407	8627465	652	lito			arenito		
CT-124	Gruta Catão do Meio I	30/04/2017	514332	8632722	620	caverna			alto do paredão		
CT-125	Pedra do Navio	22/01/2018	514413	8632730	588	espeleot			crosta		
CT-126	-	28/01/2018	509320	8626070	572	geomorfo	lito	lito	dolina	calcário	blocos arenito
CT-127	-	28/01/2018	509337	8626234	577	geomorfo	geomorfo		dolina	sumidouro	
CT-128	Gruta do Baixãozinho	28/01/2018	509244	8626348	557	caverna	geomorfo		fundo de dolina	sumidouro	
SOBII	Gruta do Sobrado II	29/01/2018	505393	8624610	557	caverna			vertente		
CT-129	Gruta do Brejo da Forquilha	05/02/2018	509405	8616681	611	caverna	hidro	geomorfo	sumidouro	rio São Desidério	terraço fluvial
CT-130	Gruta do Riacho Seco	05/02/2018	508643	8625224	611	caverna	geomorfo	hidro	base paredão	ressurgência	nascente intermitente
CT-131	Gruta do Juraci	06/02/2018	516251	8628084	619	caverna			vertente		
CT-132	-	28/03/2018	500335	8630876	624	lito			arenito		
CT-133	Catão mirante 1	29/03/2018	514324	8632693	616	lito	lito		calcário	arenito	

Ponto	Nome	Data	utm E	utm N	elev (m)	Tipo 1	Tipo 2	Tipo 3	Descrição 1	Descrição 2	Descrição 3
CT-134	Catão "feições cársticas"	29/03/2018	514475	8632576	632	lito			calcário		
CT-135	Catão torre das abelhas	29/03/2018	514502	8632654	619	lito			calcário		
CT-136	João Baio topo da dolina	29/03/2018	511760	8631953	618	lito			calcário		
GPS1	Fazenda Josano	30/03/2018	499744	8635252	495	GPS			GPS		
GPS2	Fazenda Zenin	30/03/2018	498419	8649982	478	GPS			GPS		
CT-137	Campo de lapiás na beira da estrada	30/03/2018	505439	8631260	581	lito			calcário		
CT-138	Karren arredondado Manoel Lopes	31/03/2018	503191	8623188	586	lito	lito		calcário	arenito	
GPS3	Gta. Manoel Lopes	02/04/2018	503141	8623130	602	GPS			GPS		
CT-139	Perfil sist. JR	05/04/2018	507548	8630934	612	lito			arenito		
CT-140	Perfil sist. JR	05/04/2018	508015	8631078	611	lito			calcário		
CT-141	Perfil sist. JR	05/04/2018	508256	8631022	625	lito	lito	lito	calcário	arenito	brecha
CT-142	Perfil sist. JR	05/04/2018	508915	8631216	639	lito			arenito		
CT-143	Perfil sist. JR	05/04/2018	509406	8631323	632	lito	lito		calcário	arenito	
CT-144	Perfil sist. JR	05/04/2018	510043	8630882	645	lito			arenito		
CT-145	Perfil sist. JR	05/04/2018	510214	8630588	653	lito			calcário		
CT-146	Perfil sist. JR	05/04/2018	510466	8630133	645	lito			arenito		
CT-147	Perfil sist. JR	05/04/2018	510545	8630000	650	lito			arenito		
CT-148	Poço do Surubin (amostra geoquim.)	05/04/2018	505267	8628232	-	lito	-	-	calcário	-	-
CT-149	Perfil sist. JR	06/04/2018	508472	8630954	636	lito			blocos arenito		
CT-150	Perfil sist. JR	06/04/2018	508494	8630848	636	lito			calcário		
CT-151	Perfil sist. JR	06/04/2018	508496	8630820	636	lito			calcário		
CT-152	Perfil sist. JR	06/04/2018	508501	8630754	636	lito			calcário		
CT-153	Perfil sist. JR	06/04/2018	508607	8630646	609	lito			calcário		
CT-154	Perfil sist. JR	06/04/2018	508662	8630554	600	lito			calcário		
CT-155	Perfil sist. JR	06/04/2018	508657	8630532	607	lito			calcário		
CT-156	Perfil sist. JR	06/04/2018	508665	8630480	603	lito			blocos arenito		
CT-157	Perfil sist. JR	06/04/2018	508693	8630470	619	lito			calcário		
GPS4	Garg. Bacupari	10/04/2018	506622	8629136	609	GPS			GPS		
GPS5	Bur. Sopradeira	11/04/2018	503713	8623830	609	GPS			GPS		

Ponto	Nome	Data	utm E	utm N	elev (m)	Tipo 1	Tipo 2	Tipo 3	Descrição 1	Descrição 2	Descrição 3
GSP6	Gta. Catão	15/04/2018	-	-	-	GPS			GPS		
CT-158	-	15/04/2018	510068	8629732	653	lito			calcário	arenito	
CT-159	-	15/04/2018	509396	8629736	632	lito			calcário		
CT-160	-	15/04/2018	509245	8629916	638	lito			calcário		
CT-161	Sumidouro do Tabocal	16/04/2018	501754	8623256	536	geomorfo	hidro	lito	sumidouro	drenagem seca	calcário
CT-162	-	16/04/2018	501765	8623292	590	caverna			alto do paredão		
CT-163	Gruta do Tabocal	16/04/2018	501927	8623372	612	caverna			dolina		
CT-164	-	16/04/2018	503552	8623078	584	geomorfo			fenda		
DDML	Gruta Dé de Manoel Lopes	16/04/2018	503622	8623088	587	caverna			vertente		
CT-165	outra entrada DDML	16/04/2018	503697	8623154	593	caverna			vertente		
CT-166	Sumidouro cór. Manoel Lopes	16/04/2018	503552	8622904	600	geomorfo	geomorfo		sumidouro	vale cego	
CT-167	Gruta Olho D'água	16/04/2018	506966	8625134	544	caverna			vertente		
CT-168	Paredão da Palmeira	17/04/2018	504083	8630426	506	hidro			nascente intermitente		
CT-169	outra entrada SOB I	17/04/2018	505354	8624526	562	caverna			vertente		
CT-170	Paredão da Palmeira	18/04/2018	505895	8627173	505	hidro			nascente intermitente		
CT-171	Perfil sist. SOP-ML	18/04/2018	505281	8622338	650	lito			arenito		
CT-172	Perfil sist. SOP-ML	18/04/2018	504698	8622406	642	lito			arenito		
CT-173	Perfil sist. SOP-ML	18/04/2018	504721	8622686	628	lito	lito		calcário	arenito	
CT-174	Perfil sist. SOP-ML	18/04/2018	504499	8622738	618	lito			calcário		
CT-175	Perfil sist. SOP-ML	18/04/2018	504398	8622818	607	lito	lito		calcário	arenito	
CT-176	Perfil sist. SOP-ML	18/04/2018	504265	8622898	593	lito			calcário	arenito	
CT-177	Perfil sist. SOP-ML	18/04/2018	504295	8623042	593	lito	lito		calcário	arenito	
CT-178	Perfil sist. SOP-ML	18/04/2018	503925	8623090	584	lito			calcário		
CT-179	Perfil sist. SOP-ML	18/04/2018	503767	8623192	591	lito			calcário		
CT-180	Perfil sist. SOP-ML	18/04/2018	503615	8623294	592	lito			calcário		
CT-181	Perfil sist. SOP-ML	18/04/2018	503441	8623628	588	caverna	lito		dolina	calcário	
CT-182	Perfil sist. SOP-ML	18/04/2018	503247	8623622	610	lito	lito		calcário	arenito	
CT-183	Perfil sist. SOP-ML	18/04/2018	503119	8623692	610	lito	lito		calcário	arenito	
GPS7	Gta. Beleza	19/04/2018	508971	8625192	522	GPS			GPS		
CT-184	Afloramento Catolândia	20/04/2018	514587	8638942	648	lito			metapelito		

Ponto	Nome	Data	utm E	utm N	elev (m)	Tipo 1	Tipo 2	Tipo 3	Descrição 1	Descrição 2	Descrição 3
CT-185	Afloramento entrada São Desidério	23/04/2018	502417	8632884	536	lito			calcário		
SEV	Sondagem Elétrica Vertical	08/09/2018	505303	8628054	-	SEV			base B0		
GPS9	Gta. do Sobrado I e II	27/07/2019	505468	8624601	520	GPS			GPS		
LSD-01	Divisor Capim Branco/ Sr. Miúdo	28/07/2019	500255	8622686	607	geomorfo	geomorfo	geomorfo	divisor existe	meio-vale cego	3 m desnível
LSD-02	Caverninha no Sr. Miúdo	28/07/2019	500962	8623090	585	caverna			afluente vale		
LSD-03	divisor vale Sr. Miúdo	28/07/2019	501226	8623168	601	geomorfo			divisor existe		
LSD-04	vale CORR. Manoel Lopes	28/07/2019	503536	8622896	573	geomorfo			divisor inexistente		
LSD-05	vale CORR. dos Cazuza	26/07/2019	511530	8624538	564	geomorfo			divisor inexistente		
LSD-06	vale adjacente Cazuza	26/07/2019	510638	8624962	542	geomorfo			divisor inexistente		
LSD-07	Lagoa povoado São Matias	26/07/2019	505390	8634512	437	geomorfo	lito	geomorfo	divisor existe	calcário	drenagem segmentada
LSD-08	vale/ aterro com manilha	26/07/2019	506693	8635422	560	geomorfo	geomorfo		divisor artificial	aterro cruz. estrada	
LSD-09	Dolina arenito/ sum. calcário	30/07/2019	523379	8631976	648	caverna	lito	geomorfo	pequena	arenito/ calcário	fundo de dolina
LSD-10	Divisores arenito	30/07/2019	522937	8632390	656	geomorfo			divisor inexistente		
LSD-11	Divisor drenagem seca	30/07/2019	522249	8633223	660	geomorfo			divisor inexistente		
LSD-12	Sumidouro do Mozondó	30/07/2019	528774	8632070	651	geomorfo	lito	geomorfo	sumidouro novo	calcário	meio-vale cego
LSD-13	Brejo	30/07/2019	530057	8630582	675	geomorfo			divisor inexistente		
LSD-14	Nsc. Fz. Barreiro Novo/ Pov. Mozondó	30/07/2019	530093	8629744	673	geomorfo	lito	hidro	divisor inexistente	calcário raso (poço)	água salobra
LSD-15	Lagoa pov. Calindé	31/07/2019	543735	8593278	760	geomorfo	hidro		lagoas/ veredas	afloramento NA	

Ponto	Nome	Data	utm E	utm N	elev (m)	Tipo 1	Tipo 2	Tipo 3	Descrição 1	Descrição 2	Descrição 3
LSD-16	Vereda povoado de Cocos	31/07/2019	547963	8592543	749	hidro	geomorfo	hidro	leito do rio seco	lagoas/ veredas	afloramento NA
LSD-17	Lagoa do Barroão/ pov. Cocos	31/07/2019	549749	8586096	736	geomorfo	lito	geomorfo	dolina circular	arenito	vertente íngreme
LSD-18	Povoado Lagoa Clara	31/07/2019	565494	8600514	759	geomorfo	hidro		lagoas/ veredas	afloramento NA	
LSD-19	Poço da Taboa/ pov. Alagoinhas	31/07/2019	583292	8604202	761	geomorfo	lito	lito	dolina circular	arenito	calcário raso (poço)
LSD-20	Contato arenito/ calcário estrada	31/07/2019	601415	8600364	706	lito	lito	geomorfo	calcário	arenito	escarpa E chapadão
GPS10	Gta. Sucupira	01/08/2019	513228	8632234	603	GPS			GPS		
GPS11	Gta. Olho D'água	02/08/2019	507010	8625102	513	GPS			GPS		
GPS12	Gta. Poço de Pedra	02/08/2019	534175	8637108	621	GPS			GPS		
GPS13	Abismo Tabocal	03/08/2019	501994	8623497	580	GPS			GPS		

APÊNDICE B

MAPA DE FEIÇÕES DE RELEVO CÁRSTICO E MAPA GEOMORFOLÓGICO DO CARSTE

APÊNDICE C

ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS

SOP-06F	Lacustre		BEL-02B	Lacustre		BEL-03B	Lacustre		SOP-03A	Lacustre		SOP-06A	Lacustre	
Phi	Volume %	% acumulado	Phi	Volume %	% acumulado	Phi	Volume %	% acumulado	Phi	Volume %	% acumulado	Phi	Volume %	% acumulado
-1	0	0	-1	0	0	-1	0	0	-1	0	0	-1	0	0
-0.5	0	0	-0.5	0	0	-0.5	0	0	-0.5	0	0	-0.5	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.17	0.17	0	0.05	0.05
0.5	0.34	0.34	0.5	0.21	0.21	0.5	0.07	0.07	0.5	2.2	2.37	0.5	0.62	0.67
1	6.16	6.5	1	1.43	1.64	1	1.8	1.87	1	5.3	7.67	1	4.53	5.2
1.5	13.58	20.08	1.5	4.22	5.86	1.5	4.61	6.48	1.5	6.46	14.13	1.5	9.92	15.12
2	17.67	37.75	2	8.05	13.91	2	7.01	13.49	2	5.79	19.92	2	14.53	29.65
2.5	16.35	54.1	2.5	12.87	26.78	2.5	8.75	22.24	2.5	4.77	24.69	2.5	16.31	45.96
3	11.85	65.95	3	16.89	43.67	3	9.43	31.67	3	4.24	28.93	3	14.56	60.52
3.5	7.32	73.27	3.5	17.06	60.73	3.5	8.72	40.39	3.5	4.21	33.14	3.5	10.21	70.73
4	4.1	77.37	4	12.62	73.35	4	7.32	47.71	4	4.61	37.75	4	5.52	76.25
4.5	2.39	79.76	4.5	6.88	80.23	4.5	6.65	54.36	4.5	5.54	43.29	4.5	2.64	78.89
5	1.97	81.73	5	3.37	83.6	5	6.95	61.31	5	6.69	49.98	5	1.96	80.85
5.5	2.25	83.98	5.5	2.5	86.1	5.5	7.13	68.44	5.5	7.24	57.22	5.5	2.33	83.18
6	2.53	86.51	6	2.59	88.69	6	6.47	74.91	6	6.75	63.97	6	2.61	85.79
6.5	2.4	88.91	6.5	2.3	90.99	6.5	5.22	80.13	6.5	5.5	69.47	6.5	2.34	88.13
7	1.96	90.87	7	1.63	92.62	7	3.98	84.11	7	4.28	73.75	7	1.84	89.97
7.5	1.58	92.45	7.5	1.18	93.8	7.5	3.11	87.22	7.5	3.66	77.41	7.5	1.56	91.53
8	1.39	93.84	8	1.07	94.87	8	2.59	89.81	8	3.54	80.95	8	1.51	93.04
8.5	1.31	95.15	8.5	1.06	95.93	8.5	2.24	92.05	8.5	3.46	84.41	8.5	1.48	94.52
9	1.22	96.37	9	0.97	96.9	9	1.92	93.97	9	3.16	87.57	9	1.36	95.88
9.5	1.07	97.44	9.5	0.83	97.73	9.5	1.62	95.59	9.5	2.73	90.3	9.5	1.18	97.06
10	0.92	98.36	10	0.74	98.47	10	1.44	97.03	10	2.55	92.85	10	1.03	98.09
10.5	0.79	99.15	10.5	0.7	99.17	10.5	1.34	98.37	10.5	2.63	95.48	10.5	0.91	99
11	0.58	99.73	11	0.57	99.74	11	1.09	99.46	11	2.44	97.92	11	0.7	99.7
11.5	0.26	99.99	11.5	0.27	100.01	11.5	0.53	99.99	11.5	1.65	99.57	11.5	0.33	100.03
12	0	99.99	12	0	100.01	12	0	99.99	12	0.42	99.99	12	0	100.03
12.5	0	99.99	12.5	0	100.01	12.5	0	99.99	12.5	0	99.99	12.5	0	100.03
13	0	99.99	13	0	100.01	13	0	99.99	13	0	99.99	13	0	100.03
13.5	0	99.99	13.5	0	100.01	13.5	0	99.99	13.5	0	99.99	13.5	0	100.03
14	0	99.99	14	0	100.01	14	0	99.99	14	0	99.99	14	0	100.03

SOP-06F	Lacustre		BEL-02B	Lacustre		BEL-03B	Lacustre		SOP-03A	Lacustre		SOP-06A	Lacustre	
14.5	0	99.99	14.5	0	100.01	14.5	0	99.99	14.5	0	99.99	14.5	0	100.03
15	0	99.99	15	0	100.01	15	0	99.99	15	0	99.99	15	0	100.03
15.5	0	99.99	15.5	0	100.01	15.5	0	99.99	15.5	0	99.99	15.5	0	100.03

APÊNDICE D

ANÁLISES HIDROQUÍMICAS

SampleID	HCO ₃ (mg/ L)	Ba (mg/ L)	SO ₄ (mg/ L)	Cl (mg/ L)	F (mg/ L)	NO ₃ (mg/ L)	NO ₂ (mg/ L)	PO ₄ (mg/ L)	Sr (mg/ L)	K (mg/ L)	Na (mg/ L)	Ca (mg/ L)	Mg (mg/ L)	Fe (mg/ L)	Mn (mg/ L)	Al (mg/ L)	Si (mg/ L)	Ni (mg/ L)	Zn (mg/ L)	P (mg/ L)	Balanço iônico (%)
SD009_SD010	178	0.03	2	28.56	0	0.272	0	0	0.4	1.3	7.8	81.3	3	0	0	0	6.3	0	0		2.9
SD037_SD038	178.8	0	1.995	29.4	0	0.287	0	0.29	0.46	2.37	9.3	82	4.2		0					0.095	4.6
SD055_SD056	202	0	2.7	23	0	0	0	0	0.496	2.566	10	78.7	4.41		0						0.6
SD081_SD082	116	0	2.307	26.97	0.136	0	0	0	0.482	2.5	9.4	80.7	4.27		0					0	21.6
SD019_SD020	367.3	0.02	2.73	2.41	0.41	0.612	0	0	0.61	0.73	1.8	151.3	3.9	0	0	0.025	6	0	0		3.0
SD083_SD084	308	0	0	0	0	0	0	0	0.742	1.869	3.12	155.3	5.26		0					0.057	15.3
SD101_SD102	382.2	0	8.3	3.1	0	0.73	0	0	0.763	1.73	3.28	169	5.45		0					0	6.8
SD061_SD062	102	0	1.4	0.93	0	1.3	0	0	0.268	0	0	53.9	0.971		0						12.5
SD005_SD006	195.5	0.03	2.04	28.9	0	0.226	0	0	0.4	1.5	8.3	86.3	3	0	0	0	6.5	0	0		1.9
SD029_SD030	223.6	0	2.05	29.82	0	0.261	0	0.19	0.449	2.34	9.2	87.3	4.091		0					0.061	-2.0
SD053_SD054	178	0	2.27	23	0	0	0	0	0.493	2.563	10	81.1	4.32		0						7.2
SD075_SD076	152	0	1.397	28.67	0	0	0	0	0.5	2.711	9.84	74.9	4.34		0					0	8.6
SD095_SD096	142	0	0	25	0	0	0	0	0.457	2.52	13.2	80.06	4.11		0					0.025	16.8
SD011_SD012	18.4	0.02	1.29	0.76	0	0.113	0	0	0.01	1.5	0.82	6.2	0.63	0.31	0.26	0	8.6	0	0		4.0
SD025_SD026	13.6	0	1.347	0.6	0	0	0	0	0.016	1.98	1.64	3.36	0.52		0.105					0	3.0
SD045_SD046	3	0	0	3.5	0	0	0	0	0	0	0	4.09	0.555		0.051						22.7
SD071_SD072	16	0	0	1.287	0	0	0	0	0.016	2.41	1.84	4.3	0.648		0.071					0	7.3
SD091_SD092	8	0	0	0.56	0	0	0	0	0	2.041	4.2	3.3	0.53		0.024					0.038	42.5
SD003_SD004	121.1	0.03	2.54	29.43	0	0.334	0	0	0.4	1.3	8	91.7	3.2	0	0	0	6.4	0	0		22.3
SD031_SD032	205.6	0	1.82	29.5	0	0.328	0	0	0.467	2.35	9.46	104.6	4.19		0					0	9.5
SD047_SD048	176	0	0	23	0	0	0	0	0.511	2.65	10.5	90.6	4.43		0						13.1
SD073_SD074	188	0	1.397	29.15	0	0	0	0	0.503	2.79	10.09	50.7	4.37		0					0	-14.9

SampleID	HCO ₃ (mg/ L)	Ba (mg/ L)	SO ₄ (mg/ L)	Cl (mg/ L)	F (mg/ L)	NO ₃ (mg/ L)	NO ₂ (mg/ L)	PO ₄ (mg/ L)	Sr (mg/ L)	K (mg/ L)	Na (mg/ L)	Ca (mg/ L)	Mg (mg/ L)	Fe (mg/ L)	Mn (mg/ L)	Al (mg/ L)	Si (mg/ L)	Ni (mg/ L)	Zn (mg/ L)	P (mg/ L)	Balanço iônico (%)
SD099_SD100	134	0	5.4	25	0	0	0	0	0.479	2.66	14.3	97.91	4.26		0					0.033	25.8
SD043_SD044	35	0	0	0.71	0	0	0	0	0.136	3.535	0	33.1	1.32		0						44.1
SD069_SD070	50	0	0	0.724	0	0	0	0	0.135	3.59	1.99	34	1.31		0					0.037	32.0
SD089_SD090	50	0	0.57	0.63	0	0	0	0	0.129	3.407	2.8	33.8	1.27		0					0.04	32.0
SD013_SD014	201.2	0.02	2.59	1.83	0.118	0.488	0	0	0.38	1.8	1.7	81	1.9	0	0	0.08	7.1	0	0		2.1
SD027_SD028	206.8	0	2.27	1.91	0.123	0.742	0	0.1	0.426	2.74	2.45	84.4	2.56		0					0.034	3.7
SD067_SD068	194	0	0.78	1.774	0.195	0	0	0	0.45	3.02	2.68	79.2	2.554		0					0	5.0
SD015_SD016	200.8	0.02	18.4	13.3	0	1.8	0	0	0.5	2.1	8.2	91.4	3.2	0	0	0	7.5	0	0		3.8
SD033_SD034	194.8	0	18.6	13.7	0	2.07	0	0.19	0.557	3.22	9.26	87.4	4.38		0					0.064	4.4
SD049_SD050	260	0	12	11	0	0.87	0	0	0.617	3.59	10.22	83.98	4.57		0						-6.2
SD079_SD080	154	0	20.34	14.07	0.16	0.737	0	0	0.621	3.77	9.88	88.8	4.68		0					0	15.2
SD097_SD098	146	0	17	11.7	0	1.4	0	0	0.585	3.57	13.3	73.3	4.53		0					0.04	12.4
SD001_SD002	179	0.03	1.94	29	0	0	0	0	0.41	1.3	8	76.6	3	0	0	0	6.4	0	0		0.3
SD023_SD024	185.2	0	2.09	28.42	0	0.312	0	0.2	0.44	2.32	8.9	84.6	4.1		0					0.065	4.6
SD041_SD042	190	0	0	21	0	0	0	0	0.507	2.611	10.22	78.1	4.46		0						4.3
SD057_SD058	146	0	2.9	23	0	0	0	0	0.496	2.573	9.899	77.8	4.42		0						13.4
SD065_SD066	188	0	2.37	25.76	0	0	0	0	0.503	2.699	9.19	82.8	4.43		0					0	4.7
SD087_SD088	124	0	2.8	24	0	0	0	0	0.481	2.55	10.41	78.41	4.42		0					0	19.9
SD059_SD060	254	0	3	5.5	0	1.6	0	0	0.604	3.61	3.03	105	5.27		0.165						4.8
SD017_SD018	144.8	0.03	1.55	9.65	0	0.14	0	0	0.28	1.4	3.6	52.7	1.7	0.02	0	0	6.7	0	0		-3.8
SD021_SD022	155.2	0	1.49	7.1	0	0.151	0	0.15	0.275	2.24	3.66	49.6	2.11		0.02					0.051	-7.7
SD039_SD040	75	0	0	5.8	0	0	0	0	0.327	2.576	4.53	55.7	2.37		0						32.2

SampleID	HCO ₃ (mg/ L)	Ba (mg/ L)	SO4 (mg/ L)	Cl (mg/ L)	F (mg/ L)	NO3 (mg/ L)	NO2 (mg/ L)	PO4 (mg/ L)	Sr (mg/ L)	K (mg/ L)	Na (mg/ L)	Ca (mg/ L)	Mg (mg/ L)	Fe (mg/ L)	Mn (mg/ L)	Al (mg/ L)	Si (mg/ L)	Ni (mg/ L)	Zn (mg/ L)	P (mg/ L)	Balanço iônico (%)
SD063_SD0 64	86	0	1.271	5.637	0	0	0	0	0.316	2.514	3.67	54.04	2.179		0.033					0	24.0
SD085_SD0 86	106	0	0	8.4	0	0	0	0	0.343	2.36	5.6	58	2.75		0					0	18.6
SD007_SD0 08	188.1	0.03	2.096	29.12	0	0.208	0	0	0.4	1.5	8.1	84.5	3.1	0	0	0.02	6.5	0	0		2.5
SD035_SD0 36	192.4	0	2.21	29.8	0	0.263	0	0	0.445	2.28	8.9	88	4.11		0					0	4.4
SD051_SD0 52	142	0	3.1	25	0	0	0	0	0.504	2.61	10.2	80.7	4.41		0						15.3
SD077_SD0 78	164	0	1.454	28.26	0.12	0	0	0	0.493	2.701	9.63	84.8	4.31		0					0	10.6
SD093_SD0 94	174	0	2.8	25	0	0	0	0	0.473	2.57	12.7	76	4.3		0					0.024	5.9

APÊNDICE E

ANÁLISES GEOQUÍMICAS POR FRX

ID campo	BAC-11 D	BAC-16 B	BAC-17 B	BINF-B04 B	BINF-B05 B	CT-134	CT-135	CT-136 B	CT-137	CT-143 A	CT-148 B	CT-157 A	ML-04 E	ML-07 E	ML-13 A	ML-13 C	NSD-05 B	SOP-28 B	SOP-28 D	Sucupira B
ID Lab	18/188	18/189	18/190	18/191	18/192a	18/193	18/194	18/195	18/196	18/197b	18/198	18/199	18/200	18/201	18/202a	18/203	18/204	18/205	18/206	18/207b
Unidade	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
SiO2	2.51	1.30	0.41	10.63	47.71	0.43	0.42	0.44	0.24	2.75	1.16	7.55	0.48	1.10	6.36	0.11	0.55	0.63	1.42	0.26
TiO2	0.023	0.003	< 0.003	0.127	0.626	0.003	< 0.003	0.010	< 0.003	0.038	0.006	0.093	< 0.003	0.010	0.072	0.003	0.003	0.003	0.010	0.004
Al2O3	0.34	< 0.02	0.02	2.28	13.09	0.09	0.10	0.17	< 0.02	0.88	0.04	1.91	0.04	0.15	1.39	< 0.02	0.04	< 0.02	0.11	< 0.02
Fe2O3	0.20	0.07	0.07	1.00	5.74	0.11	0.11	0.63	0.09	0.44	0.09	0.63	0.13	0.15	0.64	0.05	0.07	0.06	0.10	0.07
MnO	0.004	0.003	0.003	0.029	0.074	0.002	0.004	0.012	0.003	0.007	0.003	0.009	0.003	0.003	0.014	0.002	0.003	0.003	0.004	0.002
MgO	1.71	0.30	0.24	1.06	5.21	0.39	0.50	0.47	0.58	0.58	0.74	0.70	0.48	1.62	0.57	0.38	0.32	0.61	0.74	0.40
CaO	51.86	54.98	55.28	46.62	9.27	56.66	55.85	57.17	55.25	52.07	54.05	45.79	58.56	53.20	50.32	57.98	56.25	54.58	54.14	57.08
Na2O	0.05	0.21	< 0.02	0.27	1.08	< 0.02	0.17	0.04	0.68	< 0.02	0.04	0.00	< 0.02	< 0.02	0.40	0.02	0.70	< 0.02	0.02	0.02
K2O	0.09	0.02	0.03	0.52	3.24	0.02	0.03	0.06	0.02	0.31	0.02	0.60	0.02	0.04	0.38	0.01	0.04	0.02	0.05	0.02
P2O5	0.033	0.030	0.029	0.044	0.108	0.049	0.038	0.073	0.050	0.053	0.028	0.033	0.051	0.040	0.057	0.018	0.044	0.027	0.019	0.049
LoI	42.34	42.11	43.11	36.18	13.58	41.13	43.30	39.93	43.66	41.42	43.40	43.26	38.94	43.38	38.95	40.44	40.60	43.12	42.80	40.65
Total	99.16	99.03	99.19	98.76	99.72	98.89	100.52	99.00	100.57	98.55	99.58	100.58	98.71	99.70	99.16	99.01	98.62	99.05	99.41	98.55
S	5	0	0	992	7907	97	99	108	0	115	55	120	123	150	296	0	0	54	0	0