



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

ESCOLA DE MINAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



AMANDA FREITAS CARVALHO CAPORALI OLIVEIRA

GEOESPELEOLOGIA DA CAVERNA BENTO I,
NORTE DO PARQUE ESTADUAL SERRA DO INTENDENTE - MG

Monografia nº 561

OURO PRETO

Agosto de 2025

Amanda Freitas Carvalho Caporali Oliveira

GEOESPELEOLOGIA DA CAVERNA BENTO I,
NORTE DO PARQUE ESTADUAL SERRA DO INTENDENTE - MG

Monografia do Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, como requisito parcial para a obtenção do título de graduada em Engenharia Geológica.

Orientador: Prof. Dr^a. Maria Eugênia Silva de Souza

Coorientadores: Msc. Pedro Henrique da Silva Assunção e Lorena Oliveira Pires

Ouro Preto

Agosto de 2025

SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO

O482g Oliveira, Amanda Freitas Carvalho Caporali.
Geoespeleologia da caverna Bento I, norte do Parque Estadual Serra
do Intendente - MG. [manuscrito] / Amanda Freitas Carvalho Caporali
Oliveira. - 2025.
84 f.

Orientadora: Profa. Dra. Maria Eugênia Silva de Souza.
Coorientadores: Lorena Oliveira Pires, Me. Pedro Henrique da Silva
Assunção.
Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola
de Minas. Graduação em Engenharia Geológica .

1. Geoespeleologia. 2. Quartzito. 3. Espeleologia. 4. Geomorfologia. I.
Souza, Maria Eugênia Silva de. II. Assunção, Pedro Henrique da Silva. III.
Pires, Lorena Oliveira. IV. Universidade Federal de Ouro Preto. V. Título.

CDU 551.44

Bibliotecário(a) Responsável: Sione Galvão Rodrigues - CRB6 / 2526



FOLHA DE APROVAÇÃO

Amanda Freitas Carvalho Caporali Oliveira

Geoespeleologia da caverna Bento I, norte do Parque Estadual da Serra do Intendente

Monografia apresentada ao Curso de Engenharia Geológica da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para obtenção do título de Engenheira Geóloga

Aprovada em 29 de agosto de 2025

Membros da banca

Professora Doutora Maria Eugênia Silva de Souza - Orientadora (UFOP)
Professor Doutor Isaac Daniel Rudnitzki (UFOP)
Engenheiro Geólogo Marcelo Taylor de Lima (SEE)

Maria Eugênia Silva de Souza, orientadora do trabalho, aprovou a versão final e autorizou seu depósito na Biblioteca Digital de Trabalhos de Conclusão de Curso da UFOP em 24/10/2025



Documento assinado eletronicamente por **Maria Eugênia Silva de Souza, PROFESSOR DE MAGISTERIO SUPERIOR**, em 24/10/2025, às 15:33, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site http://sei.ufop.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **1003471** e o código CRC **75333D75**.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a meus pais e meus avós que tornaram este caminho possível e me ensinaram princípios e valores.

Ao Vitor Oliveira Martins (Pará) pela vida compartilhada com amizade, parceria, carinho e aprendizado.

Agradeço à minha professora e orientadora Maria Eugênia, pelo ensino exemplar e inspirador. E aos amigos que tive a honra de ter como coorientadores: Pedro Henrique da Silva Assunção (Smigol) e Lorena Oliveira Pires (Dislalia), por acreditarem e confiarem em mim, por embarcarem nesse desafio.

À Mariana Barbosa Timo, amiga por quem tenho grande admiração e respeito, e ao Laboratório de Estudos Hidrogeológicos (LEHid/UFGM), especialmente na pessoa do professor Paulo Galvão. Obrigada por fornecerem equipamentos para o enriquecimento deste trabalho.

Ao Raphael Parra por completar nossa equipe de campo com tanta dedicação e competência.

Ao Parque Estadual Serra do Intendente (PESI), especialmente na figura do gestor Marcos Alexandre dos Santos, sempre acessível, por nos receber com alegria e por incentivar o estudo do patrimônio espeleológico local.

Ao Bento Ferreira e ao Bráulio, por nos receberem em sua casa e por fornecerem informações da caverna Bento I.

À Samarco, na pessoa do Gustavo Henrique Prado Pedersoli, por permitir a pesquisa na área.

À Spelayon Consultoria pelas oportunidades que contribuíram para que eu me tornasse uma profissional na espeleologia.

À Sociedade Excursionista e Espeleológica (SEE) por me apresentar o carste e as cavernas, e por me fazer espeleóloga. Pela oportunidade de participar do projeto Ibititur, e pelos amigos em quem confio a minha vida a cada cavernada: Maria Isidora (Zizi), Gabriel Lourenço (Bob), Marcelo Taylor, Lívia Tessarolo, Guilherme Rodrigues (Mini), Rafael Cardoso (Vaca), Bruno Diniz (PKB) e José Neto.

E agradeço a todos os professores e funcionários do Departamento de Geologia (DEGEO), à Escola de Minas (EM) e à Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP) pelo ensino público de qualidade que me tornou engenheira.

RESUMO

Na área norte do Parque Estadual Serra do Intendente, MG, está localizada a caverna Bento I, a maior e mais volumosa dentre as cavernas conhecidas na unidade de conservação, objeto de estudo deste trabalho. A área de estudo está inserida na borda leste da porção sul da Serra do Espinhaço Meridional. Está localizada na bacia hidrográfica do rio Doce e, localmente, pertence à bacia do rio Santo Antônio. A área apresenta-se coberta por rochas metassedimentares do Mesoproterozoico da Formação Galho do Miguel do Supergrupo Espinhaço, em especial os quartzitos finos. Com o objetivo de realizar a geoespeleologia e traçar uma hipótese evolutiva da caverna Bento I, foram realizadas as caracterizações morfoestrutural, geomorfológica e geoespeleológica, que permitiram compreender as relações causais entre o arcabouço litoestrutural, a influência de processos hídricos e a evolução da cavidade. A análise dos lineamentos morfoestruturais e do arcabouço estrutural revelou que o desenvolvimento da cavidade é rigorosamente controlado por famílias de fraturas, a principal com direção predominante WNW-ESE. A morfologia interna da cavidade e a presença de depósitos sedimentares refletem a transição entre as fases químicas e físicas da espeleogênese. Com base nesses dados e na caracterização geoespeleológica, propõe-se um modelo evolutivo em quatro estágios: 1) regime freático e intemperismo químico; 2) rebaixamento do nível de base, instabilidade e colapso; 3) entalhamento vadoso; e 4) fase senil e estabilização de processos. Os resultados validam a espeleogênese da caverna Bento I como indissociável do controle estrutural regional, da atuação de processos hídricos sequenciais e da evolução conjunta do relevo superficial e subterrâneo. Este estudo avança ao propor um modelo conceitual para a espeleogênese em rochas siliciclásticas, estabelecendo um paradigma para futuras investigações. Além da contribuição acadêmica, a pesquisa serve como ferramenta de base para a gestão do Parque Estadual Serra do Intendente, auxiliando em estratégias de conservação e manejo, e fomentando a conservação de seu patrimônio espeleológico.

Palavras-chave: Geoespeleologia; Quartzito; Formação Galho do Miguel; Serra do Intendente.

ABSTRACT

In the northern area of Serra do Intendente State Park, Minas Gerais, Bento I cave is located, which is the largest and most voluminous among the known caves in the protected area, the object of study of this work. The study area is situated on the eastern edge of the southern portion of the Serra do Espinhaço Meridional. It is located in the Rio Doce hydrographic basin and, locally, belongs to the Santo Antônio River basin. The area is covered by Mesoproterozoic metasedimentary rocks from the Galho do Miguel Formation of the Espinhaço Supergroup, particularly fine quartzites. The goal was to perform a geospeleological study and propose an evolutionary hypothesis for the Bento I cave. To achieve this, morphostructural, geomorphological, and geospeleological characterizations were conducted. These analyses helped to understand the causal relationships between the lithostructural framework, the influence of hydraulic processes, and the evolution of the cave. The analysis of morphostructural lineaments and the structural framework revealed that the development of the cavity is strictly controlled by fracture families, the main one with a predominant WNW-ESE direction. The internal morphology of the cavity and the presence of sedimentary deposits reflect the transition between the chemical and physical phases of speleogenesis. Based on these data and the geospeleological characterization, a four-stage evolutionary model is proposed: 1) phreatic regime and chemical weathering; 2) base level lowering, instability, and collapse; 3) vadose entrenchment; and 4) senile phase and process stabilization. The results validate the speleogenesis of Bento I cave as inseparable from regional structural control, the action of sequential hydrological processes, and the joint evolution of the surface and subterranean relief. This study advances by proposing a conceptual model for speleogenesis in siliciclastic rocks, establishing a paradigm for future investigations. In addition to its academic contribution, the research serves as a foundational tool for the management of Serra do Intendente State Park, aiding in conservation and management strategies and fostering the preservation of its speleological heritage.

Keywords: Geospeleology; Quartzite; Galho do Miguel Formation; Serra do Intendente;

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de localização e vias de acesso à caverna Bento I (elaboração da autora).	14
Figura 2: Mapa das áreas de ocorrência de cavernas do Brasil alterado, com pontos de cavidades conhecidas e área de estudo (gerado a partir de dados do CECAP, produzido pela autora). ...	17
Figura 3: Seção transversal idealizada de um Sistema Cárstico Epigênico. Em resumo, a recarga ocorre por meio de sumidouros, dolinas e ao longo do epicarste. Passagens vadosas (formadas acima do nível de base hídrico) incluem abismos e cânions. No nível de base hídrico, a água subterrânea segue gradiente relativamente leve até as nascentes em vales próximos. A maioria das passagens freáticas são tubulares e se formam no nível de base ou logo abaixo dele. Durante as enchentes ou alagamentos (especialmente em caverna rapidamente inundadas pelo escoamento superficial), as passagens freáticas podem ser impedidas de transmitir toda água de recarga, fazendo com que complexas formas sejam elaboradas na zona epifreática (zona de flutuação do nível de água). Largas passagens freáticas são formadas quando o nível de base erosivo permanece em uma mesma elevação por um longo período de tempo, bem como quando ramificações são formadas. Na medida em que o nível de base hídrico é rebaixado e os cursos d'água superficiais exercem erosão para baixo, passagens freáticas tendem a drenar por meio de desvios. Entretanto, antigas passagens freáticas fornecem evidências do antigo nível de base (Modificado de Audra; Palmer, 2015, p.318. Retirado de Travassos, 2019).....	19
Figura 4: Modelos de classificação para os seis principais tipos de dolinas conforme mecanismos genéticos (Adaptado de Waltham; Fookes, 2003, p. 106; Waltham, 2008b, p.292. Retirado de Travassos, 2019).....	22
Figura 5: Modelo de formação de condutos por arenização e <i>piping</i> . Fonte: <i>Silva (2004) adaptado de Wiegand et al. (2004)</i>	23
Figura 6: Processo de fantomização, estrutura da zona de alteração. Fase residual: Matéria orgânica, areias quartzosas, minerais argilosos, óxidos de ferro e alumínio.	25
Figura 7: Padrões planimétricos mais comuns em cavernas. A) Curvilíneo ramificado; B) Anastomosados; C) Labirínticos ou tipo network; D) Espongiformes labirínticos. Fonte: Travassos, 2019.	27
Figura 8: Mapa Hidrográfico da área de estudo (elaboração da autora).	30
Figura 9: Mapa de elevação digital do sudeste brasileiro e oeste africano, mostrando a expressão topográfica do Orógeno Confinado Araçuaí-West África (AWCO). A Faixa Araçuaí	

corresponde a porção externa do AWCO. A área de estudo está indicada pelo retângulo vermelho. (Modificado de Alkmim et al, 2017, in São Francisco Cráton, Eastern Brazil, 2017).

.....32

Figura 10: Perfil estratigráfico da Faixa Araçuaí. As principais sequências, limitadas por inconformidades, são: (STI) Estateriano; (STII) Estateriano II; (C) Caliminiano; (S) Esteniano; (EU) Espinhaço superior; (LM) Macaúbas inferior; (MM) Macaúbas intermediário; (UM) Macaúbas superior; (SO) Sin-orogênicos. A seta vermelha indica a formação Galho do Miguel, que predomina na área de estudo. (Modificado de Alkmim et al, 2017, in São Francisco Cráton, Eastern Brazil, 2017).

.....33

Figura 11: Mapa Geológico da área de estudo (Modificado de CODEMIG, 2012).....35

Figura 12: Caverna Bento I. A) Entrada 1 vista do interior. B) Entrada 3 vista do interior. C) Salão principal. D) Entrada 4 e surgência principal vista do interior. Retirado de Basílio et al., (2022.....37

Figura 13: Mapa da caverna Bento I, produzido em escala 1:200. Cedido por Bento Ferreira.

.....38

Figura 14: Voos de drone realizados em campo. A) e B) primeiro voo realizado, visando produção das ortofotos. C e D) segundo voo realizado, fotos manuais das dolinas e do entorno.

.....41

Figura 15: Mapa com a localização dos termo-higrômetros instalados na Caverna Bento I. ...43

Figura 16: A) e B) datalogger 1 instalado em S1. C) e D) datalogger 2 instalado em S5. E) datalogger 3 instalado em S2.....44

Figura 17: Mapa com a localização dos pontos de medição dos parâmetros físico-químicos da água da caverna Bento I.....45

Figura 18: Medição dos parâmetros físico-químicos de água de fluxo e água de gotejamento da Caverna Bento I. A) água de gotejamento em PA1. B) anotação das medidas observadas em PA2. C) água de fluxo em PA4. D) água de gotejamento em PA5.46

Figura 19: Mapa hipsométrico da região onde a cavidade Bento I está inserida.48

Figura 20: A) Mapa com realce do relevo através de sombreado em escala de cinza. B) Mapa de A) com lineamentos extraídos e plotados em diagrama de roseta com suas direções.

.....49

Figura 21: Fotos de drone da inserção da Caverna Bento I no relevo. Entradas da cavidade indicadas pelas setas vermelhas e círculo amarelo indicando escala humana. A) Vista ortogonal à vertente. B) Vista em planta baixa, entradas 1, 2 e 3 da esquerda para a direita. C) Vista para o norte. D) Vista de montante para jusante.....	50
Figura 22: Mapa da microbacia da Caverna Bento I gerada a partir do MDE obtido por ortofoto.	51
Figura 23: Mapa de setorização da Caverna Bento I. Confeccionado pela autora.....	53
Figura 24: A) Quartzito de coloração amarelo a avermelhado em S2. B) precipitações de óxido de manganês com padrões dendríticos em S2. C) Lente de xisto com contribuições micáceas intercalado com o quartzito em S2. D) Argilominerais depositados no contato entre paredes e teto em S2. E) Representação do quartzito coeso em S5. F) Painel de indicadores cinemáticos (dextral) em S2.	55
Figura 25: Cortes transversais representando as principais morfologias da cavidade e suas respectivas fotos. A) Morfologia retangular observada na entrada principal (S1), suas paredes acompanham planos de fraturas e seu teto acompanha os planos do acamamento. B) Morfologia de teto em cúpula em função do abatimento de blocos do teto em S5. C) Morfologia retangular observada na terceira entrada (S4), suas paredes acompanham planos de fraturas e seu teto acompanha os planos do acamamento.....	56
Figura 26: Cortes transversais representando morfologia fungiforme, associada a diferentes momentos de escavação fluvial na cavidade, e suas respectivas fotos. A) Observada em S3. B) Quarta entrada, em S6.	57
Figura 27: Depósitos clásticos. A) formato semi-cônico com frações entre areia a matação em S1. B) barras cascalhosas no entorno da drenagem em S1. C) semi-cones no Salão do Encontro em S4. D) brecha depositada em S3.....	59
Figura 28: Corte transversal esquemático representando cúpula de abatimento do teto, cone e sessão de depósitos clásticos.	59
Figura 29: Espeleotemas do tipo estalactite: A) do tipo “canudo”, B) formato cônico pela obstrução do “canudo”. Espeleotemas do tipo estalagmite: C) e D) em S2. Espeleotemas do tipo cortina serrilhada: E) em S2 e F) em S3.....	61

Figura 30: Espeleotemas do tipo microtravertino: A) se desenvolvendo no piso em S3. Espeleotemas do tipo coraloide: B) em blocos e no teto do topo de depósitos clásticos em S5.	62
Figura 31: Gráfico com dados do <i>datalogger</i> 1, instalado no setor 1, na entrada principal da cavidade. Início do registro as 13h30 do dia 21/02/25. Término do registro: 13h30 do dia 23/02/25. Retângulos em vermelho indicando maiores temperaturas, retângulos em amarelo indicando menores temperaturas.	63
Figura 32: Gráfico com dados do <i>datalogger</i> 2, instalado no setor 5, no salão principal da cavidade. Início do registro as 13h30 do dia 21/02/25. Término do registro: 13h30 do dia 23/02/25. Retângulos em vermelho indicando maiores temperaturas, retângulos em amarelo indicando menores temperaturas.	64
Figura 33: Gráfico com dados do <i>datalogger</i> 3, instalado no setor 2, no salão principal da cavidade. Início do registro as 13h30 do dia 21/02/25. Término do registro: 13h30 do dia 23/02/25. Retângulo cinza indicando ciclo de 24h até estabilização total do ambiente.....	65
Figura 34: Mapa estrutural da caverna Bento I.	67
Figura 35: A) Diagrama de pólos com medidas de acamamento (S_0). B) Diagrama de pólos com medidas de foliação (S_n).	68
Figura 36: A) Diagrama de pólos com medidas das 4 famílias de fraturas da cavidade Bento I. B) Diagrama de roseta com as direções das 4 famílias de fraturas da cavidade Bento I.	68
Figura 37: A) Diagrama de pólos com medidas do plano de falha medido na cavidade Bento I. B) Diagrama de roseta com as direções do plano de falha medido na cavidade Bento I.	69
Figura 38: Delimitação do acamamento e da F1 na entrada principal.	69
Figura 39: Delimitação do acamamento, da F1 e da F2 no S4 visto em diferentes ângulos....	70
Figura 40: Modelo evolutivo simplificado da caverna Bento I.	74

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Coordenadas UTM das entradas da Caverna Bento I. Datum WGS 84, Zona 23K.	50
Tabela 2: Parâmetros físico-químicos de água de gotejamento e água de fluxo na Caverna Bento I.....	66

SUMÁRIO

1	APRESENTAÇÃO E NATUREZA DO PROBLEMA.....	12
1.1	LOCALIZAÇÃO.....	14
1.2	OBJETIVOS.....	15
1.3	JUSTIFICATIVA.....	15
2	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	15
2.1	SISTEMAS CÁRSTICOS.....	15
2.1.1	O Carste	17
2.1.2	Processo de carstificação ou Espeleogênese	18
2.1.3	Compartimentação do sistema cárstico	19
2.1.4	Geomorfologia cárstica.....	20
2.2	ESPELEOGÊNESE EM CAVERNAS QUARTZÍTICAS.....	22
2.2.1	Arenização e <i>piping</i>	23
2.2.2	Fantomização.....	24
2.2.3	Solubilidade da sílica.....	25
2.3	GEOESPELEOLOGIA EM CAVERNAS QUARTZÍTICAS.....	26
3	CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	28
3.1	USO E OCUPAÇÃO	28
3.2	ASPECTOS FISIAGRÁFICOS	29
3.2.1	Clima e pluviosidade	29
3.2.2	Hidrografia.....	30
3.2.3	Vegetação.....	31
3.2.4	Geomorfologia.....	31
3.3	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL E LOCAL	32
3.4	CAVERNA BENTO I.....	35
4	MATERIAIS E MÉTODOS	39
4.1	LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO	39

4.2	CARACTERIZAÇÃO MORFOESTRUTURAL	39
4.3	INSERÇÃO DA CAVIDADE NO RELEVO	40
4.3.1	Delimitação da microbacia hidrográfica da caverna	40
4.4	CARACTERIZAÇÃO GEOESPELEOLÓGICA	41
4.4.1	Descrição litológica	42
4.4.2	Descrição morfológica.....	42
4.4.3	Descrição dos depósitos clásticos e químicos	42
4.4.4	Caracterização do microclima	42
4.4.5	Caracterização das condições hídricas	44
4.4.6	Arcabouço estrutural.....	46
5	RESULTADOS.....	47
5.1	CARACTERIZAÇÃO MORFOESTRUTURAL	47
5.2	INSERÇÃO DA CAVIDADE NO RELEVO (GEOMORFOLOGIA)	49
5.2.1	Delimitação da microbacia	51
5.3	GEOESPELEOLOGIA	52
5.3.1	Setorização.....	52
5.3.2	Descrição litológica	54
5.3.3	Descrição morfológica.....	56
5.3.4	Depósitos clásticos	57
5.3.5	Depósitos químicos	60
5.3.6	Climatologia subterrânea.....	63
5.3.7	Caracterização hídrica	65
5.3.8	Arcabouço estrutural.....	67
6	DISCUSSÕES	70
6.1	CONDICIONANTES MORFOESTRUTURAIS	70
6.2	ESPELEOGÊNESE.....	72
7	CONCLUSÃO.....	74

1 APRESENTAÇÃO E NATUREZA DO PROBLEMA

Os ambientes cársticos são marcados por relevos ruiformes, apresentam paisagens peculiares compostas por cânions, pináculos, dolinas, drenagens que infiltram no subsolo (sumidouros) e outros (Palmer, 2007). São gerados através da interação dos processos do ciclo hidrológico com as rochas. Esta interação possibilita também a espeleogênese, processo responsável pela formação de cavernas e aquíferos de condutos. A espeleogênese é favorecida pela topografia acidentada e, quando a água encontra descontinuidades na rocha, a dissolução e a remoção de resíduos insolúveis ocorrem com maior eficácia, permitindo a formação de sistemas de condutos e cavernas com ecossistemas únicos (Karmann, 2009).

A ocorrência destas redes de canais subterrâneos não é exclusiva de rochas carbonáticas, embora seja uma associação frequente graças à predisposição que estas apresentam frente à dissolução. No entanto, há registros de feições semelhantes se desenvolvendo nas mais diversas litologias, e conforme vêm sendo estudadas, fortalecem-se as questões acerca da terminologia “carste” enquanto processo e não apenas como forma de relevo (Jennings, 1983). Somente nas últimas décadas a compreensão acerca da carstificação em litologias siliciclásticas ganhou espaço na discussão pré-estabelecida da qual as rochas carbonáticas eram as preponderantes.

No quartzito, assim como em outras rochas siliciclásticas, estas formas de relevo se desenvolvem com processo genético similar, entretanto, dada a baixa solubilidade da sílica, para que o processo de carstificação seja eficaz, são necessárias condições apropriadas para que reações termodinâmicas e cinéticas viabilizem a solubilização destas rochas (Wray, 1997). A velocidade de percolação da água e o processo de incisão, dado por abatimento de paredes e tetos da cavidade, também influenciam diretamente na ampliação de descontinuidades e, por conseguinte, na ampliação de condutos (Piccini & Mecchia, 1999; Piccini & Mecchia, 2009; Klimchouk et al., 2000).

As formas de relevo cárstico em rochas de reatividade baixíssima tem revelado um potencial espeleológico expressivo em diversos locais, como Chade na África central e Kimberly no norte da Austrália (Wray, 1997). O Brasil abriga também um rico patrimônio espeleológico em litologia não carbonática, como as grutas das Torras e da Montanha no estado da Bahia – terceira e sexta maiores do Brasil, respectivamente – e as grutas Martimiano II, do Centenário, da Bocaina e das Bromélias no estado de Minas Gerais – primeira, segunda, quarta e quinta maiores do Brasil, respectivamente. A maior destas atinge um desenvolvimento horizontal superior a 4 km (Rubbioli, E. et al., 2019). Outro patrimônio espeleológico brasileiro e que aqui inclui o local de estudo, são as cavidades que ocorrem na Serra do Espinhaço.

A Serra do Espinhaço é um extenso conjunto de serras e vales que percorre cerca de 1.000 quilômetros pelos estados de Minas Gerais e Bahia. A região conta com grande biodiversidade, riqueza de recursos hídricos, recursos minerais e culturais, reconhecida como Reserva da Biosfera pela Organização das Nações Unidas para a Educação, a Ciência e a Cultura (UNESCO). Dentre as importantes Unidades de Conservação distribuídas em sua extensão, está o Parque Estadual Serra do Intendente (PESI) - na porção sul da Serra do Espinhaço Meridional -, que dispõe de um patrimônio espeleológico pouco conhecido e estudado, sobretudo no que tange à principal litologia em que as cavernas identificadas se desenvolvem, o quartzito.

Geologicamente o PESI está inserido no domínio do cinturão de dobras e falhas da Serra do Espinhaço, formado durante a orogenia Brasileira (e.g. Alkmim et al., 2017). Desta forma, a natureza de suas cavernas se apresenta como uma ferramenta única na elucidação de aspectos do contexto geológico local ou regional, já que a coerência apresentada com as informações registradas em seu interior torna possível a discussão sobre os fatores tectônicos, estruturais e hidrológicos que influenciaram a gênese das cavidades naturais subterrâneas do PESI. Para compreender o funcionamento e a gênese do sistema cárstico, o estudo geoespeleológico é um aliado fundamental, já que viabiliza a caracterização geológica através de suas composições, estruturas e depósitos químicos e sedimentares (Travassos, 2019).

O Plano de Manejo do PESI, apresenta a Caverna Bento I como a cavidade mais volumosa da área. Possui quatro entradas localizadas em depressões fechadas e irregulares, salões volumosos, e numerosos depósitos clásticos e químicos – notáveis nesta litologia – por toda sua extensão. Sua projeção horizontal soma 305,60 metros, com área de 3.185,90 m² e volume de 15.353,997 m³. A caverna se desenvolve em quartzitos finos, de coloração variando do vermelho ao branco, com venulações de quartzo concordantes às camadas e fraturas e falhas de diferentes tamanhos em toda a cavidade. Depósitos orgânicos são encontrados nas proximidades das entradas e guano em locais pontuais, além disso ocorrem abrigos de morcegos e invertebrados (Basílio et al., 2022). Diante desse contexto, a Caverna Bento I configura-se como um laboratório natural privilegiado para o estudo do carste em rochas quartzíticas, oferecendo condições singulares para investigar a interação entre processos estruturais, hidrológicos e espeleogenéticos. Assim, este trabalho visa contribuir para o entendimento dos mecanismos responsáveis por sua gênese e evolução.

1.1 LOCALIZAÇÃO

A Caverna Bento I está inserida a norte da área do Parque Estadual Serra do Intendente, nas proximidades do povoado de Candeias, no distrito Itacolomi, município de Conceição do Mato Dentro, no estado de Minas Gerais (MG). Sua entrada principal encontra-se nas coordenadas UTM 644076 E; 7901381 S, no Datum WGS 84; a uma altitude de 1.190 metros, na propriedade de Bento Ferreira. A partir da capital, Belo Horizonte/MG, o acesso é feito pela MG-010 ou MG-020, em direção ao Parque Nacional da Serra do Cipó. Prossegue-se pela MG-010 até Conceição do Mato Dentro, a partir daí toma-se a saída à oeste, passando pelo distrito de Itacolomi até chegar no povoado de Candeias. Ao todo somam-se aproximadamente 192 km.

Para acessar a caverna, é necessário sair de Candeias, Itacolomi – MG rumando para o Cânion do Peixe Tolo, cerca de 2,6 km em estrada vicinal, acessando a primeira entrada à oeste, onde segue-se por 2,2 km até o pé da serra. Daí em diante, a subida é por caminhada, passando por uma entrada do parque sinalizada por placa. Até a entrada principal da caverna caminha-se cerca de 6 km, seguindo a trilha de acesso à cachoeira da Gurita. Próximo à entrada 1 a trilha é margeada por uma depressão de aproximadamente 20 metros a noroeste. A nordeste da trilha, há duas outras depressões, onde se localizam as entradas 2 e 3 da caverna. O mapa de localização e vias de acesso é apresentado na Figura 1.

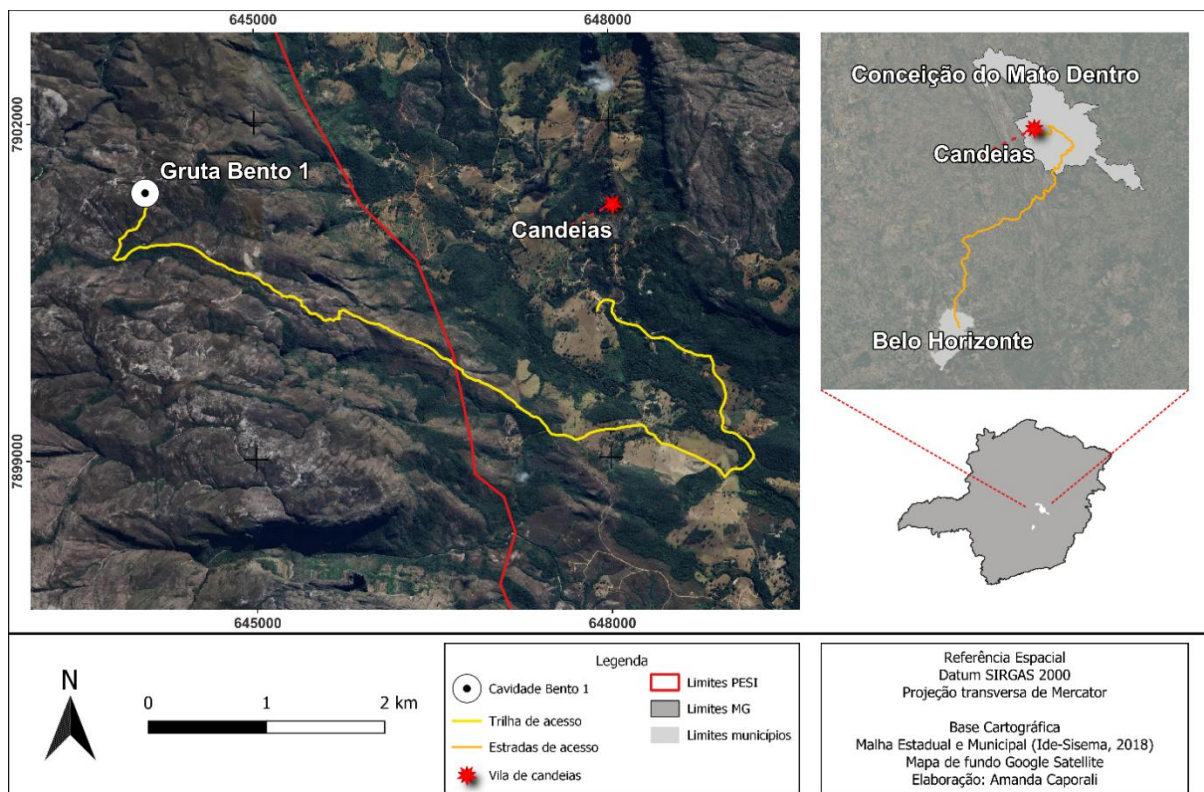


Figura 1: Mapa de localização e vias de acesso à caverna Bento I (elaboração da autora).

1.2 OBJETIVOS

O objetivo principal deste trabalho de conclusão de curso é caracterizar o sistema cárstico e discutir a gênese da Caverna Bento I através de evidências morfoestruturais e geoespeleológicas.

1.3 JUSTIFICATIVA

A investigação das cavidades brasileiras dedicada à fauna, flora, geociências, turismo e ciências socioambientais tem auxiliado largamente na produção de Planos de Manejo Espeleológico (PME). De forma análoga, este trabalho visa contribuir com o PME do Parque Estadual Serra do Intendente (PESI), possibilitando a transmissão de conhecimento de forma acessível e educativa para a comunidade, além de auxiliar no zoneamento das cavidades para uso turístico, através da determinação de setores que apresentem vulnerabilidades ou riscos.

As cavernas já identificadas no PESI se desenvolvem em rocha siliciclástica, um atributo de ambientes cársticos ainda pouco estudados no Brasil, principalmente se comparado às pesquisas cársticas desenvolvidas em rochas carbonáticas. O estudo contribui também para análise e classificação do grau de relevância e delimitação da área de influência da caverna no que tange aos atributos do meio físico. De forma geral, fomenta a preservação do patrimônio espeleológico reconhecendo seu valor científico.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Neste capítulo são abordados aspectos teóricos que embasam a realização deste trabalho, abrangendo conceitos básicos, como sistemas cársticos, espeleogênese, espeleogênese em cavernas quartizíticas e geoespeleologia em cavernas quartizíticas.

2.1 SISTEMAS CÁRSTICOS

Carste é o termo utilizado para descrever um estilo especial de paisagem que contém cavernas e extensos sistemas de água subterrânea, desenvolvido em rochas especialmente solúveis, como calcário, mármore e gipsita. Grandes áreas da parte continental da Terra, que não estão cobertas por gelo, estão sobrejacentes ao carste desenvolvido em rochas carbonáticas e aproximadamente 20-25% da população global depende, em grande parte ou totalmente, de águas subterrâneas obtidas delas. Esses recursos estão sob crescente pressão e necessitam urgentemente de reabilitação e gestão sustentável (Ford & Williams, 2007, p. 1).

Karman e Sallum Filho (2007) propõem que, do território continental brasileiro, aproximadamente 2,8% é constituído por áreas cársticas em rochas carbonáticas, aflorantes ou

não. Rubbioli, E. et al., (2019) atualizam este valor para 3,1% e indicam que 4,6% do Brasil é composto por áreas cársticas em rochas siliciclásticas - cerca de 390.619 km² -.

Em 2011 o Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas (ICMBio/CECAV) apresentou, em escala regional, um mapa do país com 19 províncias cársticas, áreas com potencialidade de ocorrência de cavernas, em diferentes litologias. Em 2018, a partir da sobreposição da base de dados do Cadastro Nacional de Informações Espeleológicas (CANIE) com variados dados geológicos da CPRM, do IBGE, da MINEROPAR e da SIGMINE, o CECAV elaborou o Mapa das Áreas de Ocorrência de Cavernas do Brasil, contendo as 17.875 cavernas registradas na época. Atualmente, o número de cavidades registradas é de 29.937 (CANIE, 2025).

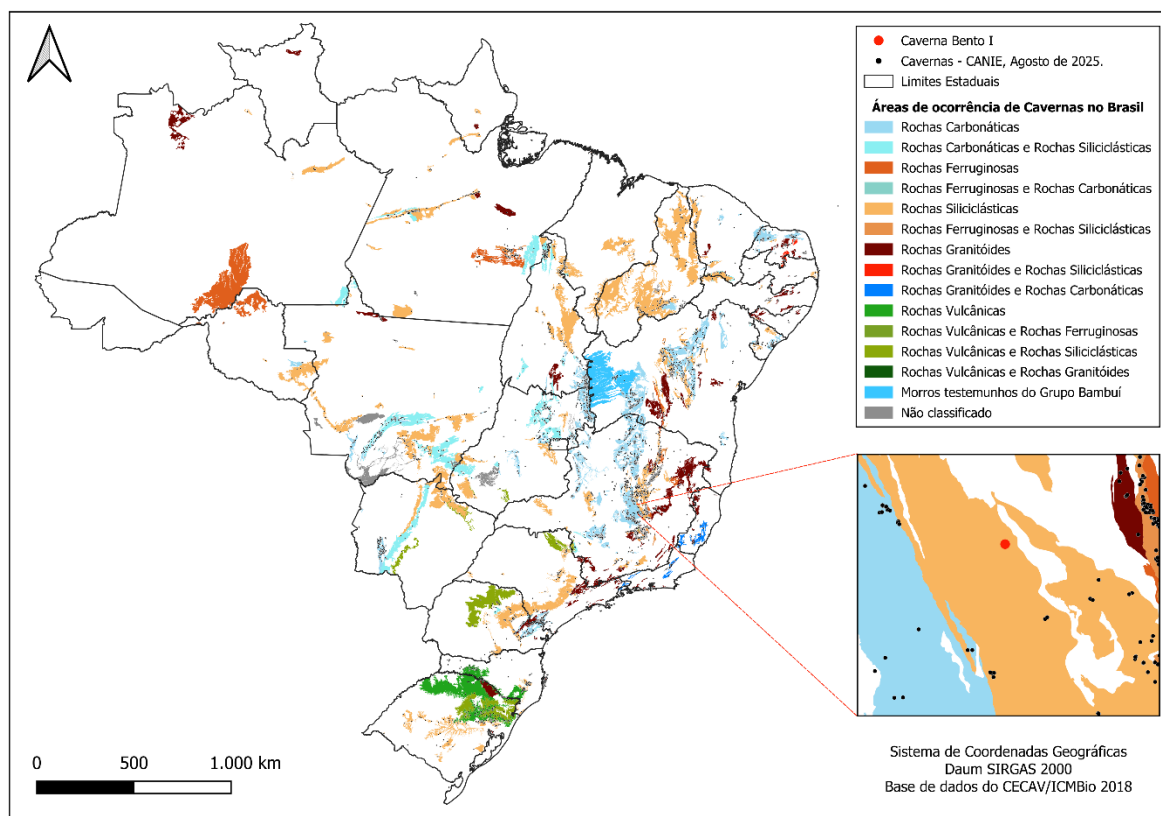


Figura 2: Mapa das áreas de ocorrência de cavernas do Brasil alterado, com pontos de cavidades conhecidas e área de estudo (gerado a partir de dados do CECAV, produzido pela autora).

2.1.1 O Carste

O termo “carste” foi primeiro postulado pelo sérvio Jovan Cvijic (1865-1927), nascido na região de Kras (palavra eslovena que originou, nas línguas germânicas, o termo karst – como acabou mundialmente conhecido e, como era entendido, um tipo de relevo). Cvijic descreve formas superficiais desenvolvidas em rochas calcárias, podendo ocorrer também em rochas análogas com alguma proporção de carbonato de cálcio, composição que lhes confere boa reatividade à água, especialmente à água acidulada. Solubilidade e permeabilidade foram então observadas como propriedades fundamentais para que houvesse dissolução nestas rochas e, portanto, características específicas do relevo cárstico em detrimento do relevo desenvolvido em outros tipos de rocha. A partir daí as bases da carstologia (ciência do carste) foram estabelecidas (Hardt et al. 2010).

A definição de “carste” do ponto de vista geomorfológico se manteve profundamente arraigada na literatura, muitas vezes sendo descrita como paisagem ou terreno distintivos, mas sem especificar suas características e propriedades. A ausência de especificações acerca de suas características deixou implícito que tal forma de relevo teria origem na dissolução e que somente era desencadeado em superfície. Na evolução da discussão o carste também foi tratado

como ambiente geológico, conjunto de fenômenos e processos, e como sistema. Contudo, o intenso progresso nos estudos espeleogenéticos é que tem sido protagonista nas mudanças que estão ocorrendo na compreensão geral do carste (Klimchouk, 2015).

2.1.2 Processo de carstificação ou Espeleogênese

Klimchouk (2015) aborda a espeleogênese como um processo fundamentalmente atrelado de transferência/transporte de massa derivados do fluxo de água subterrânea, o qual se encarrega do equilíbrio/desequilíbrio do sistema água-rocha. O desenvolvimento espeleogenético exige que os efeitos de dissolução causados por desequilíbrios se acumulem ao longo do tempo ou se concentrem em áreas rochosas limitadas. Assim, em um dado meio rochoso, a interação água-rocha e a distribuição de seus efeitos são determinadas pelas características hidrodinâmicas do fluxo subterrâneo, revelando que a perspectiva hidrogeológica é essencial na compreensão da espeleogênese e do carste.

Sob a interpretação das diferentes características hidrodinâmicas, a espeleogênese é classificada em dois tipos principais: hipogênica e epigênica (Klimchouk et al., 2000). A hipogênese ocorre quando estruturas de permeabilidade são ampliadas com a dissolução causada por fluidos ascendentes, oriundos de fontes internas ou distantes, independentes da recarga superficial direta, e está associada a aquíferos confinados sob pressão e entre camadas de menor permeabilidade (Klimchouk, 2007). Já a epigênese se desenvolve próximo à superfície terrestre, com a ação de águas meteóricas que recarregam aquíferos livres, caracterizando uma hidrodinâmica aberta. Nesse caso, o equilíbrio químico no sistema água-rocha está diretamente ligado à dissolução. De forma que estes tipos de carste se diferem pelas condições de contorno, geoquímica, hidrodinâmica dos regimes de fluxo e pela gênese (Klimchouk, 2015).

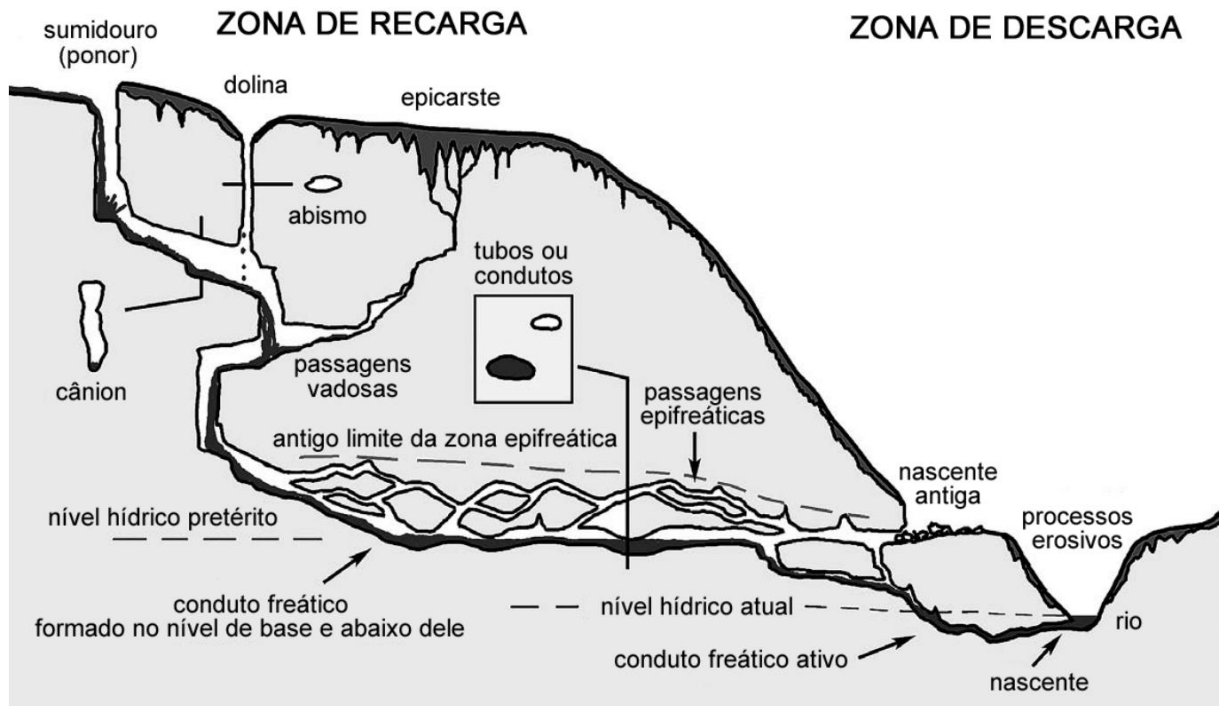


Figura 3: Seção transversal idealizada de um Sistema Cárstico Epigênico. Em resumo, a recarga ocorre por meio de sumidouros, dolinas e ao longo do epicarste. Passagens vadasas (formadas acima do nível de base hídrico) incluem abismos e cânions. No nível de base hídrico, a água subterrânea segue gradiente relativamente leve até as nascentes em vales próximos. A maioria das passagens freáticas são tubulares e se formam no nível de base ou logo abaixo dele. Durante as enchentes ou alagamentos (especialmente em caverna rapidamente inundadas pelo escoamento superficial), as passagens freáticas podem ser impedidas de transmitir toda água de recarga, fazendo com que complexas formas sejam elaboradas na zona epifreática (zona de flutuação do nível de água). Largas passagens freáticas são formadas quando o nível de base erosivo permanece em uma mesma elevação por um longo período de tempo, bem como quando ramificações são formadas. Na medida em que o nível de base hídrico é rebaixado e os cursos d'água superficiais exercem erosão para baixo, passagens freáticas tendem a drenar por meio de desvios. Entretanto, antigas passagens freáticas fornecem evidências do antigo nível de base (Modificado de Audra; Palmer, 2015, p.318. Retirado de Travassos, 2019).

2.1.3 Compartimentação do sistema cárstico

O sistema cárstico foi por muito tempo compartimentado em função do seu entendimento enquanto produto geomorfológico de processos superficiais. A literatura europeia (Bögli, 1980) se valeu do termo “exocarste” para se referir à porção externa do relevo cárstico, incluindo as formas de relevo e os processos superficiais resultantes da interação entre a água e a rocha. Região sujeita a processos intempéricos, erosivos e de sedimentação, que moldam feições como dolinas, lapiás e escarpas cársticas. E utilizou o termo “endocarste” para se referir à porção subterrânea, moldada pelos processos de dissolução, conduzindo especialmente à formação de cavidades subterrâneas.

Termos que Klimchouk (2015) afirma serem empregados de forma equivocada na literatura uma vez que, para a geociência, “exógeno” diz respeito a processos de energia externa e “endógeno” às energias de fontes internas do planeta. Considerando a divisão da crosta e a circulação de fluidos, Andreychouk et al. (2009) considera que o exocarste se trata da parte

superior da crosta, em profundidades de 500 a 7.000 m, com temperaturas moderadas, inferiores à faixa de 80 a 100°C, sob pressões hidrostáticas e com atuação de recargas meteóricas.

Para Klimchouk (2012), porém, o “exocarste” se aproxima da definição de carste epigênico – que se desenvolve em profundidades ainda mais rasas, sob a circulação de água subterrânea com recarga meteórica direta –, onde predomina a espeleogênese epigênica. Propondo então que o epicarste está contido no exocarste como uma zona subcutânea. Enquanto o hipocarste é definido como zona intermediária entre exocarste e endocarste, acima do intervalo de máxima compactação, onde predomina a espeleogênese hipogênica. E o endocarste, segundo Andreychouk et al. (2009), enquadra a parte mais inferior da crosta, com profundidades abaixo de 7.000 m, onde as temperaturas são maiores que 80 a 100°C, as pressões excedem a hidrostática, e há presença de circulação de fluidos mais agressivos, podendo formar cavernas por processos endógenos.

Na condição de classificar os tipos de carste em estágios evolutivos, Klimchouk (1996; 2000; 2015) considera a evolução geológica e os processos diagenéticos e tectônicos, que ocorrem ao longo do soterramento, soerguimento, desgaste erosivo e mudanças geomorfológicas.

2.1.4 Geomorfologia cárstica

Os tipos cársticos hipogênico e epigênico têm relações essencialmente diferentes com a geomorfogênese. Os sistemas cársticos hipógenos normalmente não têm expressão geomórfica, enquanto os epigênicos, graças às condições da proximidade superficial em que se desenvolve, estão diretamente vinculados à paisagem. A carstificação epigênica depende da evolução da paisagem, que define as condições de exposição, recarga e drenagem da rocha solúvel, moldando os gradientes hidráulicos iniciais. No início, o relevo controla o desenvolvimento do carste, mas em estágios avançados, o próprio carste passa a influenciar significativamente a formação do relevo (Klimchouk, 2015).

Ford e Williams (1989; 2007) sintetizam uma classificação funcional das formas superficiais diferenciando-as em formas de recarga hídrica, de descarga e residuais. As formas de recarga – entrada de água no sistema –, abarcam tipos diversos de depressões: dolinas; uvalas; poljés; vales cegos; sumidouros; campos de lapiás; e epicarste. As formas de descarga – saída de água do sistema –, incluem: surgências; planícies com relevos residuais; e feições de acumulação, como represas de travertino e tufas. E as formas residuais são comumente descritas

como torres, cones, mogotes e morros isolados, alojados em uma planície. Aqui receberão atenção as dolinas e as cavernas, como parte substancial deste trabalho.

As cavernas são feições cársticas subterrâneas originadas pelo processo de espeleogênese, atuando principalmente como forma de transferência, canalizando o escoamento entre zonas de recarga e descarga. Pode ainda atuar como recarga e descarga no caso de sumidouros e surgências, por exemplo. São caracterizadas por possuir depósitos químicos, clásticos e orgânicos, constituindo formas complexas, como redes de condutos e galerias, influenciadas, sobretudo, pela geologia, química e mecanismos hidrodinâmicos. Podem ser descritas por seu tamanho e morfologia (White, 1988). Atualmente a legislação brasileira adota a definição (antropocêntrica) de cavidade natural subterrânea como todo e qualquer espaço subterrâneo acessível pelo ser humano, conforme descrito no artigo 1º do Decreto Federal nº 6.640/2008.

As dolinas se apresentam como formas particularmente fechadas circulares ou ovais, cuja largura é maior que a profundidade. Ocorrem desde pequenas formas até mesoformas, atingindo dezenas de metros (Sauro, 2003). Podem conter água ou não, e são geneticamente distinguidas em diversas tipologias, das quais são mais conhecidas as dolinas de dissolução e as de colapso (Figura 4). A primeira se forma pela dissolução da rocha e geralmente apresenta formas cônicas. A segunda se forma por processos mecânicos que atuam entre o solo e a rocha remanescente do colapso do teto e das paredes, e que estão associados ao controle estrutural da rocha. Podem ser simétricas ou não (Kohler, 1992).

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

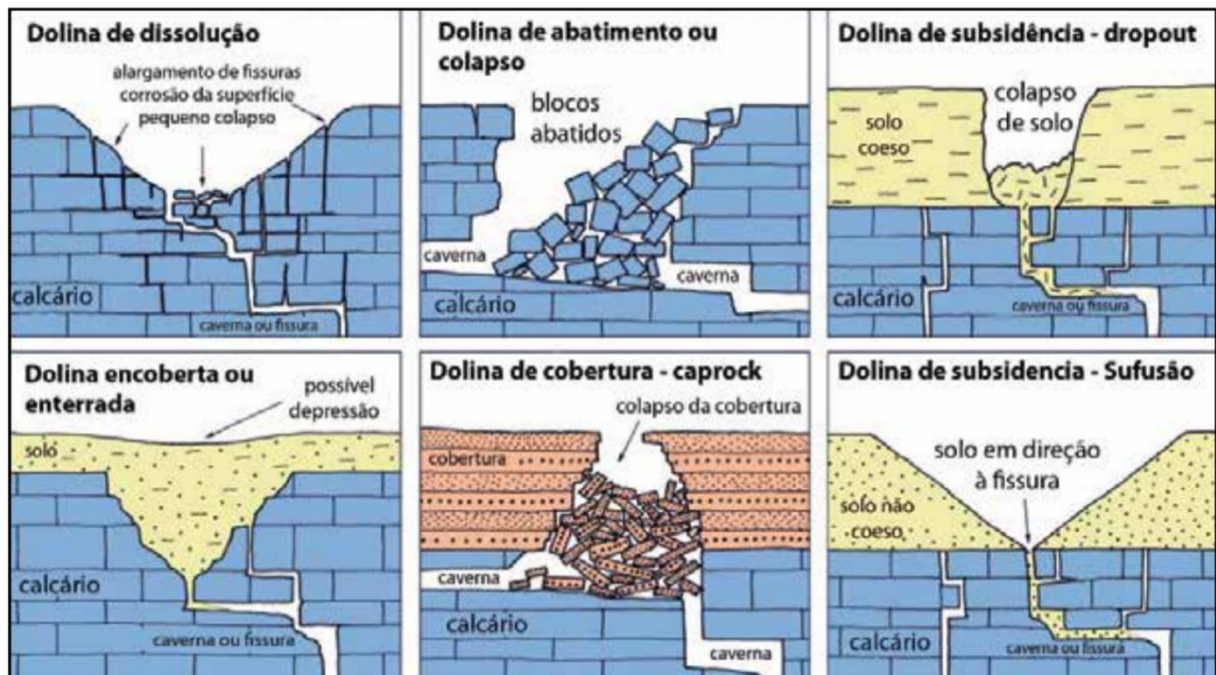


Figura 4: Modelos de classificação para os seis principais tipos de dolinas conforme mecanismos genéticos (Adaptado de Waltham; Fookes, 2003, p. 106; Waltham, 2008b, p.292. Retirado de Travassos, 2019).

2.2 ESPELEOGÊNESE EM CAVERNAS QUARTZÍTICAS

A espeleogênese se trata da evolução do sistema cárstico como um todo, desde a atuação da dissolução em superfície até a formação de cavernas. Quando acessíveis, as cavidades permitem a análise de formas de variadas escalas, capazes de fornecer informações sobre todo o sistema (De Waele et al., 2009).

A partir da década de 70 os estudos sistemáticos de “carstificação” em outros tipos de rochas, incluindo areníticas e quartzíticas – resistentes quimicamente –, avançaram e elucidaram os processos que dão origem a estas formas. Assim, que se irromperam ainda mais questões acerca da terminologia “carste”. Sob a ótica dos processos e não apenas da litologia, Jennings (1983) expôs que a dissolução, embora desempenhe um papel importante, não necessariamente impera no desenvolvimento do carste. Apontamento que posteriormente foi compartilhado e ampliado por outros estudiosos da área (Fabri et al. 2014).

Para compreender a carstificação em litologias distintas, com ou sem componentes carbonáticos, foram propostas teorias recentes a respeito de uma fase primária de formação que antecede o desenvolvimento do sistema cárstico, o primocarste (pré-carste) (Quinif, 2010; e Rodet, 2012). O primocarste, diferente do “carste tradicional”, ocorre sem a remoção total do material que sofreu intemperismo químico (alterita).

Os trabalhos mais conceituados a respeito do primocarste sugerem processos de carstificação como casos específicos resultantes de arenização ou de fantomização. Em ambos, a rocha é inicialmente modificada em ambiente de baixa energia, no qual predominam processos químicos que geram material alterado (rocha arenizada ou fantomizada). Em seguida esse material é transportado em processos hidrológicos de maior energia, promovendo abertura de condutos iniciais. A distinção entre esses dois modelos reside, principalmente, na alteração química envolvida: na arenização, o intemperismo químico atua apenas sobre constituintes silicosos, enquanto na fantomização ocorre o ataque químico a componentes mais solúveis da rocha. No entanto, rochas formadas por sílica associada a minerais mais solúveis podem ter sido afetadas simultaneamente por ambos os processos (Pontes et al., 2022).

2.2.1 Arenização e *piping*

Martini (1979; 1982) e Jennings (1983) descrevem um processo espeleogenético controlado por um intemperismo químico lento em que água e ácidos orgânicos atuam no domínio intergranular promovendo dissolução do cimento e dos sobrecrescimentos de grãos. Esse processo leva à redução da coesão entre os grãos e é denominado “sanding” (arenização). A etapa subsequente, em que a erosão mecânica remove os grãos desprendidos, é denominada “piping” (Figura 5).

Wray e Sauro (2017) acrescentam ainda que, para a arenização ocorrer, a rocha deve ser essencialmente monominerálica, composta predominantemente por quartzo, com arcabouço e cimento silicoso. Nessa condição, a dissolução remove apenas parte dos grãos de quartzo, resultando em uma rocha altamente porosa ou, em alguns casos, em areia completamente solta. A arenização ocorre preferencialmente ao longo de fraturas, planos de estratificação e fissuras estreitas, onde a baixa velocidade da água favorece um maior tempo de reação entre o fluido e a rocha (Piccini & Mecchia, 2009).

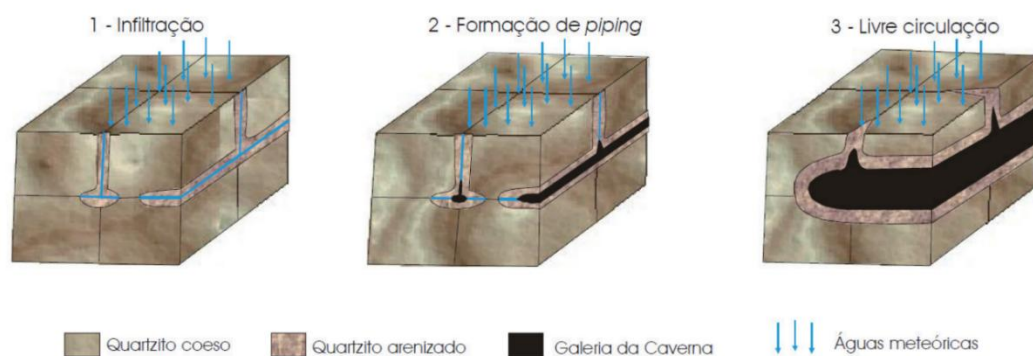


Figura 5: Modelo de formação de condutos por arenização e *piping*. Fonte: Silva (2004) adaptado de Wiegand et al. (2004).

2.2.2 Fantomização

O processo de fantomização envolve casos em que a rocha apresenta composição poliminerálica, em que compreende componentes mais solúveis, que são dissolvidos, e deixam minerais residuais menos solúveis preservados (Wray e Sauro, 2017). De acordo com Rodet (1996; 2014) e Quinif (2010), a carstificação por fantomização inicia-se com a transformação geoquímica da rocha pela água, gerando a primeira alterita em subsuperfície. Este material poroso retém mais água, intensificando as trocas geoquímicas e a formação de mais alterita. Esta fase primordial prepara o canal onde o fluxo concentrado futuro se formará. É crucial notar que todo dreno cárstico por dissolução passa por essa fase, mas sua progressão não é obrigatória. O conceito foi sistematizado a partir da Gruta Mansonnière (França), onde se identificou que os preenchimentos das galerias não eram depósitos aluviais, mas saprólito *in situ* (alterita).

É chamado fantomização, pois resulta no “fantasma de rocha”, onde a rocha é quimicamente transformada com a migração de elementos solúveis e retenção de sólidos residuais. Nesta alteração isovolumétrica, a rocha mantém sua textura, estrutura e volume originais, assemelhando-se macroscopicamente ao seu estado anterior. A carstificação é um caso particular de fantomização, diferenciando-se pela ação da hidrodinâmica, que remove totalmente o material e forma galerias, ao contrário da fantomização comum. Para essa evolução, é crucial uma infiltração de água concentrada em pontos específicos da superfície, associada a fissuras na rocha (Quinif, 2010).

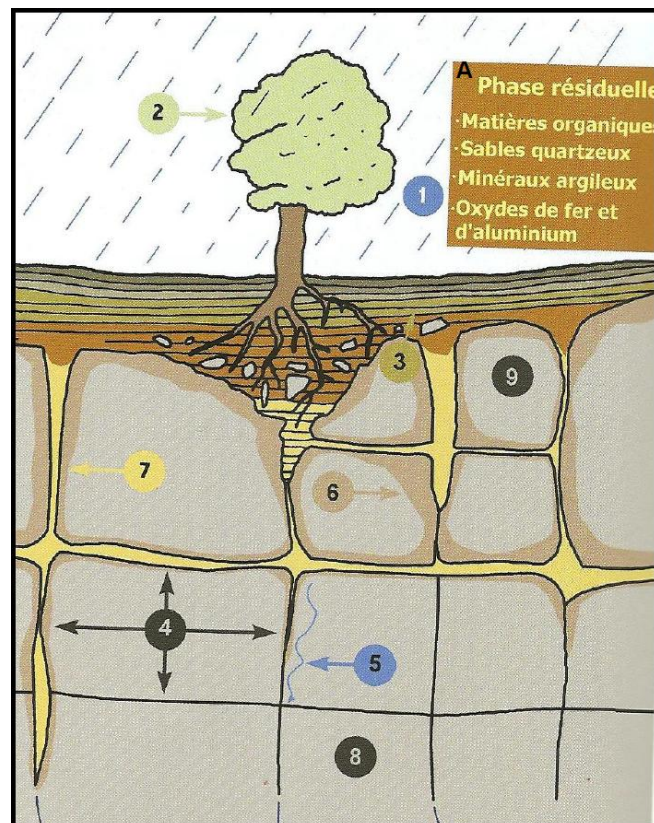


Figura 6: Processo de fantomização, estrutura da zona de alteração. Fase residual: Matéria orgânica, areias quartzosas, minerais argilosos, óxidos de ferro e alumínio.

Corte mostra o princípio da formação de um solo (3) como resultado de elementos climáticos (1) e biológicos (2) atuando sobre a rocha mãe (8). Esta última é cortada por fraturas (4) por onde passa a água acidificada. A alteração da rocha avança da superfície para baixo, mas também a partir das paredes formadas pelas fendas (7). Uma borda de alteração avança para o interior da rocha sã, isolando progressivamente os blocos de rocha (9), limitados por zonas de alteração de todos os lados. Os elementos dissolvidos são evacuados com as águas subterrâneas (5). Os elementos residuais que permanecem no local na base do solo e preenchem as fissuras alargadas (7). (Quinif, 2010. Retirado de Vasconcelos, 2014).

2.2.3 Solubilidade da sílica

O intemperismo químico de minerais silicatados mais solúveis que a sílica pura, como micas e feldspatos é responsável pela maior parte da concentração de sílica em águas naturais (Young & Young, 1992). Os minerais de sílica pura mais relevantes para o processo de carstificação são o quartzo, a sílica amorfa e a opala-A, dado o predomínio que exercem em rochas siliciclásticas. A sílica é um elemento que exige condições especiais de dissolução em função da alta estabilidade que apresenta em temperaturas comuns da superfície terrestre, fator responsável pela baixa taxa de intemperismo químico em rochas quartzosas (Wray, 1997b; 2013). As propriedades que Yariv & Cross (1979) aponta sendo capazes de interferir na solubilidade da sílica são: o estado no qual a sílica se encontra (grau de cristalização ou fase amorfa); temperatura; pH, tempo de reação; presença de sais, e compostos orgânicos e inorgânicos.

A forma mais elementar para a reação de dissolução da sílica pura é apresentada por Henderson (1982), onde a hidratação da sílica gera ácido silícico. Entretanto, o ataque químico em minerais silicatados como o feldspato potássico pode levar à formação de fases sólidas como ácido silícico e caulinita. Quando em solução, o ácido pode precipitar-se como sílica amorfa ou participar da formação de novas argilas. Com o tempo, a sílica (opala) pode ser transformada em cristobalita-tridimita, calcedônia e, enfim, quartzo (Wray, 1999; 2013).

Outras propriedades que modificam a solubilidade da sílica são a temperatura e o pH. Ao exceder os 100°C a velocidade da reação se torna suficiente para aumentar o grau de dissolução (Szcerban & Urbani, 1974). Para a sílica amorfa a solubilidade é invariável em pH entre 2 e 9, enquanto que, para o quartzo pH entre 3 e 8 é mais estável. Embora não haja congruência para o comportamento da solubilidade em ambientes ácidos, em condições alcalinas ambos demonstram aumento de solubilidade. Sendo assim, elementos alcalinos em solução promovem o mesmo efeito (Wray, 2013).

Alguns autores indicam participação biológica na dissolução de determinadas rochas siliciclásticas. Por exemplo, Barton & Jurado (2007) sugerem que plantas e fungos atuam na decomposição física e química das rochas, respectivamente. E Romaní et al. (2003) e Lundberg et al. (2010a; 2010b) sugerem a contribuição de bactérias na dissolução do quartzo e transformação deste em sílica biogênica (opala-A).

2.3 GEOESPELEOLOGIA EM CAVERNAS QUARTZÍTICAS

A geoespeleologia é responsável pela caracterização física e geológica de cavernas, onde são estudados aspectos litológicos, morfológicos, estruturais e deposicionais. A descrição geológica considera fatores próprios de cada litologia como solubilidade, dureza e resistência ao intemperismo e erosão (Bögli, 1980). Os padrões de desenvolvimento da caverna são mais visíveis com o auxílio de mapas topográficos espeleológicos, que viabilizam a classificação morfológica através das geometrias apresentadas relacionando-as com sua formação. Em planta, as formas geométricas mais comuns são: a) curvilíneo ramificado, associado a pontos de recarga; b) anastomosado, influenciado por oscilações na zona epifreática; c) labiríntico, regido pela migração da água em fraturas do arcabouço rochoso; e d) espongiforme labiríntico, onde comanda a porosidade primária elevada (Figura 7) (Palmer, 1991; Travassos, 2019).

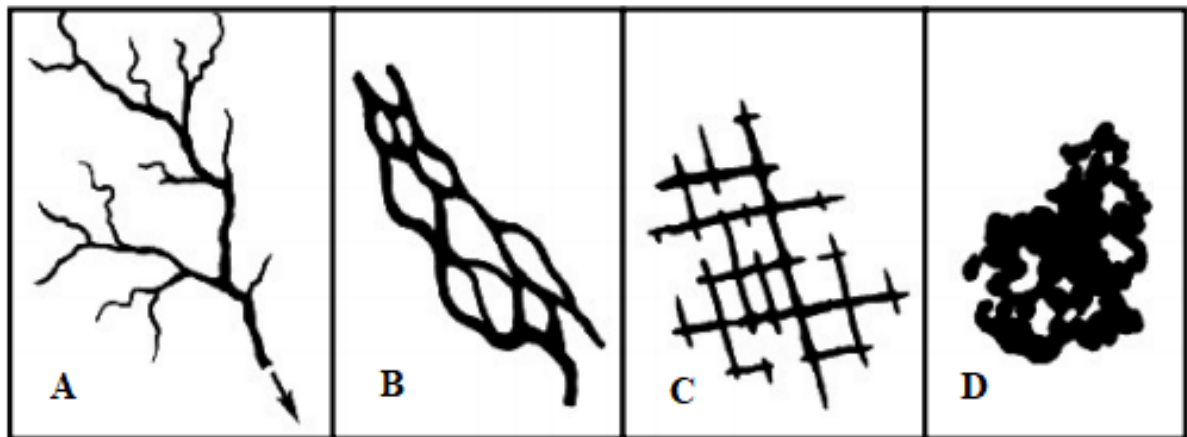


Figura 7: Padrões planimétricos mais comuns em cavernas. A) Curvilíneo ramificado; B) Anastomosados; C) Labirínticos ou tipo network; D) Espongiformes labirínticos. Fonte: Travassos, 2019.

A configuração de um sistema cárstico quartzítico depende também do tamanho das discontinuidades, tendo em vista que quartzitos apresentam baixa porosidade primária, e das diferentes resistências que as camadas rochosas podem apresentar frente ao intemperismo químico, uma vez que controlam o fluxo hídrico (Wray, 1997b; 2010).

No quartzito, os depósitos químicos, nomeados “espeleotemas”, além de menos comuns, ocorrem em menor variabilidade e pequenas dimensões. Geralmente, são observados em forma de coralóides e estalactites, embora todas respondam à premissa, proposta por Wray (1997), de que a formação do espeleotema acontece à medida que a água presente na estrutura dos minerais evapora, restando camadas de sílica.

Em ambientes cavernícolas desenvolvidos em rochas siliciclásticas ocorre precipitação de minerais amorfos de alumínio e sílica hidratada — principalmente alofana e, em menor proporção, sílica opalina — (Webb & Finlayson, 1984). Sua gênese está vinculada a processos de intemperismo químico ácido e hidrólise de minerais aluminosilicáticos, como feldspatos e micas. A circulação de águas ligeiramente ácidas e ricas em sílica coloidal promove a liberação de íons Al^{3+} e $\text{Si}(\text{OH})_4$, que se combinam sob condições de pH entre 4 e 6 e baixa saturação de CO_2 , originando géis aluminosilicáticos. Esses géis sofrem polimerização e desidratação gradual, formando agregados amorfos de alofana que revestem paredes, tetos e superfícies de gotejamento na forma de películas, crostas e pequenas estalactites translúcidas.

Segundo Webb & Finlayson (1984), a precipitação é fortemente controlada por microvariações de pH e Eh, e ocorre preferencialmente em zonas de ventilação estável e fluxo lento de percolação. A análise mineralógica dos espeleotemas australianos demonstrou uma composição predominante de $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 1,3\text{SiO}_2 \cdot 2,5\text{H}_2\text{O}$, típica da alofana, com estruturas

esferoidais nanométricas observadas em microscopia eletrônica, indicando sua natureza coloidal. Esses espeleotemas representam, portanto, um indicador geoquímico de ambientes subterrâneos silicosos sob condições tropicais úmidas, onde a dissolução de aluminossilicatos substitui a dissolução carbonática como principal processo espeleogenético.

Neste trabalho os sedimentos químicos serão classificados a partir da descrição feita por Auler e Piló (2019), baseada nas características de fluxo dos fluidos, considerando morfologia e gênese. Os tipos de depósitos químicos são: águas gotejantes, que incluem estalactites, estalagmites, colunas, cortinas e escorrimentos; águas circulantes, que inclui travertinos; águas estagnadas, que incluem jangadas, pérolas e dente de cão; águas de exsudação, que inclui helictites; e águas de condensação, que inclui coralóides (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**).

Os depósitos clásticos se tratam de sedimentos compostos por fragmentos erodidos de rochas preexistentes, que são transportados e depositados nas cavernas por agentes mecânicos como vento, água, gravidade, ação de ondas e gelo. Do ponto de vista da proveniência dos sedimentos, os depósitos clásticos podem ser classificados como alóctones, uma contribuição de sedimentos externos que são transportados e remobilizados para o interior da cavidade através de águas meteóricas, drenagens e vento; e como autóctones, sedimentos internos, os quais são submetidos a erosão, transporte e deposição na própria cavidade (Gillieson, 1996; Springer, 2005; White 2007). Ford e Williams (2007) ressaltam que a lei da sobreposição (um depósito superior é mais jovem do que um depósito inferior sobre o qual repousa) é frequentemente violada em função de desmoronamentos, escavação, retração e outros. Agregando, assim, grande complexidade aos sedimentos de cavernas.

3 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

3.1 USO E OCUPAÇÃO

De acordo com a Prefeitura Municipal de Conceição do Mato Dentro, o povoado de Candeias – nome contemplado por espécie predominante na vegetação local –, ocupa a região desde o século XIX, quando comunidades quilombolas ainda existentes se instalaram. Atualmente, habitantes das propriedades rurais de Candeias desenvolvem atividades agropecuárias e cerca de 2% da área total da unidade de conservação possui pastagens, violando a restrição de criação de animais orientada pela gestão (IEF, 2016).

O Plano de Manejo do PESI apresentado em 2016 aponta a situação fundiária que o parque enfrenta. Um total entre 90 e 100 propriedades particulares no interior dos limites do parque, das quais apenas 6 possuem a documentação necessária e matrícula regularizada. As opções de regularização para esta situação implicam na compra das terras. O governo estadual pode fazê-lo, mas sem a documentação necessária, o proprietário recebe apenas 60% do valor da propriedade, o que ocasiona relutância para a venda. A compra também pode ser efetuada por modalidades de compensação ambiental, como a compensação minerária prevista no Art. 75 da Lei 20.922/2013, já experimentado no PESI. É possível ainda através da modalidade SNUC ou por meio da Lei Federal 11.428/2006 que permitem a compensação através da regularização fundiária.

No alto da serra, nas proximidades da Caverna Bento I, além de trilhas referentes ao turismo do PESI e à passagem de moradores locais para outras regiões, apenas uma casa antiga com pequeno cercado de madeira compõe a área antropizada. A maior parte do parque é coberta por campos rupestres (78,5%), seguido de florestas estacionais semidecíduais médias (11,9%) (IEF, 2016).

3.2 ASPECTOS FISIOGRAFICOS

3.2.1 Clima e pluviosidade

A Serra do Espinhaço Meridional possui o clima tropical de altitude, estando inserido na mesorregião geográfica de Belo Horizonte, conforme estudo de Sá Jr. (2009). Segundo a classificação de Köpen, o clima é temperado úmido com inverno seco e verão quente (Cwa) e clima temperado de altitude com inverno seco e verão fresco (Cwb).

A área é marcada por um regime pluviométrico médio anual de cerca de 2000 milímetros, sendo que o período chuvoso ocorre de novembro a janeiro. A estação seca vai de maio a setembro, e o mês mais seco registra aproximadamente 10 milímetros de precipitação. A temperatura média anual é de 20,7 °C, com máxima de 23,5 °C e mínima de 16,6 °C. A umidade relativa do ar tem média de 76,1%, com máxima de 80,9% e mínima de 67,7% (IEF, 2016). O Atlas Pluviométrico do Brasil, da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), apresenta as isoietas de todo o território brasileiro, determinando a região do PESI entre as faixas de distribuição pluviométrica de 1.300, 1.400 e 1.500 mm anuais.

Pode-se afirmar que a climatologia da região possui índices climáticos e meteorológicos que favorecem a manutenção hídrica dos recursos naturais da área investigada (IEF, 2016).

3.2.2 Hidrografia

A Serra do Intendente atua como divisor de duas importantes regiões hidrográficas brasileiras: São Francisco e Atlântico Sudeste, sendo que a área do PESI está inserida na região Atlântico Sudeste, na bacia hidrográfica do rio Doce, especificamente na sub-bacia do rio Santo Antônio.

Nos entornos da Caverna Bento I estão 4 sub-bacias de drenagens afluentes do rio Parauninha – parte da sub-bacia do rio Santo Antônio e afluente do Rio Doce – (Figura 5). A sub-bacia do rio Roncador, cuja drenagem compreende 13 km² e 71% da área, com estimadas 125 nascentes associadas. A sub-bacia do Ribeirão do Peixe Tolo que compreende 68 km² e ocupa 14% da área com estimadas 20 nascentes associadas. E outras duas sub-bacias secundárias, uma com 6 km² ocupando 10%, cerca de 29 nascentes, e outra com 2 km² em 5% da área com cerca de 5 nascentes associadas (IEF, 2016).

Predominam dois padrões de drenagens, um dendrítico a noroeste e um retangular associado a lineamentos estruturais. É uma região de nascentes relevantes para manutenção hídrica do rio Parauninha e, por conseguinte, do Rio Doce.

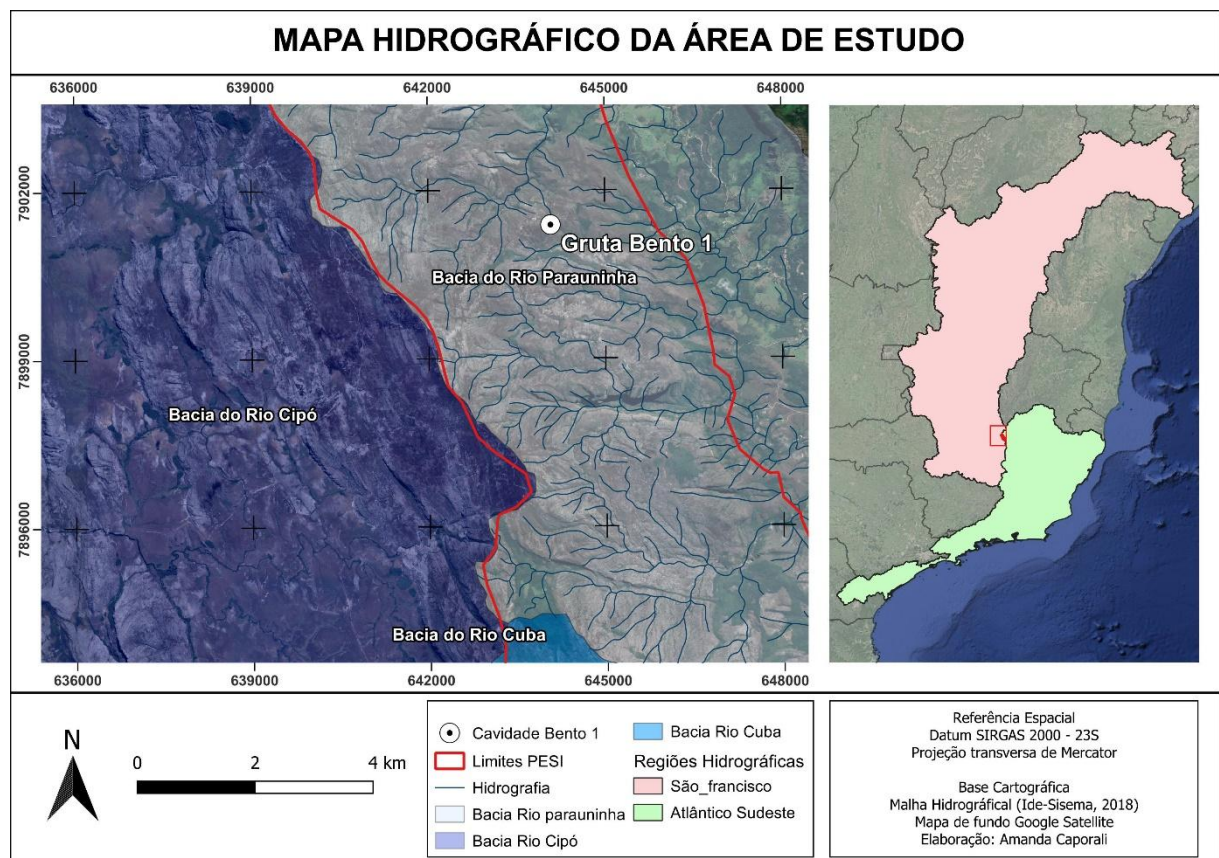


Figura 8: Mapa Hidrográfico da área de estudo (elaboração da autora).

3.2.3 Vegetação

A área do PESI demanda ainda inventários in loco no que tange a vegetação. Entretanto, a lista de espécies endêmicas ameaçadas presentes no Plano de Manejo do Parque Nacional da Serra do Cipó trabalhos realizados na Serra do Cipó por Santos et al. (2011) funcionam como guia para a descrição das formações vegetais da região.

Embora a ocorrência de elementos da Mata Atlântica (Floresta Estacional Semidecidual) e do Cerrado sejam comuns em campos rupestres, nas áreas quartzíticas prevalecem as matas ripárias. Estas estão associadas a cursos hídricos ou locais onde a baixa declividade favorece o desenvolvimento de solos mais profundos (IEF, 2016). Os campos rupestres e graminosos são favorecidos em cotas mais elevadas, graças à maior umidade nos períodos de seca propiciada pelo relevo (Gontijo, 1993).

De forma geral, os compartimentos do relevo local ofertam uma barreira física limitante para algumas espécies, seja na propagação ou na resistência às alterações climáticas. Aparecem tipologias como campos rupestres, campos úmidos, floresta estacional semidecidual aluvial, floresta estacional semidecidual montana e os estágios sucessionais florestais inicial e médio (IEF, 2016).

3.2.4 Geomorfologia

O objeto de estudo está na borda leste da Serra do Espinhaço Meridional, formada por cavalgamentos resultantes de uma tectônica compressiva e, predominantemente, de direção NNW – SSE (Gontijo, 1993). Conforme o documento Geodiversidade do Estado de Minas Gerais da CPRM (2010), a área se encontra no padrão de relevo Domínio Montanhoso, que corresponde a alinhamentos serranos, *front de cuevas* e *hogback*.

Segundo o Plano de Manejo do PESI, o relevo da área se enquadra na “parte alta” da subdivisão regional, cuja altitude ultrapassa os 1.000 metros. É marcado por formas acidentadas, vertentes retilíneas a côncavas com inclinação de 25 a 45°, afloramentos com inclinação entre 60 e 90°, cristas aguçadas ou levemente arredondadas, cânions, depósitos de talus e coluvionares antigos, escarpas e drenagens em processo de entalhamento bem encaixados que seguem sempre de oeste para leste graças às litoestruturas.

Na região predominam duas formações geológicas em patamares distintos: a Formação Sopa-Brumadinho, com altitudes entre 650 e 1.000 metros, aproximadamente; e a Formação Galho do Miguel, com altitudes entre 1.000 e 1.400 metros, aproximadamente. Estas unidades

são responsáveis por solos arenosos e de pouca espessura, salvos locais onde ocorrem rochas intrusivas (IEF, 2016).

3.3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL E LOCAL

A área de estudo está inserida no domínio externo do cinturão orogênico Araçuaí (e.g. Alkmim et al., 2017), um macrocompartimento do relevo brasileiro que integra o segmento setentrional da Província Mantiqueira (Almeida & Hasui, 1981). Trata-se de uma herança brasiliana-panafricana do Paleocinturão Gondwana, deixada após a abertura do oceano Atlântico (Figura 9). O orógeno Araçuaí corresponde a cerca de 65% da área total do sistema Araçuaí–Congo Ocidental (Pedrosa-Soares et al., 2008). Alkmim (2006) propõe sua subdivisão em dez compartimentos tectônicos com base na distribuição espacial, nos processos de nucleação das estruturas e na interpretação cinemática. Entre esses compartimentos destaca-se o Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço, que margeia o Cráton do São Francisco por aproximadamente 700 km, desde o Quadrilátero Ferrífero até o centro-sul da Bahia.

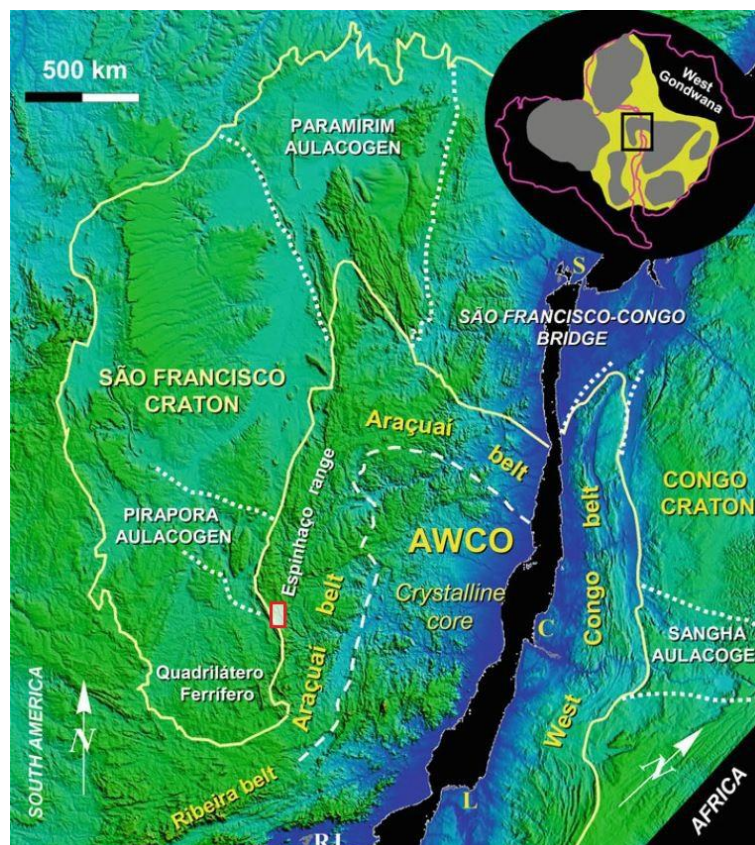


Figura 9: Mapa de elevação digital do sudeste brasileiro e oeste africano, mostrando a expressão topográfica do Orógeno Confinado Araçuaí-West África (AWCO). A Faixa Araçuaí corresponde a porção externa do AWCO. A área de estudo está indicada pelo retângulo vermelho. (Modificado de Alkmim et al, 2017, in São Francisco Cráton, Eastern Brazil, 2017).

Esse cinturão é composto por rochas do embasamento arqueano-paleoproterozoico e por sequências supracrustais dos Supergrupos Espinhaço e São Francisco (Figura 10), geralmente

vergentes para o interior do cráton. As estruturas dominantes incluem falhas de empurrão e dobras associadas a encurtamento E–W, em pelo menos duas fases de deformação, com lineações de estiramento e indicadores cinemáticos apontando transporte tectônico para oeste. O metamorfismo relacionado à principal fase deformacional ocorre em fácies xisto verde a anfibolito (Uhlein et al., 1986; Uhlein, 1991; Dussin & Dussin, 1995; Grossi-Sad et al., 1997; Uhlein et al., 1998; Pedrosa-Soares et al., 2001).

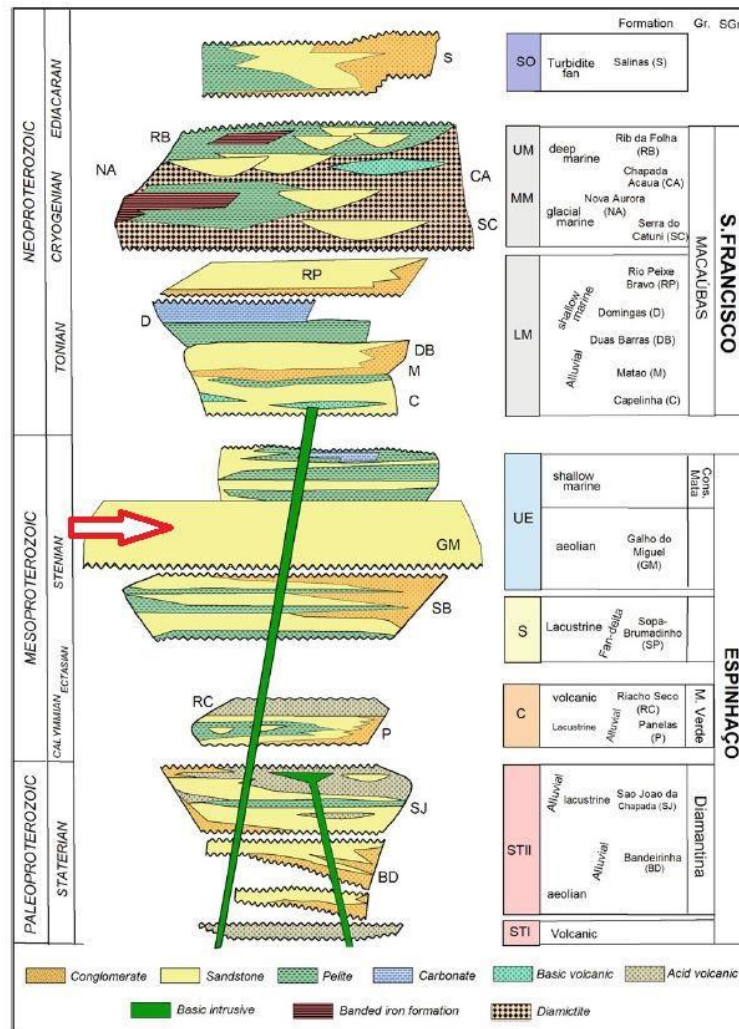


Figura 10: Perfil estratigráfico da Faixa Araçuaí. As principais sequências, limitadas por inconformidades, são: (STI) Estateriano; (STII) Estateriano II; (C) Caliminiano; (S) Esteniano; (EU) Espinhaço superior; (LM) Macaúbas inferior; (MM) Macaúbas intermediário; (UM) Macaúbas superior; (SO) Sin-orogênicos. A seta vermelha indica a formação Galho do Miguel, que predomina na área de estudo. (Modificado de Alkmim et al, 2017, in São Francisco Cráton, Eastern Brazil, 2017).

O Espinhaço Meridional, inserido nesse contexto, representa o segmento meridional do Sistema Orogênico Espinhaço, desenvolvido ao longo da borda oriental do Cráton do São Francisco. Possui tendência NNW a N-S (Alkmim et al., 2007). Sua evolução tectônica está vinculada à formação de uma bacia rifte do Paleo ao Mesoproterozoico, posteriormente invertida durante a Orogenia Brasileira–Pan-Africana (Alkmim & Martins-Neto, 2012;

Chemale et al., 2012). As sequências metassedimentares do Supergrupo Espinhaço registram estágios de subsidência e deformação relacionados a eventos extensional e compressivo, culminando na edificação de um cinturão de dobras e falhas com forte reativação transcorrente (Danderfer et al., 2009).

Durante o Mesozoico, a fragmentação do Gondwana impôs um novo regime distensivo que reativou falhas e zonas de cisalhamento neoproterozoicas, ajustando o arcabouço estrutural do Espinhaço Meridional ao processo de rifteamento sul-atlântico (Alkmim et al., 2006; Heilbron et al., 2017). Essa reativação resultou em falhas normais, compartimentação tectônica em blocos (horsts e grabens) e intrusões de diques e sills de diabásio associados à Província Magmática do Paraná–Etendeka (~130 Ma), contemporânea à abertura do Atlântico Sul (Marzoli et al., 1999). Dessa forma, o Espinhaço Meridional preserva registros tanto de sua montagem proterozoica em regime compressivo quanto da reativação mesozoica, que remodelou seu arcabouço estrutural e condicionou a compartimentação geomorfológica atual.

A região de interesse, conhecida como Serra do Intendente, está localizada na porção sul da Serra do Espinhaço Meridional, na Folha Presidente Kubitschek (SE 23-Z-A-VI) do mapeamento geológico realizado pela Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais (CODEMIG) em 2012, na escala 1:100.000. A área apresenta-se coberta por rochas metassedimentares da Formação Galho do Miguel do Supergrupo Espinhaço, em especial quartzitos finos.

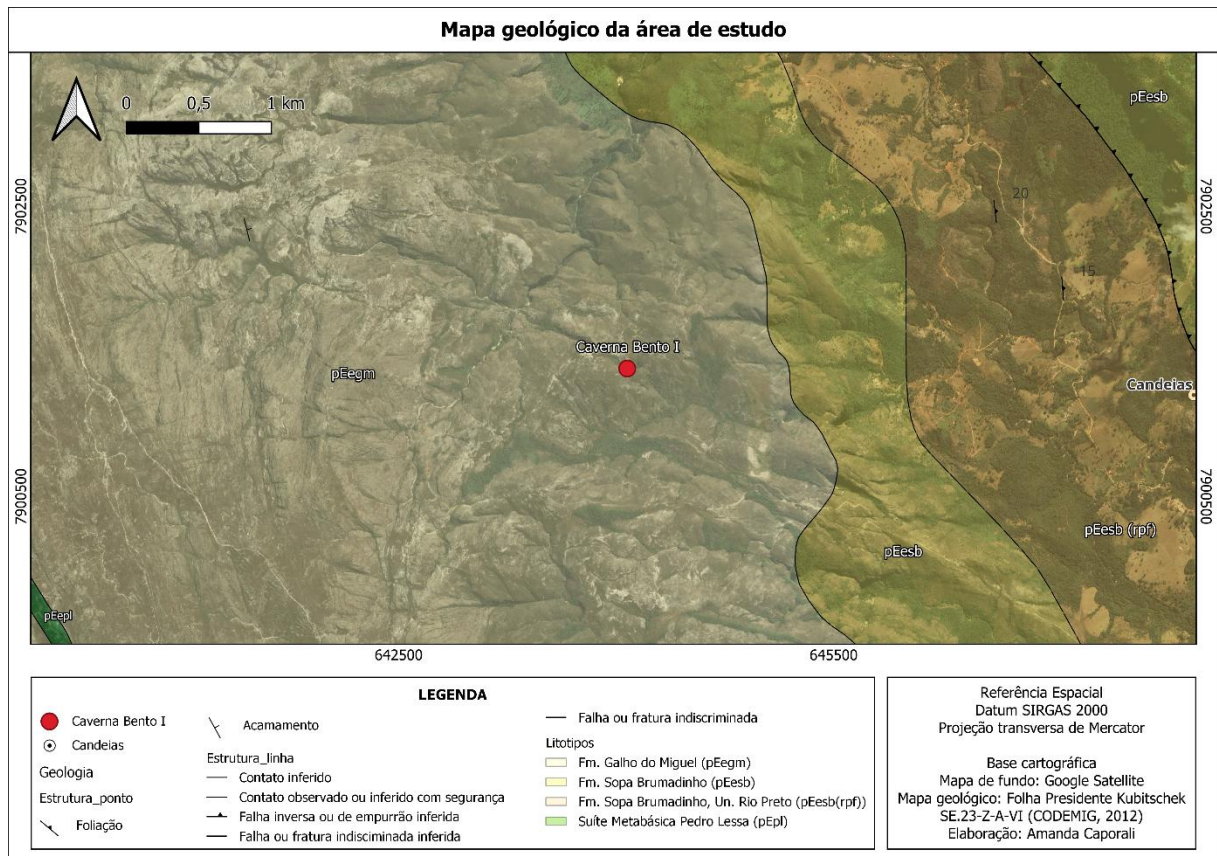


Figura 11: Mapa Geológico da área de estudo (Modificado de CODEMIG, 2012).

Na região são observadas estruturas primárias preservadas do tipo estratificações cruzadas acanaladas de grande porte e marcas de ondas características do ambiente deposicional desta unidade, o eólico. Além disso, a longa exposição às intempéries e à erosão propiciou a evolução do relevo cárstico, que se manifesta através da formação de cavidades naturais subterrâneas (Basílio et al., 2022). Por esta razão a região é designada como Província Cárstica Silicosa Serra do Espinhaço (PCSSE) (SILVA, 2004).

3.4 CAVERNA BENTO I

A caverna Bento I é apresentada no Plano de Manejo do PESI, sendo descrita como a mais volumosa dentre as cavernas conhecidas na região. Segundo Basílio et al. (2022), possui quatro bocas, três situadas em dolinas fechadas, que atuam como sumidouros captando o fluxo hídrico para um mesmo conduto da cavidade, e uma em

um pequeno cânion por onde o curso d'água escapa (Figura 12). Seu mapa topográfico (

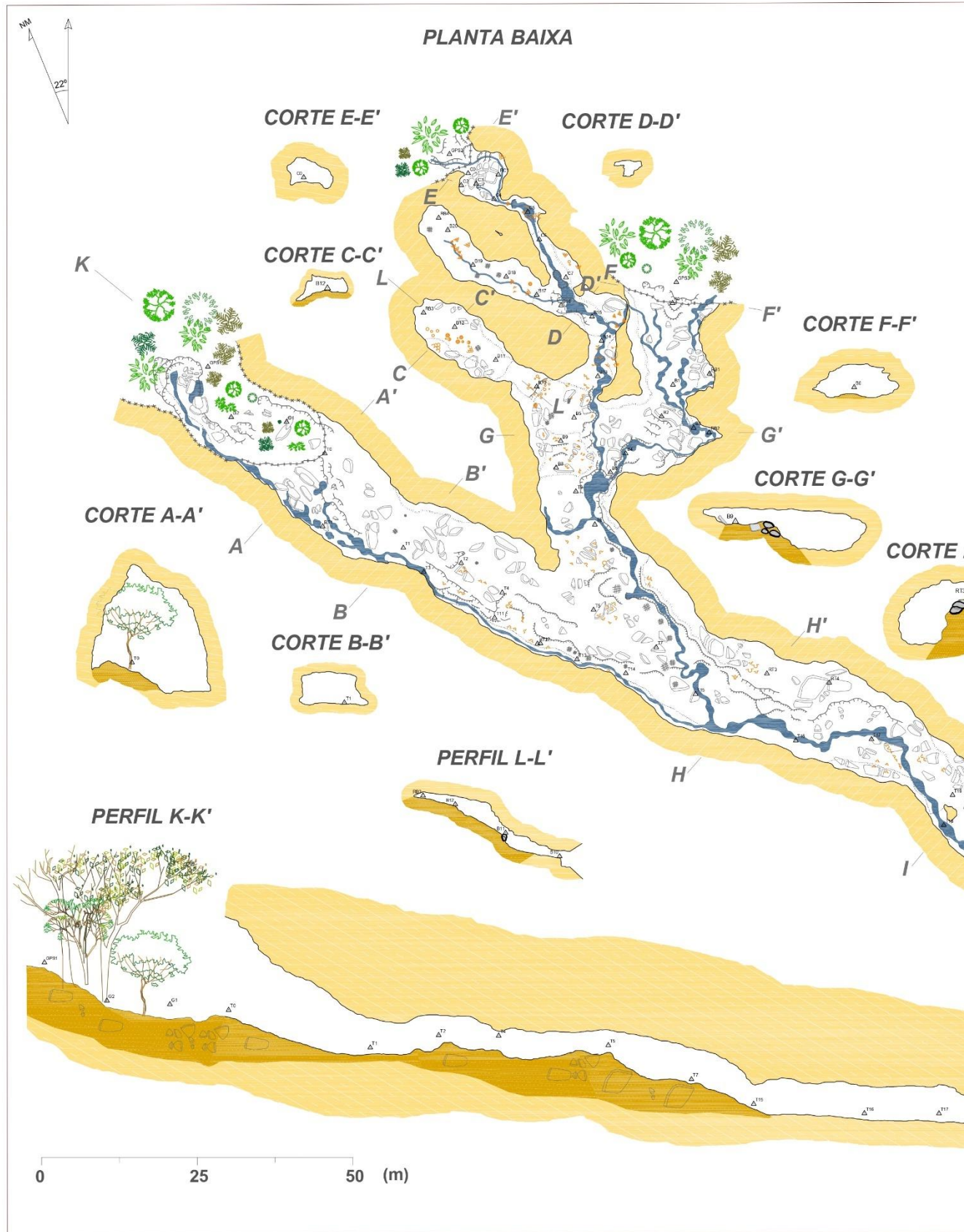


Figura 13) revela um padrão planimétrico curvilíneo ramificado (Travassos, 2019), perfil inclinado descendente, cortes elipsoidais, triangular e fungiforme (Lladó, 1970), salões volumosos, depósitos clásticos abundantes e depósitos químicos incomuns. A projeção horizontal soma 305,60 metros, desnível de 22,15 metros e área de 3185,90 m² e volume de 15.353,997 m³.

Desenvolve-se em quartzitos finos, cuja coloração varia do vermelho ao branco, com intrusões de quartzo concordantes às camadas de quartzito e fraturas e falhas de diferentes tamanhos em toda a cavidade. As camadas apresentam caimento aproximado de 22° para sudeste. Depósitos orgânicos são encontrados nas proximidades das entradas e guano em locais pontuais, além disso abrigo morcegos e invertebrados (Basílio et al., 2022).



Figura 12: Caverna Bento I. A) Entrada 1 vista do interior. B) Entrada 3 vista do interior. C) Salão principal. D) Entrada 4 e surgência principal vista do interior. Retirado de Basílio et al., (2022)

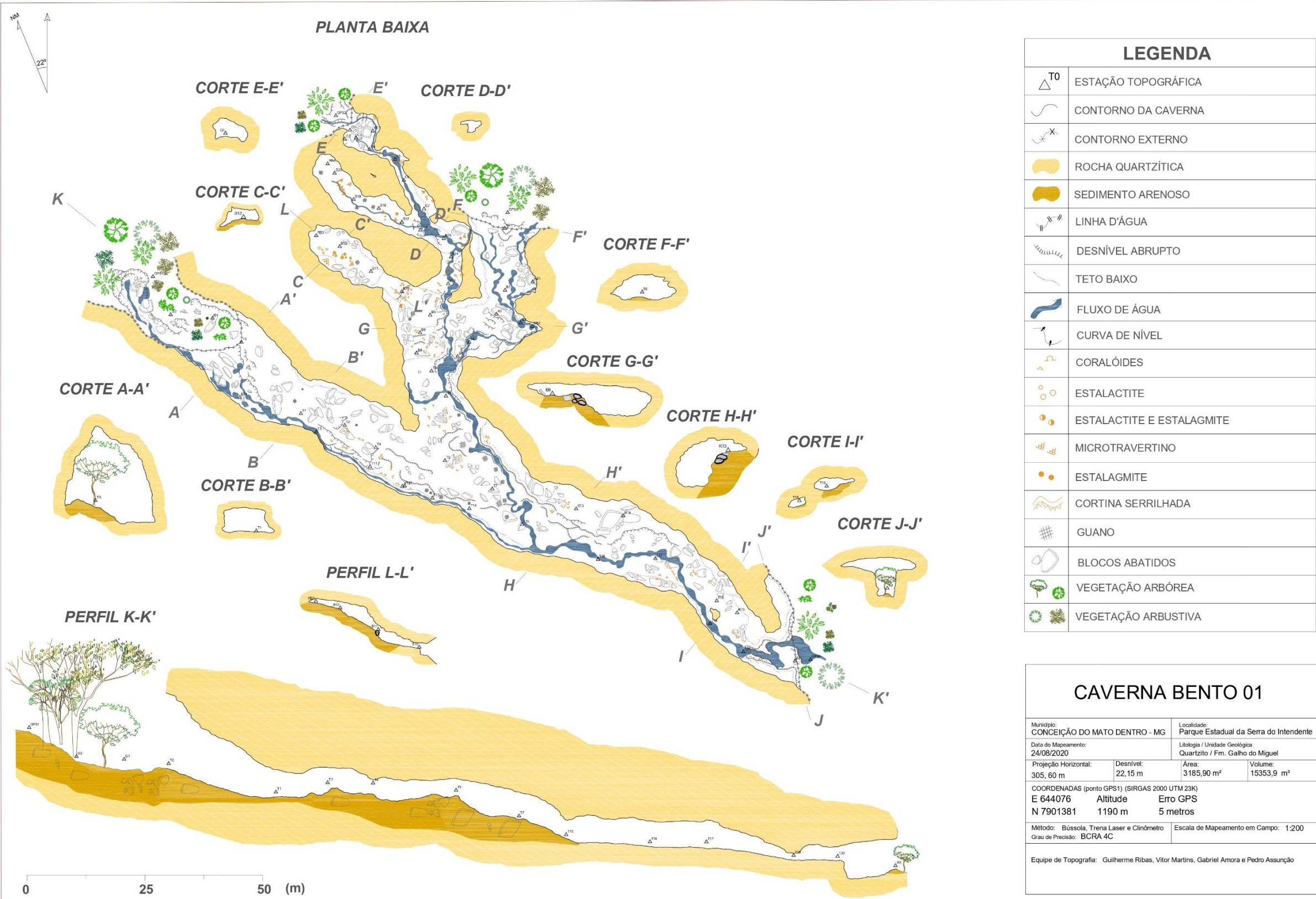


Figura 13: Mapa da caverna Bento I, produzido em escala 1:200. Cedido por Bento Ferreira.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

Neste tópico são descritos os materiais e métodos utilizados para: caracterizar os lineamentos morfoestruturais da região de ocorrência do sistema cárstico da caverna Bento I, através de técnicas convencionais de campo; caracterizar a morfologia da caverna e seu entorno, descrevendo a geomorfologia local, as formas e dimensões dos condutos, e depósitos físicos e químicos (espeleotemas); compreender a influência dos processos hídricos na formação do sistema da caverna; e discutir as possíveis relações causais entre o arcabouço litoestrutural e a morfologia da cavidade, bem como com os processos espeleogenéticos.

O trabalho envolveu em uma etapa de pré-campo, composta pela revisão bibliográfica, análise de dados por sensoriamento remoto; uma etapa de campo para levantamento geoespeleológico, morfológico e hídrico (toda a etapa de campo contou com equipamentos de proteção individual); e uma etapa pós-campo de tratamento de dados e geoprocessamento; todas descritas a seguir.

4.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

A revisão bibliográfica foi uma etapa perene por toda a execução do trabalho de conclusão de curso, tendo sido continuamente realizada por meio de um levantamento sistemático de referências, que serviram de fundamentação teórica para este trabalho. A revisão bibliográfica contempla trabalhos de conclusão de curso, artigos científicos, livros, dissertações, relatórios técnicos e referências online que tratam dos assuntos centrais propostos: geologia da Serra do Espinhaço Meridional, espeleologia, geoespeleologia, espeleogênese em rochas siliciclásticas, hidrologia, hidrogeologia em sistemas cársticos e metodologias e pesquisas anteriores realizadas na área de estudo.

Foram utilizados sites de pesquisa como repositórios institucionais, Google Acadêmico e ResearchGate. A base cartográfica utilizada é a Folha Presidente Kubitschek (SE-23-Z-A-VI), realizada pela Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais (CODEMIG) em 2012 na escala 1:100.000.

4.2 CARACTERIZAÇÃO MORFOESTRUTURAL

Através do site do *ASF Data Search* foi obtida uma imagem aérea do *Alos Palsar* para extração de um mapa hipsométrico no *software* QGis para análise do relevo. Também foram gerados quatro arquivos *raster* com realce com relevo sombreado, cada um com um azimuth de iluminação ortogonal a uma das famílias de fraturas encontradas na cavidade Bento I. A partir

delas foram traçados 443 lineamentos e com as direções dos lineamentos foi gerado um diagrama de roseta para facilitar a visualização dos dados.

4.3 INSERÇÃO DA CAVIDADE NO RELEVO

A análise geomorfológica, foi realizada previamente com imagens de satélite no *Google Earth* e levou em conta o posicionamento da caverna no maciço rochoso, a influência das atribuições topográficas na captação e liberação de água e a participação destes na formação da caverna.

4.3.1 Delimitação da microbacia hidrográfica da caverna

As feições de recarga e descarga do sistema foram reconhecidas previamente através de fotointerpretação. Em campo, realizado no fim do período chuvoso, foi possível esmiuçar tais formas visando melhor compreensão. Para mapeamento da microbacia hidrográfica foi realizado levantamento fotográfico aéreo de alta resolução com drone de modelo *DJI Air 2S*. O plano de voo foi elaborado no software *Drone Harmony* a 120 metros de altura e velocidade de 2,5 m/s.

O drone capturou 109 ortofotos que, através do *software Agisoft Metashape*, foram alinhadas e utilizadas para construção de uma nuvem de pontos densa. A partir da nuvem de pontos o programa construiu de uma superfície 3D e, sobre ela, aplicou as imagens originais, formando o ortomosaico georreferenciado. Do ortomosaico foi extraído um modelo digital de elevação (MDE) e dele foram extraídas as curvas de nível, que auxiliaram na delimitação das dolinas (feições de recarga), de suas dimensões e morfologia.

O resultado revela uma topografia detalhada que otimizou a interpretação do relevo e suas feições de recarga e descarga. Contudo as profundidades das dolinas, obtidas pelo MDE, possuem precisão limitada, uma vez que as copas das árvores impedem a visualização do solo com o drone.

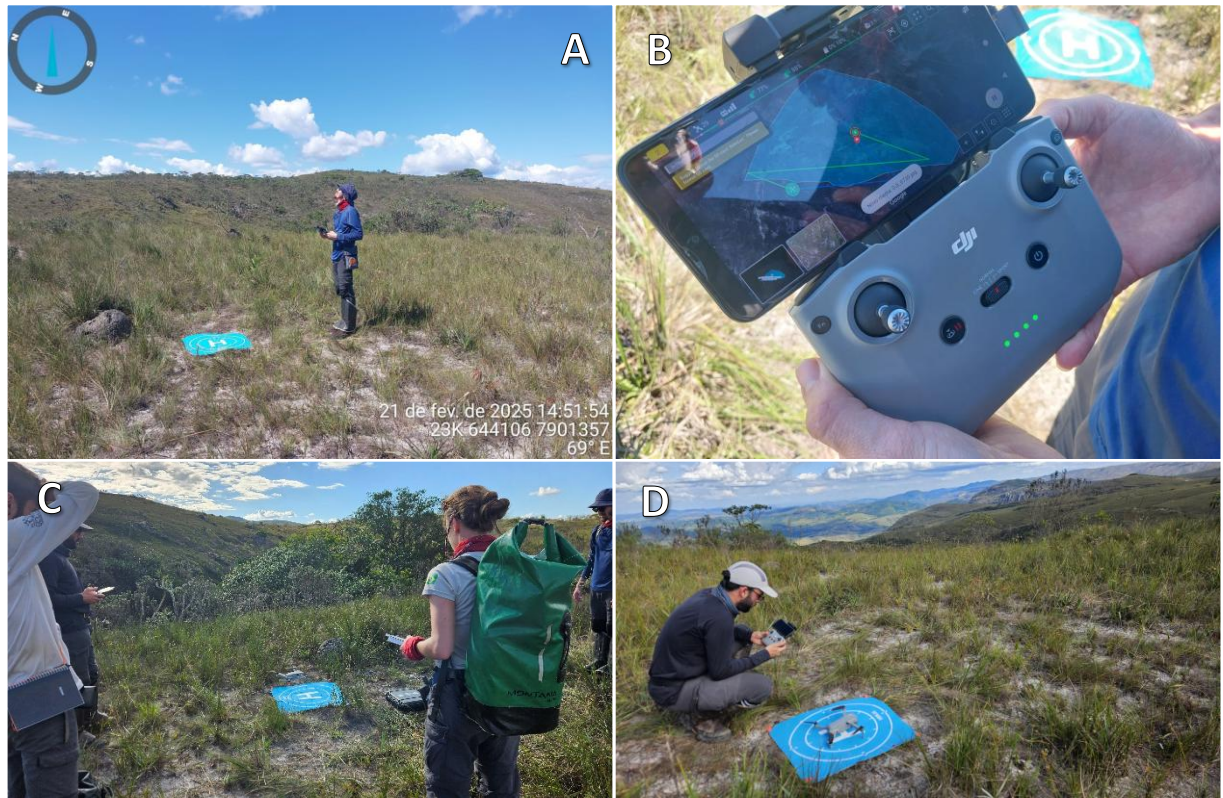


Figura 14: Voos de drone realizados em campo. A) e B) primeiro voo realizado, visando produção das ortofotos. C e D) segundo voo realizado, fotos manuais das dolinas e do entorno.

4.4 CARACTERIZAÇÃO GEOESPELEOLÓGICA

A caracterização geoespeleológica foi realizada em um único dia da campanha de campo que durou três dias. Os dois primeiros dias foram dedicados ao reconhecimento da área, à análise morfoestrutural e ao voo de drone. O último dia foi dedicado ao levantamento geoespeleológico.

A caracterização geoespeleológica foi orientada pelo mapa topográfico da cavidade – planta baixa, perfil longitudinal e cortes transversais –, neste caso, produzido por membros da Sociedade Excursionista e Espeleológica dos Alunos da Escola de Minas segundo a metodologia proposta por Assunção e Bragante-Filho (2015), com grau de precisão 4D conforme a *British Cave Research Association* (BCRA) (Rubbioli & Moura, 2005) e cedido por Bento Ferreira. O mapa topográfico da cavidade é uma ferramenta indispensável, pois permite extrair informações espeleométricas como desenvolvimento linear e projeção horizontal, declividade e morfologia de condutos.

4.4.1 Descrição litológica

A caracterização litológica foi realizada a partir de descrições macroscópicas sistemáticas em afloramentos. Foram observados parâmetros como cor, textura, granulometria, mineralogia essencial e acessória visível, estruturas primárias e secundárias, grau de alteração e relações de contato. Para o registro de dados estruturais (acamamento, foliação e fraturas) foi utilizada bússola Brunton, enquanto a lupa de bolso (10x) auxiliou na identificação de minerais e texturas em escala de detalhe.

Os registros foram sistematicamente anotados em caderno de campo e complementados com fotografia. Dentro da cavidade o martelo de geólogo não foi utilizado e nenhuma amostra foi coletada no campo.

4.4.2 Descrição morfológica

As características morfológicas foram classificadas em relação ao desenvolvimento horizontal, declividade e morfologia dos condutos em conformidade com Palmer (1991), considerando o tipo de recarga e o tipo de porosidade dominante, e com Lladó (1970), considerando a relação observada entre formas elementares, elementos tectônicos e gênese.

4.4.3 Descrição dos depósitos clásticos e químicos

Os depósitos siliciclásticos foram descritos por sua coloração, granulometria, textura e composição, observando a relação do local onde se encontram com estruturas do maciço rochoso, drenagem e circulação de ar. Os depósitos químicos foram analisados sob a ótica do processo que levou à sua formação, considerando a classificação proposta por Auler e Piló (2019). Os depósitos são divididos em formas criadas por águas gotejantes, circulantes, estagnadas, exsudação e condensação.

4.4.4 Caracterização do microclima

Para entender a relação climatológica externa e interna da cavidade e como ela influencia na formação de espeleotemas, três termo-higrômetros com *dataloggers* foram instalados para tomar medidas de temperatura e umidade em locais estratégicos da cavidade. Os pontos de instalação foram escolhidos considerando características que definem zonas microclimáticas distintas no interior da cavidade – disponibilidade de luz, circulação de ar, sensação térmica e morfologia –. Os *dataloggers* foram programados para armazenarem dados de umidade e temperatura a cada 10 minutos por 48 horas sem a presença humana.

Para fins de comparação um aparelho foi instalado na entrada principal (S1), que fornece grande ventilação e entrada de luz na cavidade (zona eufótica). Outro foi instalado no salão principal da cavidade (S5), uma porção central caracterizada por uma zona disfótica. O conduto oeste do S3 e o S2 possuem os maiores e mais bem formados espeleotemas da cavidade, inseridos em uma zona afótica, uma atmosfera mais isolada e pouco ventilada em função da morfologia ascendente e fechada. Por estas razões e, considerando que o S2 é ainda mais restrito, ele foi eleito um ponto estratégico para instalação do terceiro termo-higrômetro com *datalogger*.

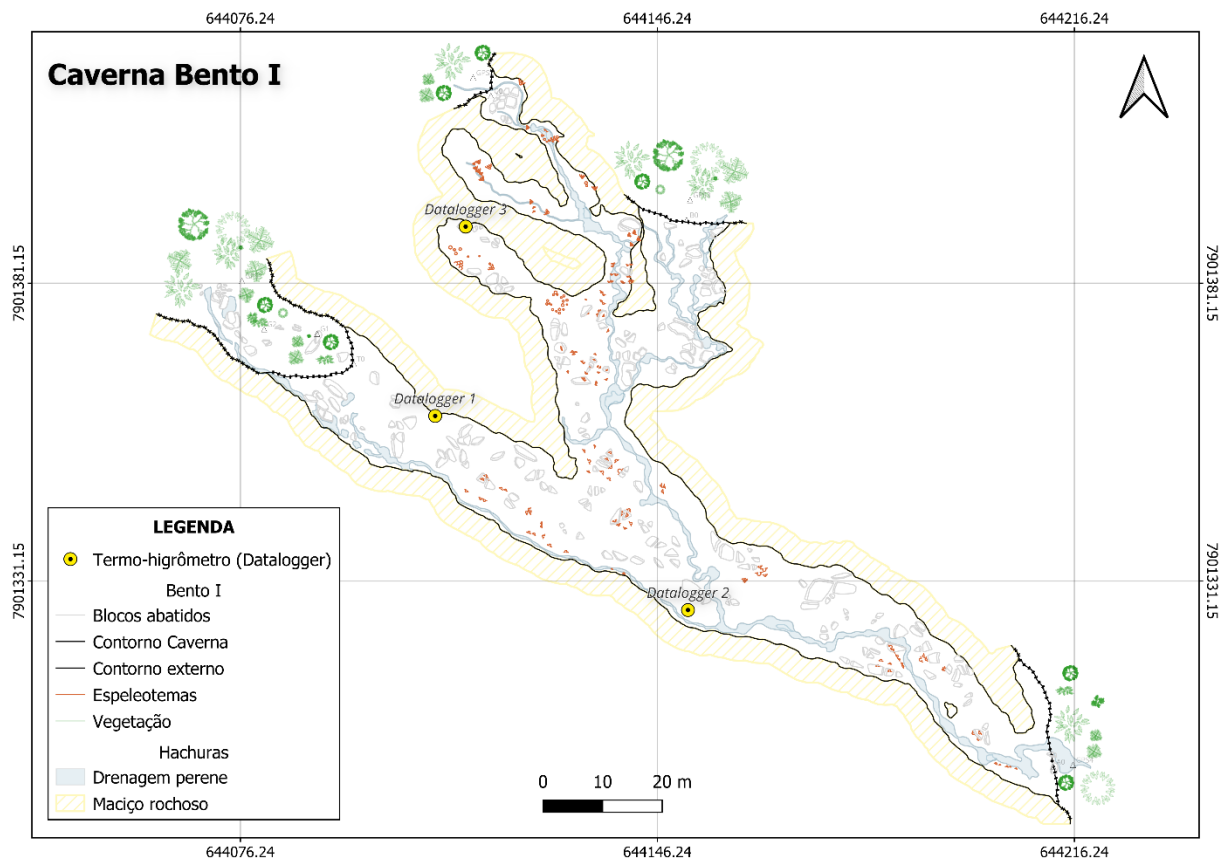


Figura 15: Mapa com a localização dos termo-higrômetros instalados na Caverna Bento I.



Figura 16: A) e B) datalogger 1 instalado em S1. C) e D) datalogger 2 instalado em S5. E) datalogger 3 instalado em S2.

4.4.5 Caracterização das condições hídricas

Para a caracterização físico-química do fluxo subterrâneo foram coletados dados da água através de uma sonda multiparâmetro de modelo *Myron L Company* modelo *Ultrameter IITM*. Antes de cada medição o aparelho foi ambientado três vezes com água do local que seria amostrado. Com o objetivo de caracterizar o fluxo hídrico foram medidos: temperatura, condutividade e resistividade elétrica, potencial de oxirredução (ORP), pH e sólidos totais dissolvidos.

Optou-se por medir água de fluxo e água de gotejamento, visando a obtenção dos parâmetros físico-químicos nos pontos determinados. As medidas foram realizadas em 5 pontos

(chamados PA), sendo 3 pontos em água de fluxo e 2 pontos em água de gotejamento. Os pontos de medida de água de fluxo foram determinados pela proveniência do corpo hídrico. O PA3 traz dados exclusivamente da drenagem do conduto principal (que vem de S1), o PA4 traz dados da drenagem que vem de S4 misturada com S3, e o PA2 traz dados do fluxo após a junção de todas as drenagens da cavidade, antes de ser liberada para o meio externo novamente.

Os pontos de medida de água de gotejamento foram determinados pela ocorrência ou não de espeleotemas associados ao gotejamento. O PA5 foi realizado em um gotejamento que apresenta uma deposição química logo abaixo e o PA1 em um gotejamento que não está ligado a uma precipitação química.

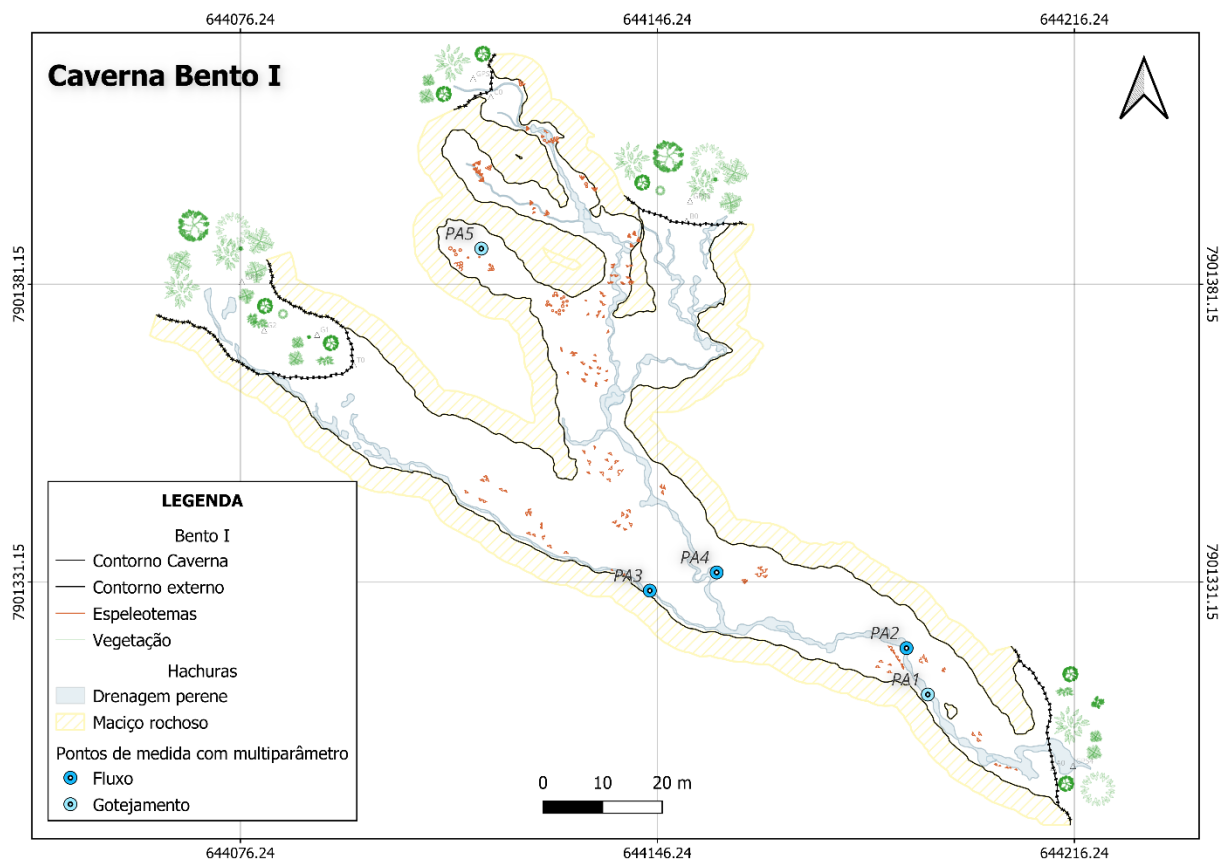


Figura 17: Mapa com a localização dos pontos de medição dos parâmetros físico-químicos da água da caverna Bento I.



Figura 18: Medição dos parâmetros físico-químicos de água de fluxo e água de gotejamento da Caverna Bento I. A) água de gotejamento em PA1. B) anotação das medidas observadas em PA2. C) água de fluxo em PA4. D) água de gotejamento em PA5.

4.4.6 Arcabouço estrutural

A descrição do arcabouço rochoso foi realizada por meio da análise estrutural dos afloramentos, com registro sistemático de descontinuidades (acamamento, foliação, fraturas) e suas correlações. As atitudes dos planos e lineações foram medidas com bússola Brunton, em notação Trama. A caracterização incluiu a observação da densidade, espaçamento, continuidade e orientação bem como o grau de intemperismo e a condição de coesão do maciço.

As informações obtidas foram organizadas em caderno de campo e complementadas por registros fotográficos e croquis esquemáticos, de modo a permitir a análise integrada das estruturas em escala local e regional. Para melhor interpretação foram gerados estereogramas em campo e em escritório pelo *software OpenStereo*.

5 RESULTADOS

O presente capítulo está organizado em três partes: (5.1) Caracterização morfoestrutural, que correlaciona dados da folha geológica, do modelo digital de elevação, da imagem de satélite e da extração de lineamentos com a análise da geomorfologia e dos dados estruturais coletados em campo no entorno da cavidade. (5.2) Inserção da cavidade no relevo, onde é realizada a caracterização geomorfológica da área na qual a cavidade está inserida, bem como a delimitação da microbacia. E (5.3) Geoespeleologia, onde é apresentada a setorização da cavidade e as descrições litológica, morfológica, de depósitos clásticos e químicos, climatológica, hídrica e estrutural.

5.1 CARACTERIZAÇÃO MORFOESTRUTURAL

A região apresenta forte controle morfoestrutural, evidenciado pela distribuição das altitudes e pelo padrão da rede de drenagem (Figura 19). O relevo é marcado por um gradiente altimétrico que decresce de oeste para leste. A parte oeste está associada a cristas ou espigões, com encostas íngremes e transição abrupta, a altitude máxima atinge 1.596 metros nas áreas de topo. Enquanto o setor leste está associado a vales encaixados e vertentes mais suaves, com altitudes entre 634 a 1.000 metros. Essa diferença altimétrica reflete o contraste litológico entre a Fm. Galho do Miguel e a Fm. Sopa-Brumadinho. Nas áreas elevadas o quartzito da Fm. Galho do Miguel sustenta o relevo, pois resiste bem às intempéries. Nas áreas rebaixadas, os conglomerados da Fm. Sopa-Brumadinho, e quartzitos e sericita xistos da Unidade Rio Preto são mais facilmente intemperizados e erodidos. Tanto as áreas mais elevadas, como a região de ocorrência da caverna Bento I, quanto as áreas mais baixas, como o Vale do Rio Paraúna, seguem uma distribuição espacial NW-SE.

O controle morfoestrutural também é constatado pelos cursos d'água (Figura 19), que compõem segmentos retilíneos com mudanças abruptas de direção, típicos de drenagens influenciadas por lineamentos estruturais. A rede de drenagem apresenta um padrão predominantemente dendrítico a subdendrítico, com os principais cursos convergindo para o Rio Parauninha, situado no setor leste, que drena a maior parte da área. O Ribeirão do Peixe Tolo, no setor central, exhibe traçado sinuoso nas áreas intermediárias e gradientes mais acentuados próximo às cabeceiras. Os divisores de drenagem coincidem com áreas elevadas, especialmente no oeste e centro-norte, marcadas por espigões alongados.

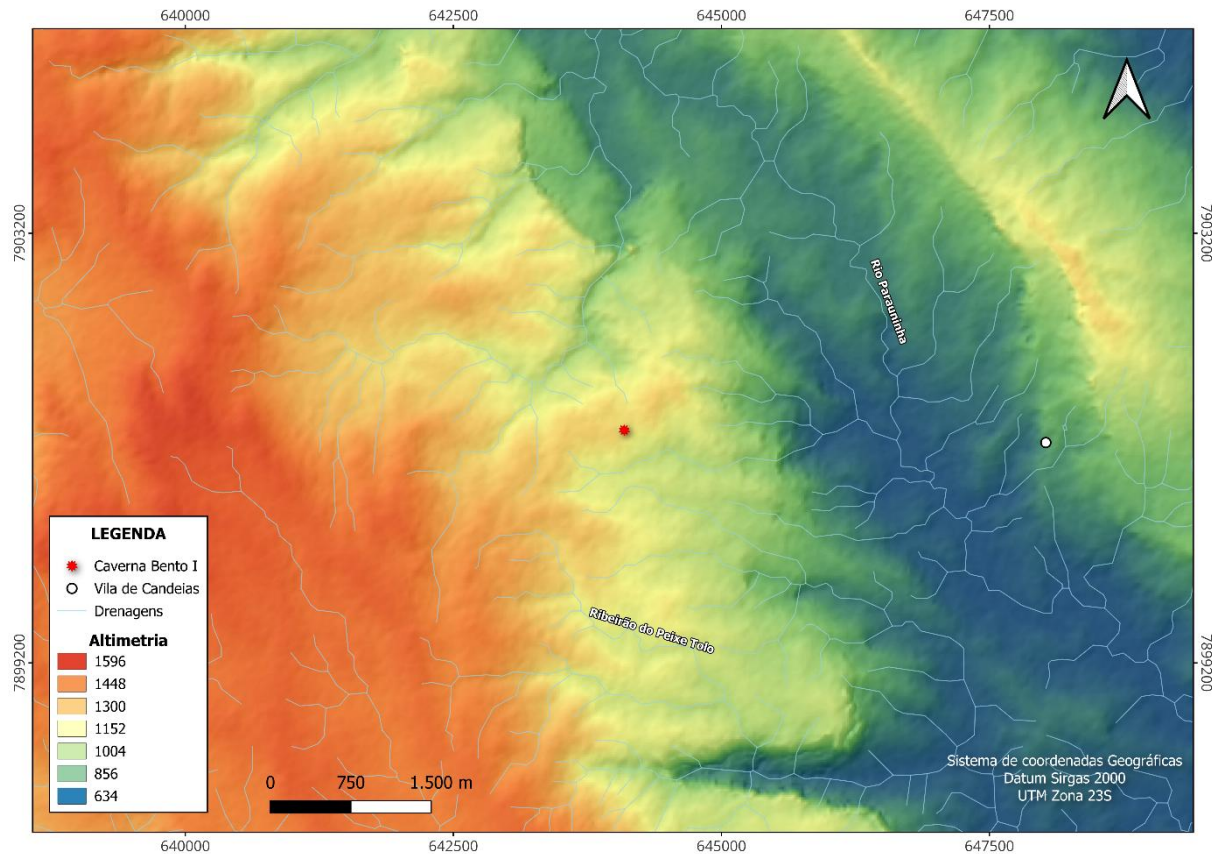


Figura 19: Mapa hipsométrico da região onde a cavidade Bento I está inserida.

A extração de uma rede de lineamentos evidencia estruturas com extensões variadas, desde centenas de metros até estruturas quilométricas, realçando discontinuidades herdadas da rocha. No diagrama de roseta gerado com as direções dos lineamentos observa-se a concentração de diferentes famílias de fraturas (Figura 20).

Na região, predominam os lineamentos orientados segundo a direção NW-SE. Em seguida, destacam-se lineamentos subordinados de direção *WNW-ESE*, *NNE-SSW*, *E-W* e *N-S*, respectivamente (Figura 20). A hierarquia destas famílias estruturais, observada pela intensidade, indica que os sistemas *WNW-ESE*, *NNE-SSW*, *E-W* e *N-S* constituem os principais sistemas estruturais locais. A relação destes com relevo e drenagens revela um papel fundamental na organização da paisagem no entorno da cavidade Bento I.

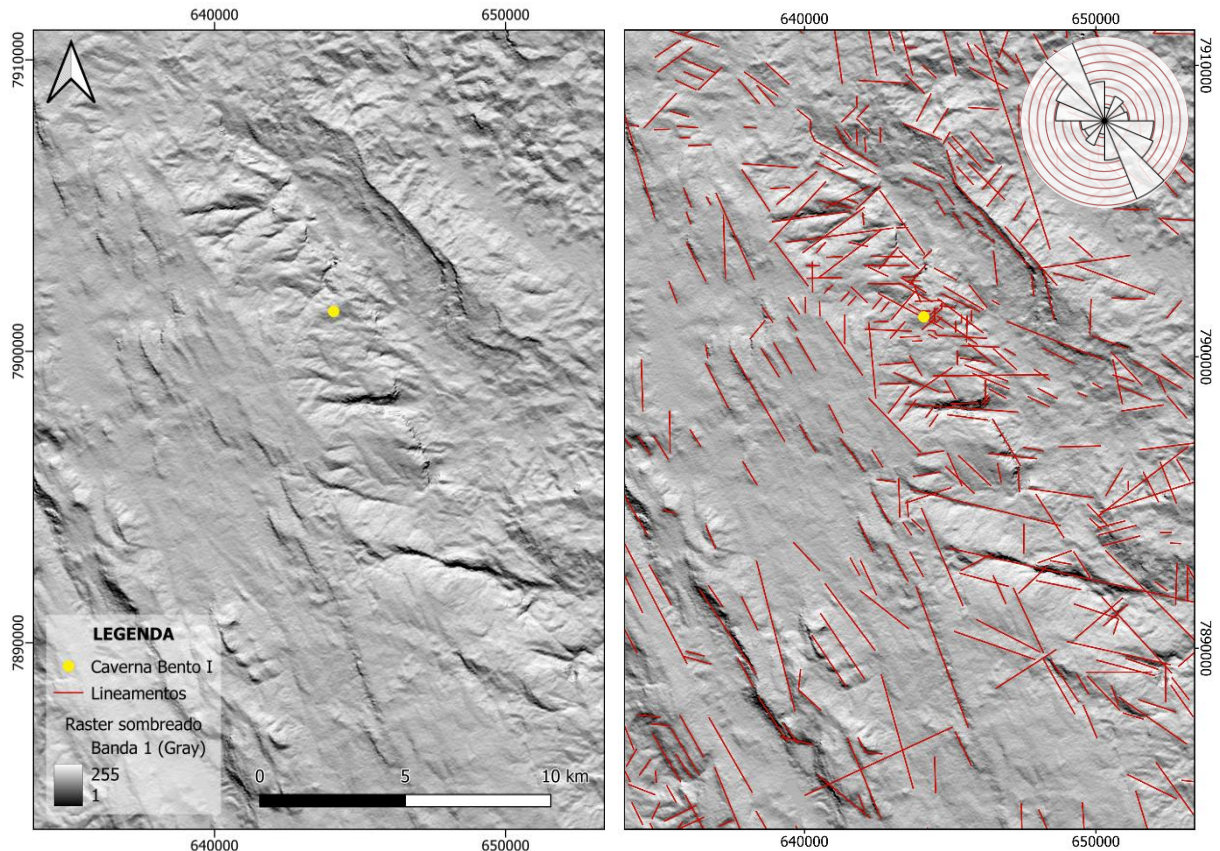


Figura 20: A) Mapa com realce do relevo através de sombreado em escala de cinza. B) Mapa de A) com lineamentos extraídos e plotados em diagrama de roseta com suas direções.

5.2 INSERÇÃO DA CAVIDADE NO RELEVO (GEOMORFOLOGIA)

A Caverna Bento I está inserida na parte alta da Serra do Intendente, as entradas 1, 2 e 3 se encontram em dolinas na alta vertente (Figura 21). A dolina da entrada 1 é alongada seguindo a direção de uma estrutura geológica WNW-ESE, medindo 140 metros de comprimento por 50 metros de largura e aproximadamente 20 metros de profundidade. A dolina da entrada 2 é alongada na mesma direção, mas com dimensões menores, medindo 50 metros de comprimento por 30 metros de largura e aproximadamente 8 metros de profundidade. A dolina 3 possui formato mais circular, medindo 80 metros de comprimento por 70 metros de largura e aproximadamente 15 metros de profundidade (Tabela 1). A entrada 4 está situada na transição da alta para a média vertente da encosta inclinada. A partir dela um sulco se aprofunda na calha da drenagem seguindo o alinhamento da mesma estrutura geológica que a dolina da entrada 1 (WNW-ESE) (Figura 21).

Tabela 1: Coordenadas UTM das entradas da Caverna Bento I. Datum WGS 84, Zona 23K.

Coordenadas UTM, Datum WGS 84, Zona 23K			
	X	Y	Z
Entrada 1	644076	7901381	1098
Entrada 2	644116	7901417	1102
Entrada 3	644156	7901396	1094
Entrada 4	644226	7901297	1074

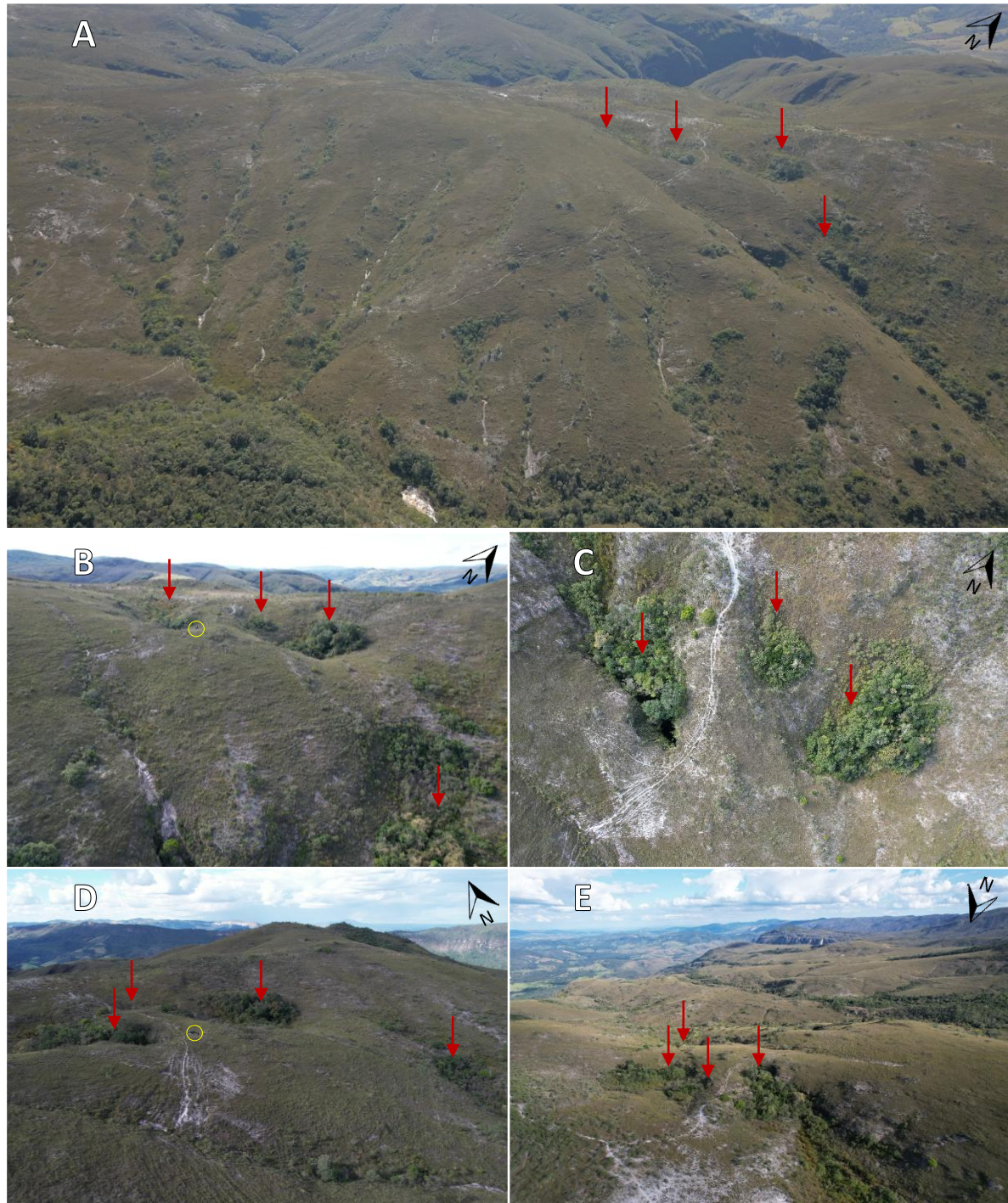


Figura 21: Fotos de drone da inserção da Caverna Bento I no relevo. Entradas da cavidade indicadas pelas setas vermelhas e círculo amarelo indicando escala humana. A) Vista ortogonal à vertente. B) Vista em planta baixa, entradas 1, 2 e 3 da esquerda para a direita. C) Vista para o norte. D) Vista de montante para jusante.

5.2.1 Delimitação da microbacia

A microbacia da caverna Bento I, delimitada pelas linhas de crista e pontos de inflexão topográfica, é um sistema bem definido e representa a área de captação superficial e subterrânea que contribui para as drenagens associadas à cavidade. As curvas de nível evidenciam uma variação altimétrica entre 996 e 1134 metros, um gradiente suave a moderado na área, suficiente para direcionar o escoamento superficial e subsuperficial para o fundo do vale.

Dentro da microbacia, as três dolinas funcionam como zonas preferenciais de infiltração de água, conectando diretamente a superfície com o sistema subterrâneo. As dolinas possuem vegetação densa associada ao acúmulo de solo e umidade, o que também contribui para a perenidade das drenagens subterrâneas da cavidade Bento I. A presença das dolinas, a infiltração de água e a drenagem subterrânea perene indica que o desenvolvimento da caverna é ativo e controlado pela dinâmica da subsuperfície. Portanto, a área de influência da microbacia da cavidade Bento I reflete forte interação entre processos superficiais e subterrâneos no contexto cárstico local.

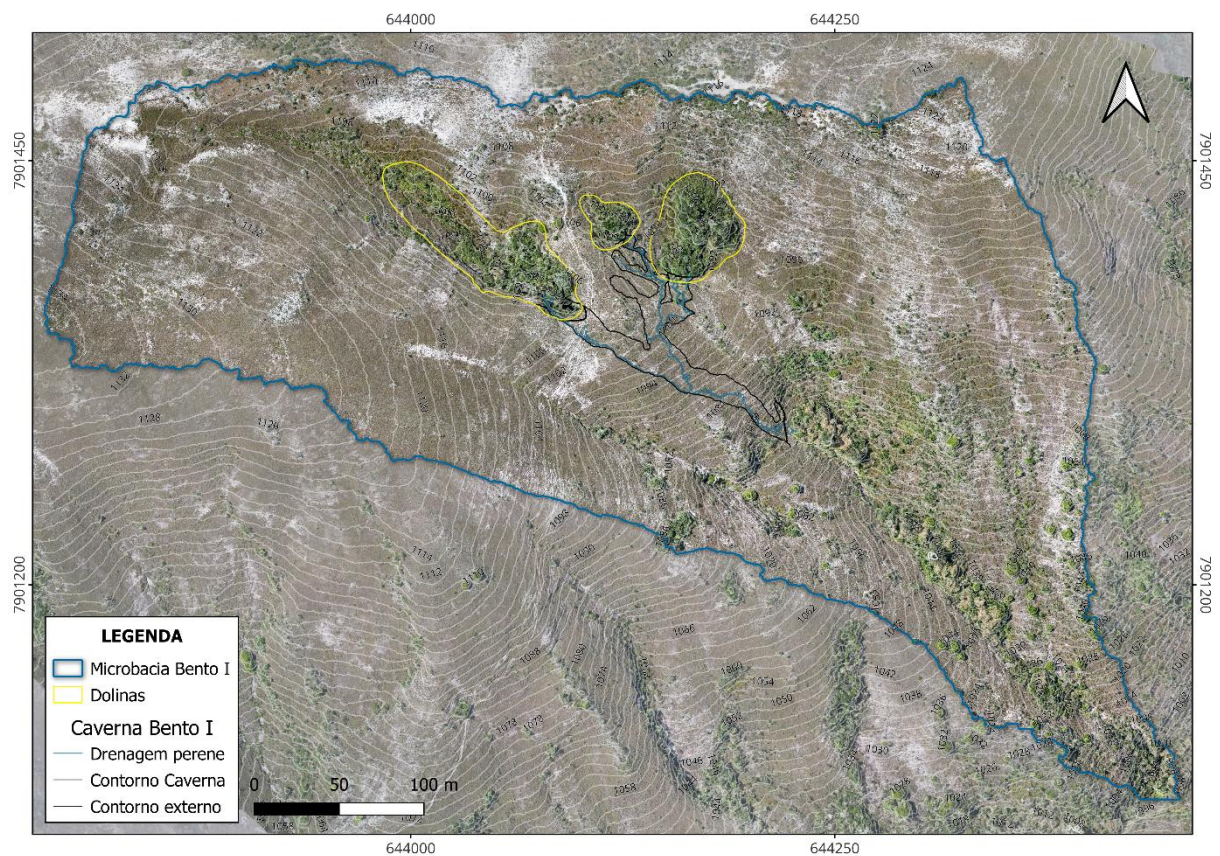


Figura 22: Mapa da microbacia da Caverna Bento I gerada a partir do MDE obtido por ortofoto.

5.3 GEOESPELEOLOGIA

O tópico de Geoespeleologia está organizado em sete subtópicos: (5.3.1) Setorização, onde é apresentada a partição do mapa da cavidade para coleta sistemática de dados em campo; (5.3.2) Descrição Litológica, que caracteriza o material rochoso em que a cavidade se desenvolve; (5.3.3) Descrição morfológica, que apresenta as formas dos condutos e a relação com sua formação; (5.3.4) Depósitos clásticos, caracteriza os sedimentos da cavidade e sua dinâmica; (5.3.5) Depósitos químicos, que apresenta os espeleotemas que se desenvolvem na cavidade; (5.3.6) Climatologia subterrânea, com dados coletados através de termo-higrômetro; (5.3.7) Caracterização hídrica, com os parâmetros físico-químicos da água de fluxo e da água de gotejamento; e (5.3.8) Arcabouço estrutural, com apresentação das estruturas que regem o desenvolvimento a cavidade.

5.3.1 Setorização

O mapa da caverna Bento foi categorizado em 6 setores visando melhor organização no levantamento e na apresentação dos dados. A setorização considerou características morfológicas, estruturais, depósitos clásticos e químicos, condições climáticas, hídricas e da própria dinâmica sedimentar. Os setores foram chamados de S1, S2, S3, S4, S5 e S6, conforme apresentado na Figura 23.

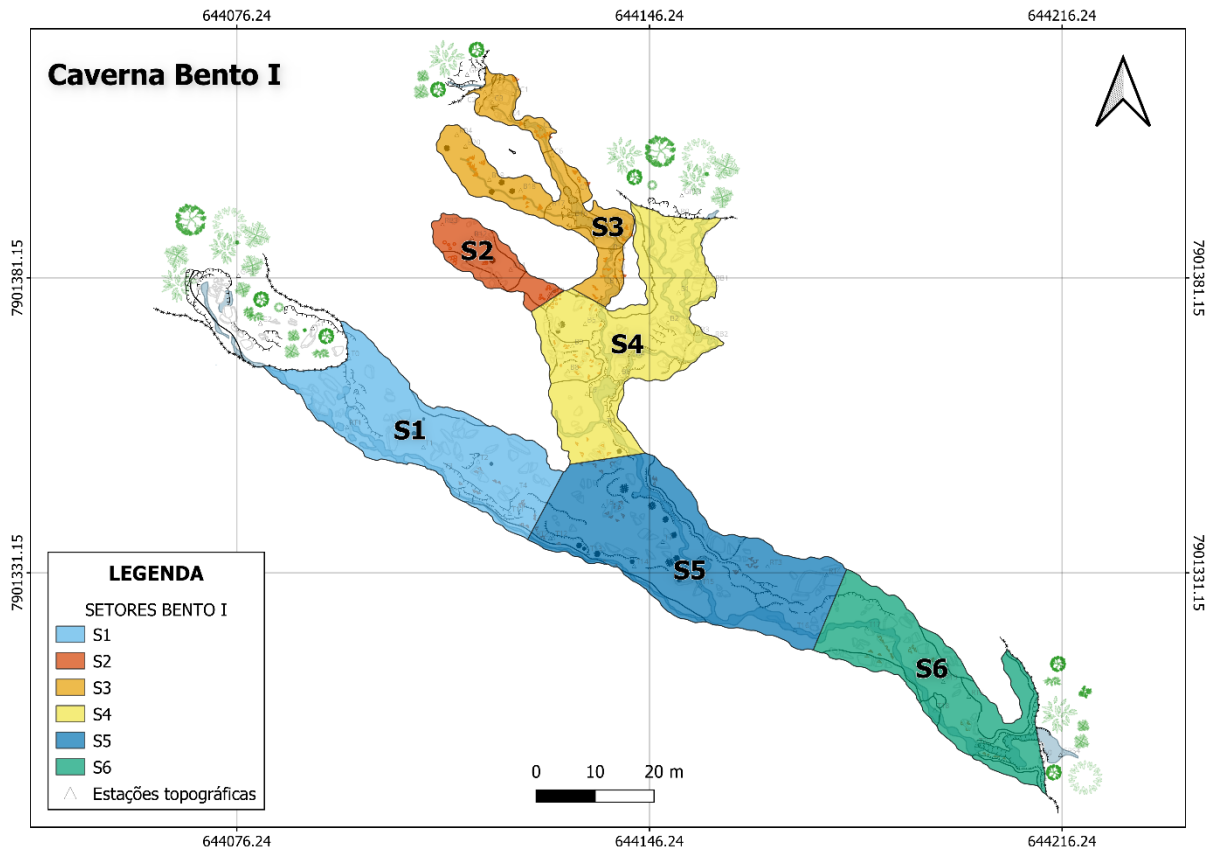


Figura 23: Mapa de setorização da Caverna Bento I. Confeccionado pela autora.

O setor 1 (S1) engloba da entrada principal (boca 1) da cavidade até o salão principal, onde inicia o setor 5 (S5). A entrada principal é a maior da caverna com 18,16 metros de largura e 20,33 metros de altura, inserida em uma dolina de colapso. O trecho da entrada até o salão principal é caracterizado por um conduto amplo. Do ponto de vista estrutural, nota-se uma relação entre planos de fraturas e de acamamento. O padrão retangular dos blocos abatidos (depósito clástico) reforça esta relação da incisão ocasionada pela intersecção destas fraturas. Além disso, neste setor existe uma drenagem perene de baixa vazão originada da área de captação hídrica da cavidade, onde forma uma pequena cachoeira, e atravessando todo o conduto até sair da cavidade pelo setor 6 (S6).

O setor 2 (S2) trata-se de um conduto peculiar em relação ao restante da cavidade. É um conduto confinado e pouco ventilado, uma condição criada pela própria morfologia inclinada ascendente. A entrada deste conduto inclui um patamar com altura de aproximadamente 1,4 metros. O percurso para o interior é ascendente sobre banco de sedimentos. Em uma das paredes existe um painel com indicadores cinemáticos e espeleotemas bem desenvolvidos. É o único setor (e conduto) que não possui drenagem ativa.

O setor 3 (S3) inclui dois condutos, o mais a oeste é confinado e o outro leva à entrada 2. Próximo à metade do setor ambos se tornam apenas um conduto com teto baixo até o setor 4 (S4). Especialmente neste último trecho é possível observar uma brecha alojada no chão e na base das paredes. Todo o percurso pelo S3 é acompanhado por drenagem perene originada da entrada 2.

O setor 4 (S4) inicia-se a partir da entrada 3, sua área está limitada pelos setores S2, S3 e S5. Uma drenagem perene é formada na dolina desta entrada e se une à drenagem vinda do S3 e segue rumo ao S5. No trecho entre as estações topográficas B1 e B2, S4 apresenta uma continuidade lateral da brecha vista em S3. O S4 inclui um salão amplo (nomeado de Salão do Encontro) e com grandes bancos de sedimentos.

O setor 5 (S5) se localiza na porção central do salão principal da cavidade, entre o S1 e o S6. Neste setor existe grandes depósitos clásticos e o encontro das drenagens da parte norte da caverna (S3 e S4) com a drenagem vinda de S1.

O setor 6 (S6) é o mais a leste da cavidade, sendo a parte final do conduto principal. A entrada 4 está neste setor e é a ressurgência da caverna, por onde a drenagem principal percorre até uma cachoeira de aproximadamente 2 metros de altura. Os depósitos clásticos se concentram próximo às paredes e conduto bem controlado por fraturas.

5.3.2 Descrição litológica

O maciço em que a caverna está inserida é constituído por quartzitos de coloração predominantemente branca-alaranjada, com variações em tons amarelados e avermelhados indicando a presença ou percolação de óxidos e hidróxidos de ferro (Figura 24A). Existem precipitações de óxido de manganês em todos os setores, e especialmente com padrões dendríticos em S2 (Figura 24B). O maciço rochoso apresenta-se bastante intemperizado nas paredes da caverna, principalmente em S2 e S3.

O quartzito possui textura granoblástica fina, essencialmente composta por quartzo, salvo as contribuições micáceas de coloração variando entre acinzentado, amarelado e esverdeado (muscovita e sericita). Muscovita e sericita aparecem em camadas xistosas pontuais e delgadas, com maior expressão em S2, mas mesmo nele não superam os 25 centímetros de espessura (Figura 24C). Em S2 e em S3, uma camada de argilominerais no contato do teto com as paredes (aproximadamente 10 cm) revela grande alteração das micas (Figura 24D). Os argilominerais revestem espeleotemas no teto e são depositados nos sedimentos no piso.

O maciço apresenta estruturas laminadas que vão de milimétricas a centimétricas marcadas pelas variações de cores em detrimento da composição química e mineralógica. Em todos os setores apresenta estruturas planares: acamamento (S_0); e uma foliação (S_n) pouco penetrativa (Figura 24E); famílias de fraturas subverticais; e veios de quartzo centimétricos, sempre acomodados concordando com o S_0 e, por vezes, deformados e exibindo indicadores cinemáticos (Figura 24F).



Figura 24: A) Quartzito de coloração amarelo a avermelhado em S2. B) precipitações de óxido de manganês com padrões dendríticos em S2. C) Lente de xisto com contribuições micáceas intercalado com o quartzito em S2. D) Argilominerais depositados no contato entre paredes e teto em S2. E) Representação do quartzito coeso em S5. F) Pannel de indicadores cinemáticos (dextral) em S2.

5.3.3 Descrição morfológica

O padrão planimétrico curvilíneo ramificado da cavidade é similar ao de uma bacia de drenagem, com o rio principal e afluentes. Cada dolina atua como um ponto de recarga que alimenta o conduto principal. O escoamento hídrico subterrâneo reflete também o perfil de inclinação descendente em que a cavidade se desenvolve, das entradas 1, 2 e 3 (maior cota) para a entrada 4 (menor cota). Os cortes transversais apresentam principalmente formas elipsoidais e retangulares (Figura 25). Contudo, os grandes depósitos clásticos recobrem as paredes e o chão em alguns pontos, de maneira que, por vezes, a representação espeleotopográfica não capturam as expressivas formas retangulares que caracterizam os cortes dos condutos (ex.: seção H-H'). Essas formas retangulares são ressaltadas pela ampliação da caverna através do processo de incasão que é facilitado pela intersecção de discontinuidades (planos de fraqueza) do maciço.

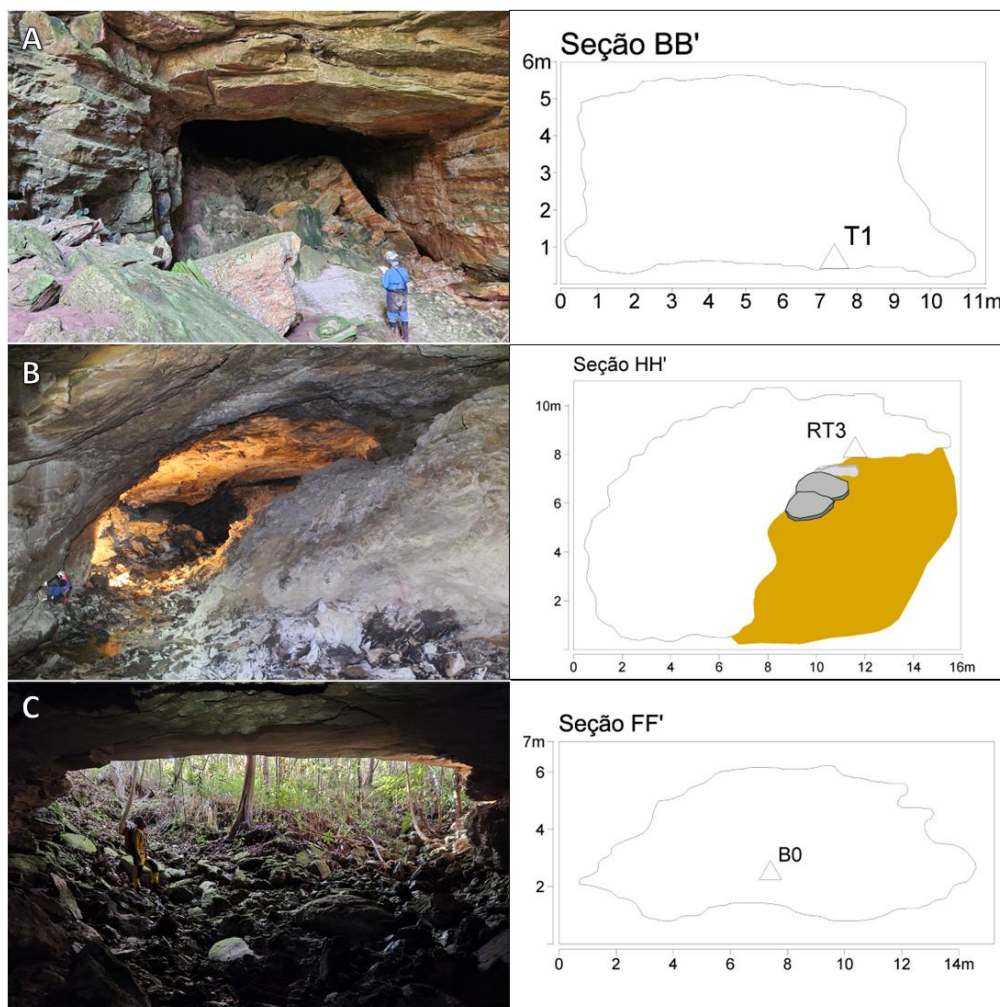


Figura 25: Cortes transversais representando as principais morfologias da cavidade e suas respectivas fotos. A) Morfologia retangular observada na entrada principal (S1), suas paredes acompanham planos de fraturas e seu teto acompanha os planos do acamamento. B) Morfologia de teto em cúpula em função do abatimento de blocos de teto em S5. C) Morfologia retangular observada na terceira entrada (S4), suas paredes acompanham planos de fraturas e seu teto acompanha os planos do acamamento.

Nos setores S3 e S6 da cavidade parte dos condutos assume uma morfologia fungiforme. Essa forma possui um aspecto alargado na porção superior que corresponde ao predomínio da escavação fluvial nos planos do acamamento. E um aspecto de cânion na porção inferior que corresponde ao predomínio da escavação fluvial seguindo planos de fraturas verticalizadas.

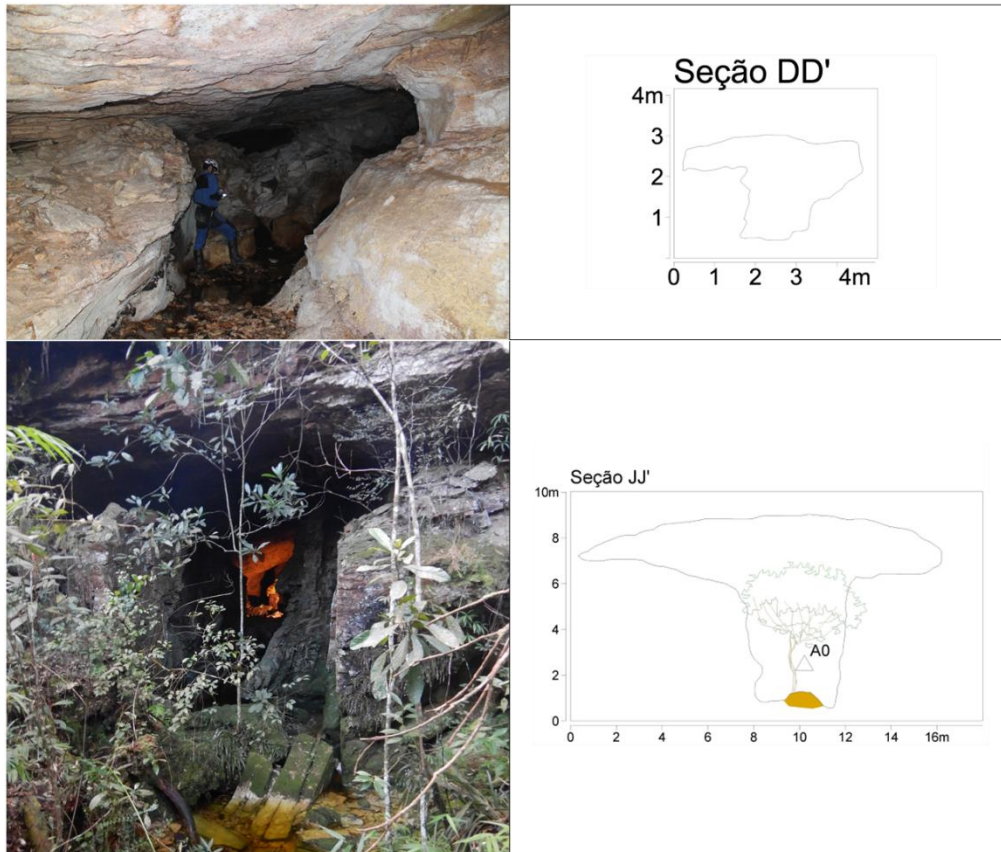


Figura 26: Cortes transversais representando morfologia fungiforme, associada a diferentes momentos de escavação fluvial na cavidade, e suas respectivas fotos. A) Observada em S3. B) Quarta entrada, em S6.

5.3.4 Depósitos clásticos

A Caverna Bento I contém depósitos clásticos alóctones e autóctones. Considerando as configurações hidrológicas e geomorfológicas das entradas, os sedimentos alóctones ocorrem minoritariamente, nas frações granulométricas menores que cascalho. São encontrados principalmente nas entradas e ao longo das drenagens. Como os depósitos autóctones apresentam também sedimentos de mesma composição e granulometria, e ambos podem ser facilmente remobilizados e misturados no interior da cavidade, muitas vezes a distinção da proveniência é impossibilitada. Nas entradas da cavidade, os canais das drenagens transportam e depositam material orgânico.

Os depósitos autóctones, por sua vez, são majoritários e produtos especialmente do abatimento de paredes e teto. A ação da gravidade e da água sobre os planos de fraqueza da

rocha, promove a incasão, processo que resulta em depósitos de granulometria matacão e calhau. Alguns destes blocos abatidos preservaram as faces dos planos estruturais, indicando sua proveniência.

Os depósitos autóctones podem ser transportados ou não. *In situ* ocorrem em todos os setores da cavidade e são mais expressivos na intersecção de condutos, como em S4 e S5. A incasão ocorreu de forma caótica e levou à fragmentação e desagregação do quartzito, caracterizando bancos de sedimentos com colorações esbranquiçadas e alaranjadas, com granulometrias de argila a areia fina apoiando de cascalhos a blocos métricos. Possuem baixo grau de arredondamento, angulosos a subangulosos, e baixo grau de esfericidade. Encontram-se em forma cônica (em S5 acompanhada de uma cúpula de abatimento no teto) e semi-cônica, geralmente próximos às paredes e com a base moldada pelo fluxo hídrico (Figura 28). Esses depósitos atingem até 6 metros de espessura.

Os depósitos autóctones transportados estão presentes em canais de drenagem ativos ou inativos, por vezes compondo pequenas barras arenosas e cascalhosas. Próximos à drenagem, a superfície dos blocos adquire coloração preta, provavelmente pela presença de íons de manganês na água. Próximo à entrada da cavidade em S3 e em todo o trecho de teto baixo do conduto, já próximo do limite com o S4, ocorre ainda uma brecha polimítica clasto-suportada bastante consolidada. Os clastos são comumente fragmentos do próprio maciço e de veios de quartzo, em frações cascalho e seixo, cimentados por material areno-argiloso quartzoso. Nos pontos em que a brecha ocorre o teto não registra formato em cúpula. Acima das brechas há um depósito argiloso de coloração marrom-amarelada, que aparenta estar sendo trazido por fluxo laminar oriundo de canalículos nas laterais do salão. A mesma ocorrência se repete lateralmente na parte de S4 que é paralela a S3.



Figura 27: Depósitos clásticos. A) formato semi-cônico com frações entre areia a matacão em S1. B) barras cascalhosas no entorno da drenagem em S1. C) semi-cones no Salão do Encontro em S4. D) brecha depositada em S3.

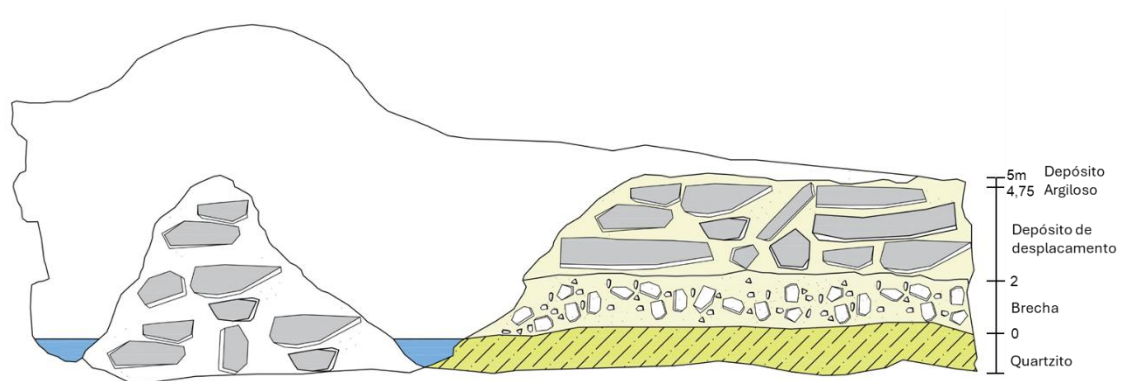


Figura 28: Corte transversal esquemático representando cúpula de abatimento do teto, cone e sessão de depósitos clásticos.

5.3.5 Depósitos químicos

A cavidade possui diversidade e quantidade de espeleotemas significativos, formados provavelmente pela precipitação de minerais amorfos de alumínio e sílica hidratada (alofana e sílica opalina) (Webb & Finlayson, 1984). São observados depósitos cristalinos de águas gotejantes, dos tipos estalactite, estalagmite e cortina serrilhada; de águas circulantes, do tipo microtravertino; e de águas de condensação, do tipo coraloide.

Formas criadas por águas gotejantes

Depósitos formados por água de gotejamento apresentam maior diversidade de tipos de espeleotemas na Caverna Bento I. São observadas estalactites, estalagmites e cortinas serrilhadas, se desenvolvendo em S2, S3 e S4. As estalactites ocorrem em S3 e S4, em S3 ocorrem próximas às estações C5 e C7 e em S4 próximas à estação B10 (conforme o mapa topográfico). Ocorrem em sua forma inicial de “canudo de refresco” e também entupidas, com formatos cônicos. Possuem coloração esbranquiçada, amarelada e avermelhada, e comumente apresentam-se recobertos por fina camada de sedimentos argilosos. Possuem tamanho de centímetros e têm associadas a si outros tipos de espeleotemas, como cortinas serrilhadas, estalagmites e microtravertinos.

As estalagmites ocorrem em S2, S3 e S4 - sendo as de S2 as mais expressivas -, com colorações que vão do acinzentado ao preto e do alaranjado ao vermelho-amarronzado. Possuem dimensão de dezenas de centímetros e, por vezes, o gotejamento que as alimenta não forma estalactites (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**, E e F).

As cortinas serrilhadas ocorrem em S2 e S3, alojadas nas paredes e no teto, e apresentam coloração vermelho-alaranjado em tons fechados. Em S3 ocorrem também cortinas de coloração esbranquiçada, com incorporação do caulim, e se desenvolvem na coalescência das estalactites, localizadas exclusivamente no teto. Se formam através do escoamento do fluxo gotejante em planos inclinados (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**, G e H).

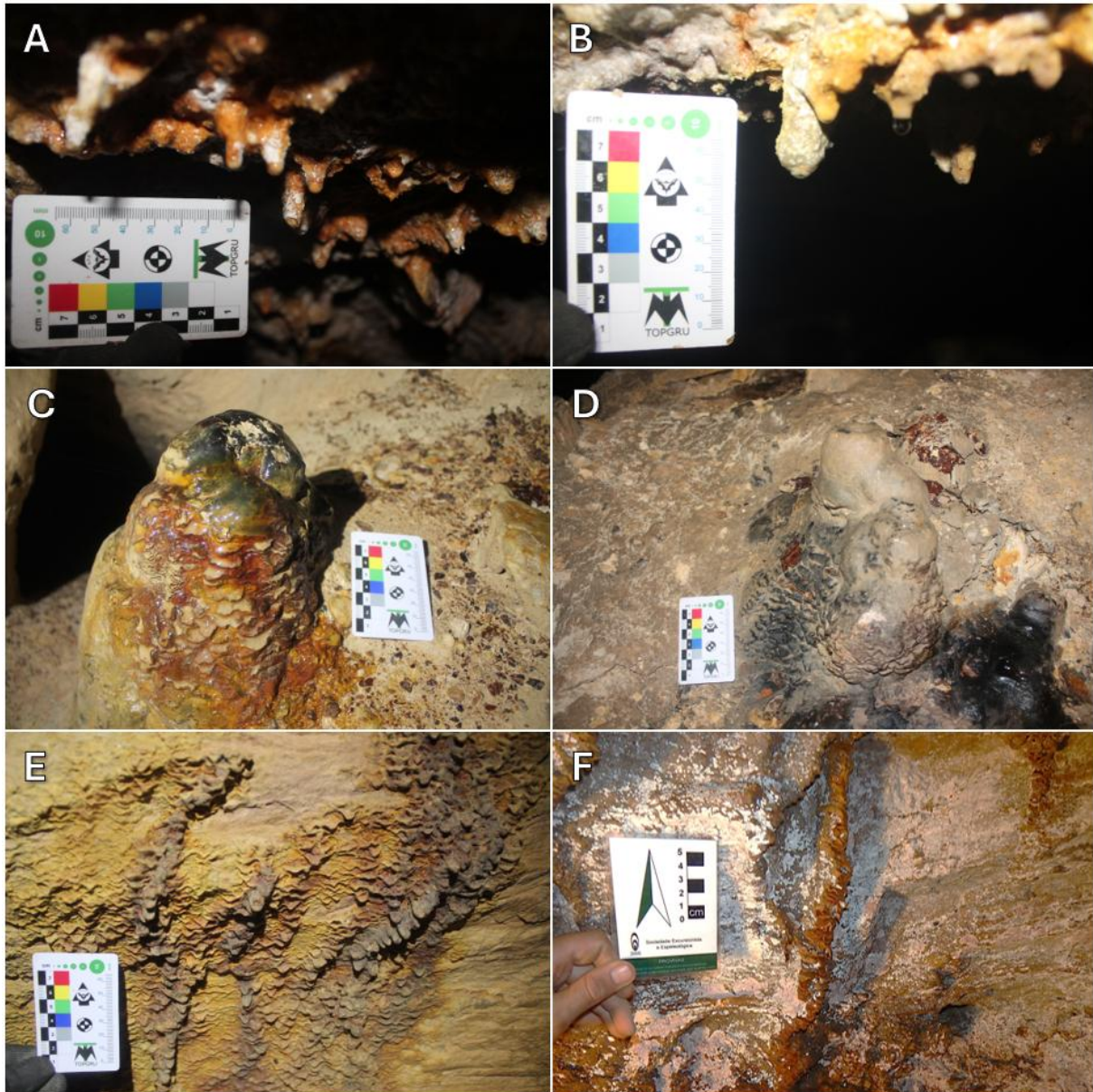


Figura 29: Espeleotemas do tipo estalactite: A) do tipo “canudo”, B) formato cônico pela obstrução do “canudo”. Espeleotemas do tipo estalagmite: C) e D) em S2. Espeleotemas do tipo cortina serrilhada: E) em S2 e F) em S3.

Formas criadas por águas circulantes

Os microtravertinos são encontrados em S2 e S3, e possuem coloração vermelho-alaranjado e preto. Em S2 se desenvolvem nas estalagmites e paredes, em S3 se desenvolvem no piso ou no patamar. No piso estão próximos a calha da drenagem e se formam com o fluxo com água saturada. No caso dos microtravertinos que se encontram em estalagmites e em patamares, o fluxo hídrico que os condiciona é formado pelo intenso gotejamento posicionado imediatamente acima. O gotejamento escava a superfície que atinge - em S2 o topo das estalagmites e em S3 o substrato -, ocasionando pequenas poças que transbordam com a frequência do gotejamento. Desta forma, o tempo de estagnação não é suficiente para que toda

a carga mineral contida na solução seja depositada no local. Sendo, portanto, depositada ao longo da superfície em que escorre.

Formas criadas por águas de condensação

Os coralóides de origem subaérea são os espeleotemas mais abundantes na cavidade, aparecendo em S1, S3, S4, S5, S6. Possuem coloração branco-acinzentada, muitas vezes preta e, quando próximo às entradas, verde escuro pelo crescimento de musgos e mais alterados. Possuem dimensões milimétricas a centimétricas, frequentemente aproveitando espaços entre planos de acamamento e de fratura nos tetos e nas paredes. São formados pelo vapor d'água saturado que, ao condensar nas superfícies da caverna, condiciona a precipitação dos minerais formadores de espeleotemas.

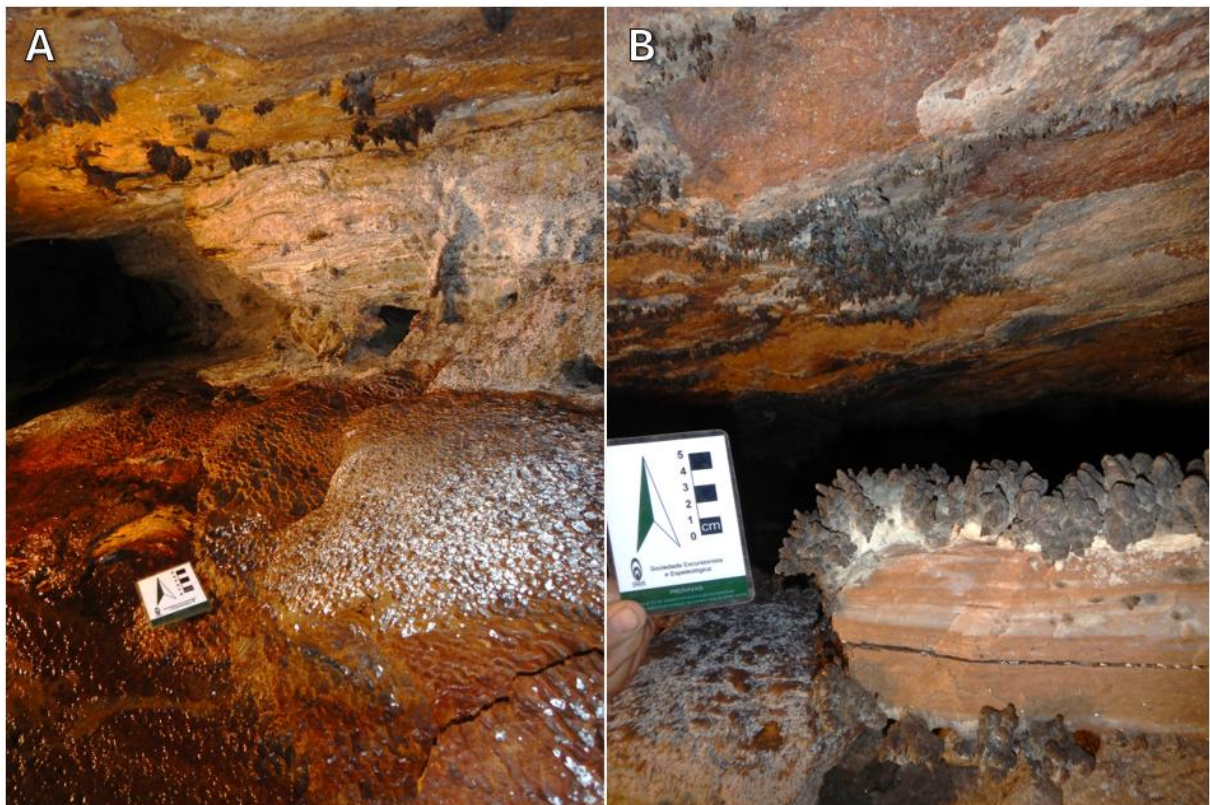


Figura 30: Espeleotemas do tipo microtravertino: A) se desenvolvendo no piso em S3. Espeleotemas do tipo coralóide: B) em blocos e no teto do topo de depósitos clásticos em S5.

5.3.6 Climatologia subterrânea

Datalogger 1 – S1 (Zona eufótica)

Localizada na entrada principal da cavidade, esta área apresenta ampla ventilação e forte incidência de luz natural, por estar localizada em zona eufótica (S1). Os dados indicam variações de temperatura entre 17,5°C e 19,5°C, acompanhando o ciclo diário externo. As temperaturas mais altas estão entre 13h30 e 19h30, visíveis no gráfico entre as horas 1-6 (dia 21/02) e 25-31 (dia 22/02), confirmando a influência da incidência solar direta nesta entrada no período da tarde, como observado em campo. As temperaturas mais baixas estão entre 21h30 e 7h30, entre as faixas de 8-18 horas (noite do dia 21/02 e madrugada do dia 22/02), e 32 e 42 (noite do dia 22/02 e madrugada do dia 23/02). A umidade relativa variou de 0% e 90%, apresentando oscilações bruscas associadas à troca de ar com o meio externo. Este comportamento reflete um ambiente sensível às condições meteorológicas do ambiente externo da cavidade. É observada ainda a queda abrupta da umidade por volta da hora 37, podendo indicar algum erro de leitura desta medida pelo aparelho a partir daí.

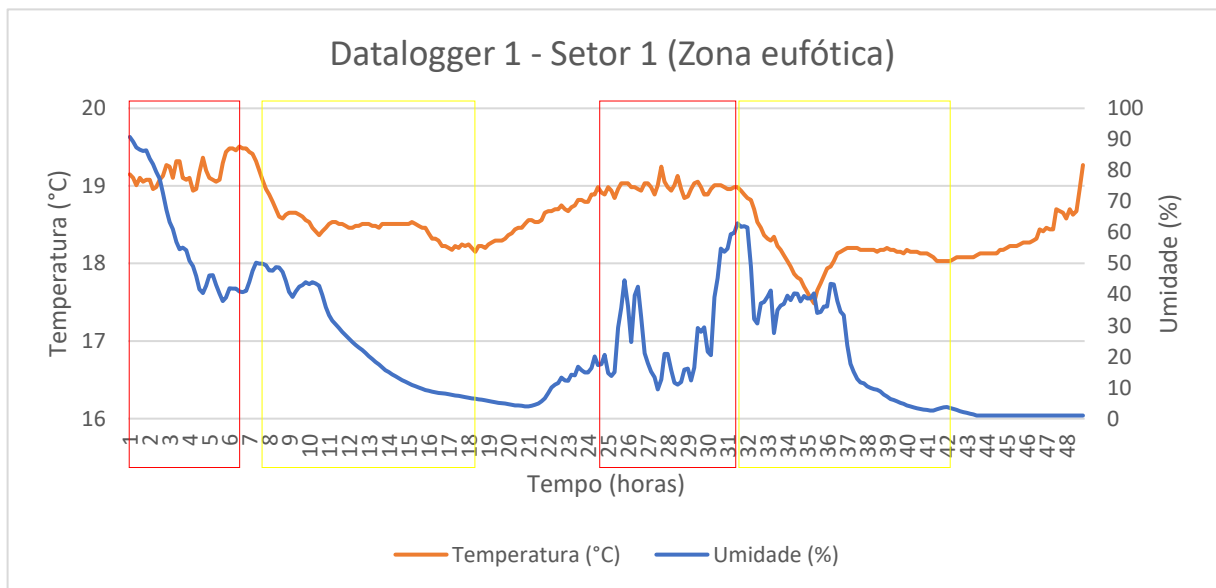


Figura 31: Gráfico com dados do *datalogger* 1, instalado no setor 1, na entrada principal da cavidade. Início do registro as 13h30 do dia 21/02/25. Término do registro: 13h30 do dia 23/02/25. Retângulos em vermelho indicando maiores temperaturas, retângulos em amarelo indicando menores temperaturas.

Datalogger 2 – S5 (Zona disfótica)

Instalado na porção central, onde a cavidade recebe pouca luz e possui ventilação um pouco mais restrita, por estar localizada em zona disfótica (S5). A temperatura variou entre 17,9 °C e 19,5 °C, com flutuações mais suaves que o *datalogger* 1 em S1, mas ainda perceptíveis ao longo do dia. As temperaturas mais altas estão no intervalo de 13h30 a 19h30 do dia 21/02, visíveis no gráfico entre as horas 1-6, e no intervalo de 11h30 a 17h30, no gráfico entre as horas

22-28 (dia 22/02). As temperaturas mais baixas estão entre 22h30 e 9h30, visíveis no gráfico na faixa 9-20 (noite do dia 21/02 e madrugada do dia 22/02) e na faixa 33-44 (noite do dia 22/02 e madrugada do dia 23/02). A umidade relativa manteve-se elevada neste ponto em todo o período (entre 91% e 99%), com variações menos abruptas que na zona eufótica, mas ainda influenciadas por variações externas. O gráfico sugere um ambiente de transição, com certa estabilidade térmica, mas sem isolamento total da atmosfera externa.

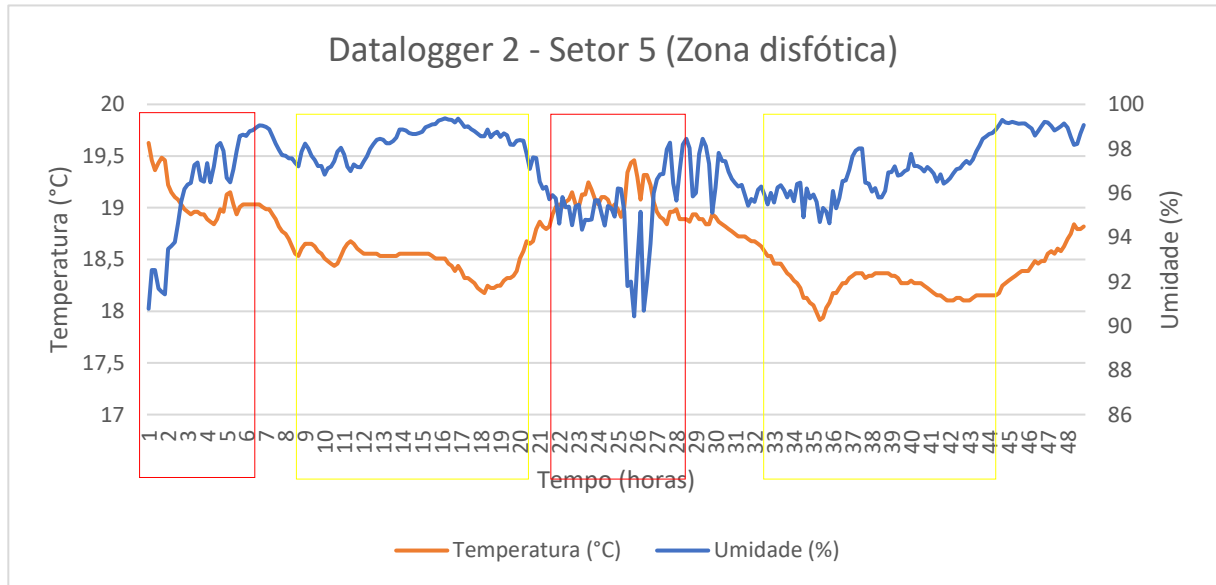


Figura 32: Gráfico com dados do *datalogger* 2, instalado no setor 5, no salão principal da cavidade. Início do registro as 13h30 do dia 21/02/25. Término do registro: 13h30 do dia 23/02/25. Retângulos em vermelho indicando maiores temperaturas, retângulos em amarelo indicando menores temperaturas.

Datalogger 3 – S2 (Zona afótica)

Este aparelho foi fixado em um ambiente confinado e com circulação mínima de ar, localizado em zona afótica (S2). Os dados mostram temperatura estável, oscilando entre 20,7 °C e 21,1 °C, e umidade relativa próxima da saturação (96% a 100%), praticamente sem variação durante o período monitorado. Essa constância microclimática é típica de setores internos protegidos e permite perceber a repercussão da entrada humana para instalação do aparelho. Em um quadro de 24 horas, temperatura e umidade se tornam absolutamente estáveis, revelando um ambiente extremamente sensível.

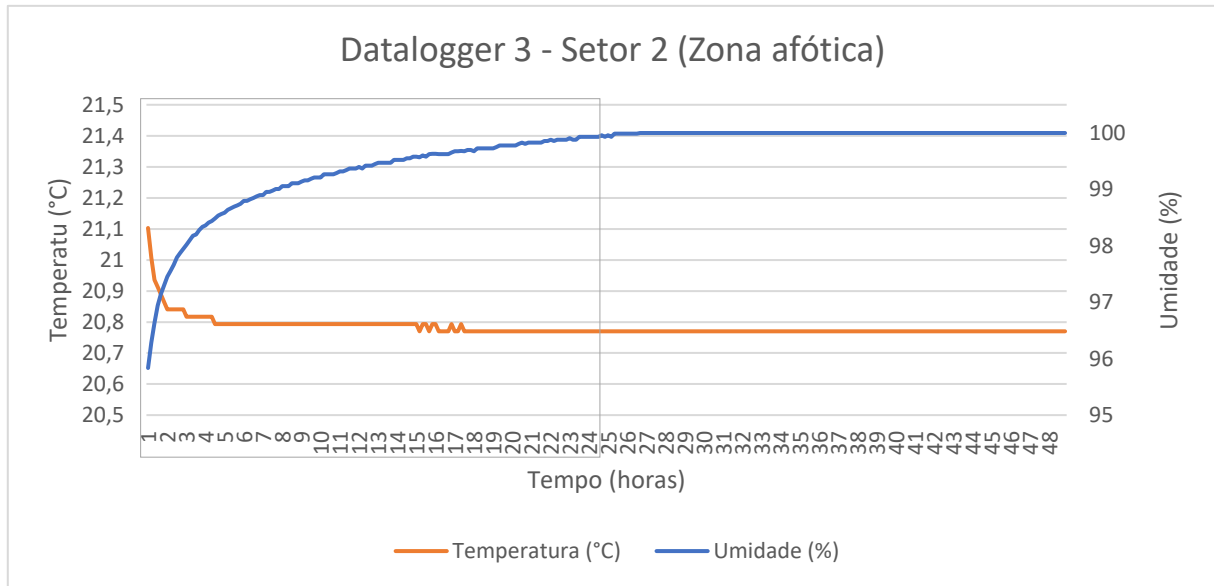


Figura 33: Gráfico com dados do *datalogger* 3, instalado no setor 2, no salão principal da cavidade. Início do registro as 13h30 do dia 21/02/25. Término do registro: 13h30 do dia 23/02/25. Retângulo cinza indicando ciclo de 24h até estabilização total do ambiente.

5.3.7 Caracterização hídrica

A caverna Bento I é ativa do ponto de vista hidrogeológico. A manutenção hídrica que recebe está principalmente ligada à recarga por águas meteóricas. A água pluvial infiltra no maciço rochoso por porosidades primárias e secundárias, promovendo exsudação e gotejamento, mas também é armazenada em organossolos (turfeiras) presentes em suas dolinas. Os organossolos funcionam como reservatórios em subsuperfície, garantindo perenidade da nascente/surgência. As dolinas a montante atuam então como sumidouros captando o fluxo hídrico para o conduto principal da cavidade, e a saída a jusante, como ressurgência, por onde o curso d'água escapa para o meio externo. O conduto do S2 não apresentou fluxo, apenas gotejamento. Os demais condutos possuem fluxo hídrico livre perene, que acompanha a direção de mergulho das camadas rochosas e as direções das fraturas, escoando para sudeste. Ao longo das drenagens há formação de lagos e quedas d'água, ambos de pequeno porte. Por vezes estão associadas a feições de escavação canalizadas, nos quais se destacam S3 e S6.

Parâmetros físico-químicos da água

Tabela 2: Parâmetros físico-químicos de água de gotejamento e água de fluxo na Caverna Bento I.

Parâmetros físico-químicos da água					
Ponto:	PA1	PA2	PA3	PA4	PA5
Tipo:	Gotejamento	Fluxo misturado (final)	Fluxo	Fluxo Misturado S3 e S4	Gotejamento associado a espeleotema
Temperatura (°C)	18,8	19	19,5	19,5	20,5
pH	4,55	4,38	4,41	4,41	4,93
Condutividade (S/m)	53,96	17,4	12,47	14,18	9,89
Resistividade (Ω)	17,04	56	79,46	63,43	137,8
TDS (ppm)	43,26	10,95	7,93	9,04	6,18
ORP (mV)	306	304	305	311	323

Foram analisados parâmetros físico-químicos da água em cinco pontos da cavidade (PA1 a PA5). Os pontos amostrados representam dois tipos principais de entrada de água no sistema: gotejamento (PA1 e PA5) e fluxo/drenagem (PA2, PA3 e PA4). Sendo que apenas o PA5 representa um gotejamento associado à formação de espeleotemas e alguns fluxos resultam da mistura de diferentes setores da caverna.

A temperatura variou de 18,8 °C (PA1) a 20,5 °C (PA5). A água de gotejamento apresentou as temperaturas mais extremas: a mais baixa no PA1 e a mais alta no PA5. As águas de fluxo ficaram entre 19,0 °C e 19,5 °C, com pouca variação.

Todas as amostras apresentaram caráter ácido, variando de 4,38 (PA2) a 4,93 (PA5). O gotejamento do PA5 apresentou o pH mais alto, enquanto o fluxo misturado final (PA2) apresentou o mais baixo.

A condutividade variou significativamente, de 9,89 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (PA5) a 53,96 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (PA1). O gotejamento do PA1 foi o mais mineralizado, enquanto o gotejamento do PA5 foi o menos. A resistividade variou de 17,04 $\text{k}\Omega\cdot\text{cm}$ (PA1) a 137,8 $\text{k}\Omega\cdot\text{cm}$ (PA5). Os TDS (sólidos totais dissolvidos) variaram de 6,18 ppm (PA5) a 43,26 ppm (PA1).

O ORP (potencial de oxirredução) variou pouco entre os pontos, de +304 mV (PA2) a 323 mV (PA5), indicando ambiente oxidante em todos os casos.

5.3.8 Arcabouço estrutural

Na caverna Bento I as feições estruturais controlam a forma e a orientação de seus condutos. A análise dessas estruturas permite compreender como planos de fraqueza no maciço rochoso condicionaram o desenvolvimento da cavidade. No mapa a seguir, estão representadas as principais estruturas medidas: as planares, como o acamamento e a foliação, que indicam a disposição original e a reorganização dos minerais; as lineares, registradas a partir de interseções entre planos e estiramentos minerais, que marcam direções preferenciais de deformação; e as estruturas maiores, como fraturas e falhas, mapeadas em diferentes famílias (F1 a F4), que orientam o desenvolvimento da caverna. Essa representação evidencia a relação direta entre o padrão estrutural e a morfologia da cavidade.

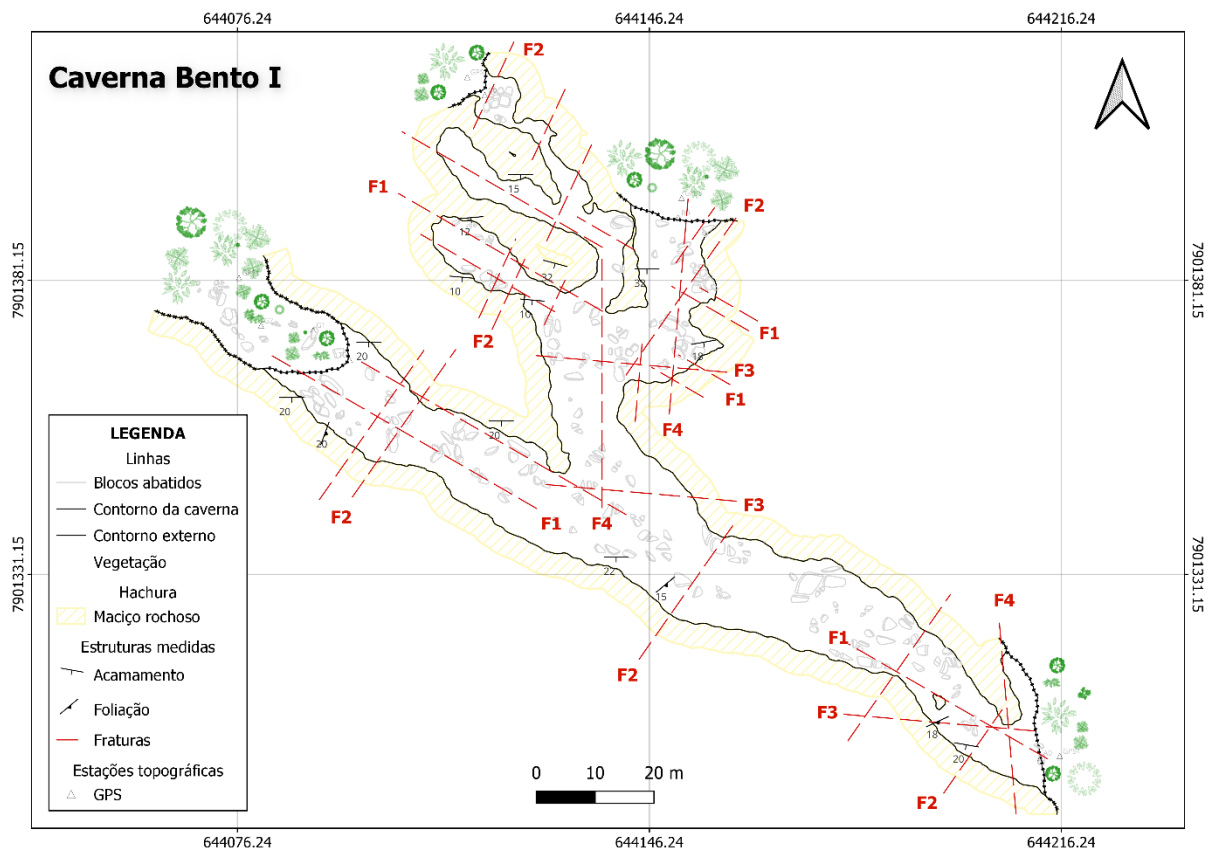


Figura 34: Mapa estrutural da caverna Bento I.

Estruturas planares: em todos os setores é possível identificar planos de acamamento (S_0) penetrativos com direção preferencial para 180° e mergulho com 12 a 30° de inclinação

(FiguraX). Os planos de foliação (S_n) são pouco penetrativos, estando mais visíveis em S1 e S5, com direção preferencial 160° e mergulho de 15 a 30° (Figura X).

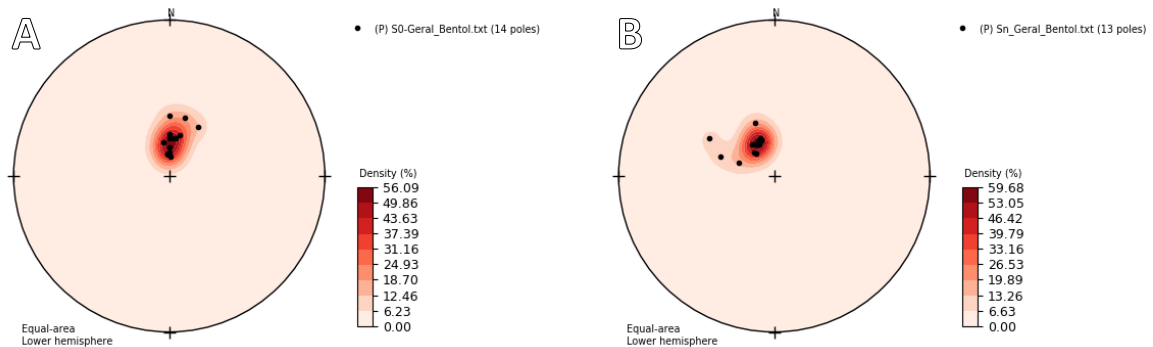


Figura 35: A) Diagrama de pólos com medidas de acamamento (S_0). B) Diagrama de pólos com medidas de foliação (S_n).

Estruturas maiores: Fraturas e falhas

A cavidade apresenta um conjunto de fraturas subverticalizadas que ocorrem em pares conjugados. Foram distinguidas quatro famílias de fraturas, chamadas **F1** (*WNW-ESE*), **F2** (*NNE-SSW*), **F3** (*N-S*) e **F4** (*E-W*). As duas primeiras apresentam maior frequência e expressividade e formam o primeiro par, enquanto as duas últimas apresentam menor frequência e expressividade e formam o segundo par. Em S6 é possível notar ainda que a F1 é uma fratura aberta, medindo cerca de 8 centímetros.

Observa-se que a **F1** (*WNW-ESE*) possui mesma direção dos condutos em S1, S2, parte dos condutos em S3, S5 e S6. A **F2** (*NNE-SSW*) rege a direção da primeira e da segunda entrada (em S1 e S3). A **F3** (*N-S*) rege a direção da terceira entrada e **F4** (*E-W*) a direção da quarta entrada. Estas duas últimas regem também a direção de desenvolvimento do S4.

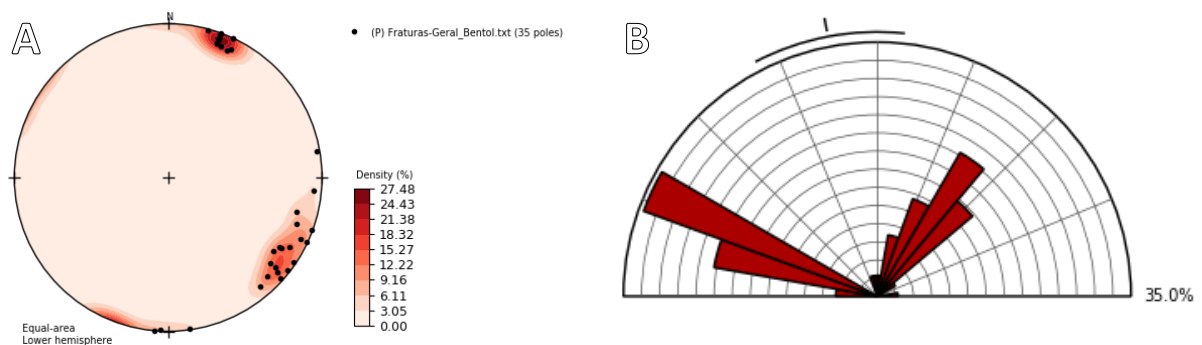


Figura 36: A) Diagrama de pólos com medidas das 4 famílias de fraturas da cavidade Bento I. B) Diagrama de roseta com as direções das 4 famílias de fraturas da cavidade Bento I.

Falhas

Um plano de falha foi medido em S1 com inclinação de 50 graus e a mesma direção de F1 (*WNW-ESE*). Posteriormente foi identificado em S2 uma repetição da falha.

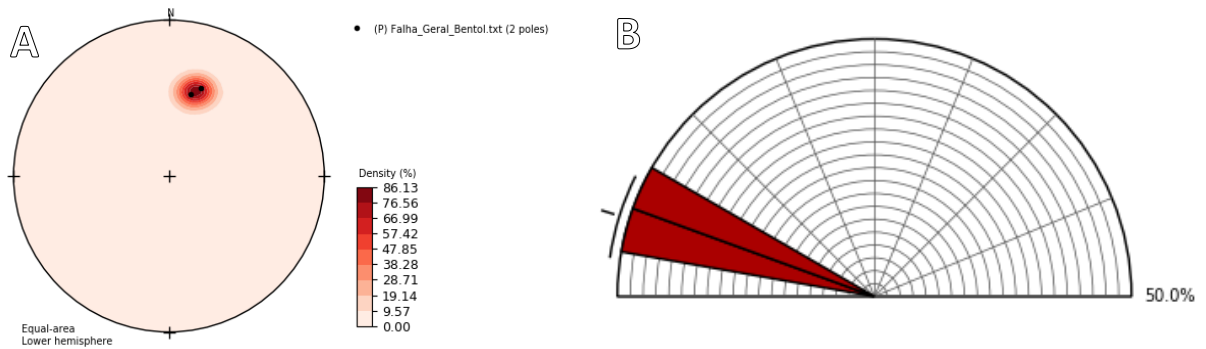


Figura 37: A) Diagrama de pólos com medidas do plano de falha medido na cavidade Bento I. B) Diagrama de roseta com as direções do plano de falha medido na cavidade Bento I.

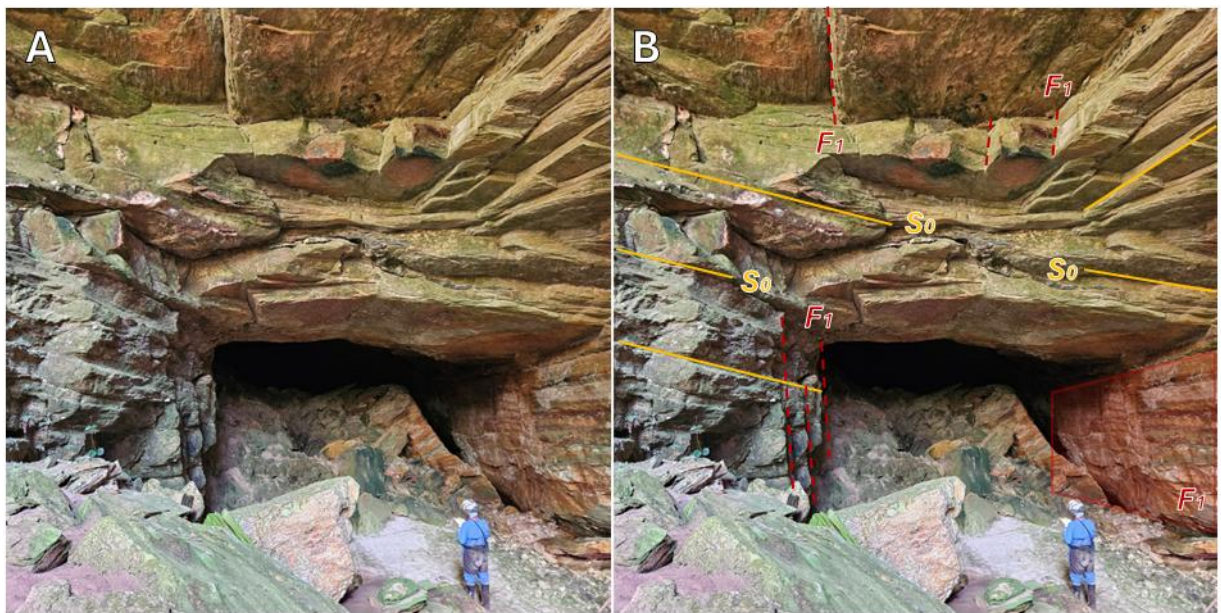


Figura 38: Delimitação do acamamento e da F1 na entrada principal.

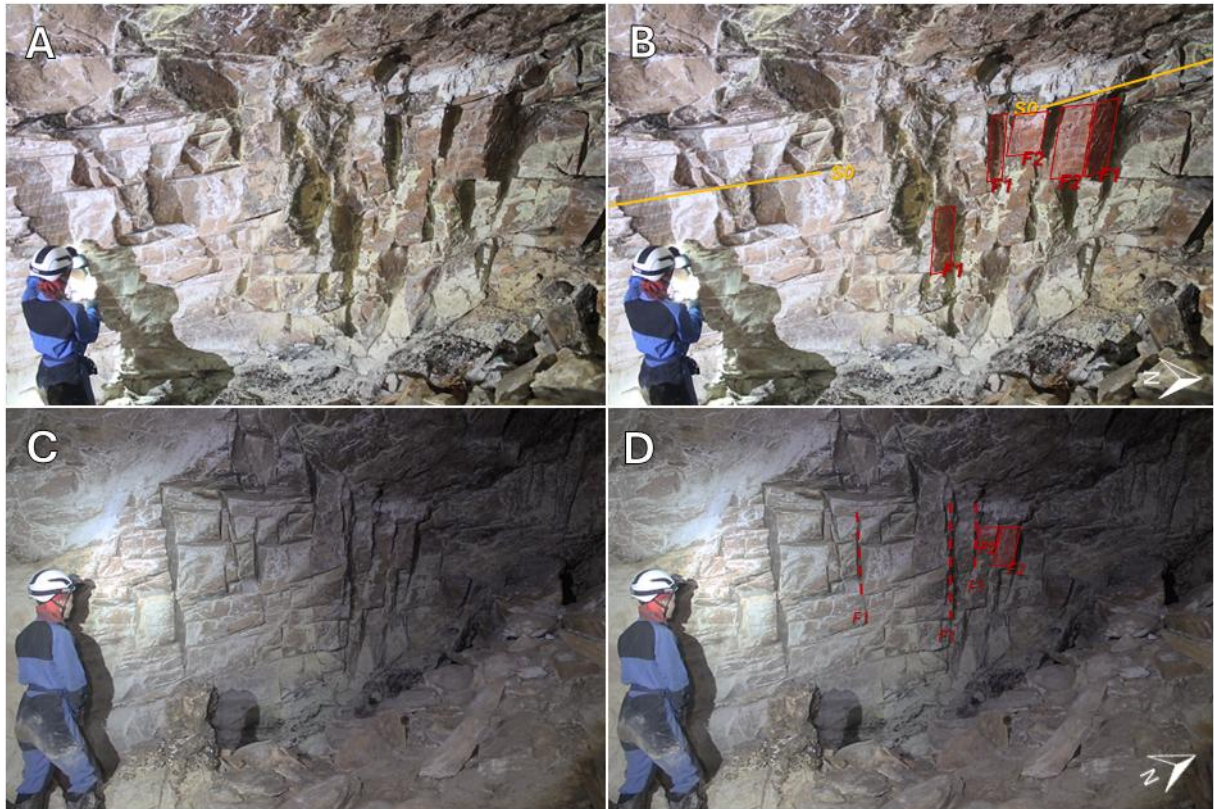


Figura 39: Delimitação do acamamento, da F1 e da F2 no S4 visto em diferentes ângulos.

6 DISCUSSÕES

O arcabouço e controle tectono-estrutural da região tiveram grande influência nos processos da espeleogênese. Analisando os aspectos morfoestruturais regionais e geoespeleológicos foi elaborada uma hipótese sobre os principais estágios de desenvolvimento da caverna Bento I e sua relação com as morfologias dos condutos e a origem dos depósitos físicos e químicos presentes.

6.1 CONDICIONANTES MORFOESTRUTURAIS

Através da comparação entre as direções de lineamentos regionais, extraídas por sensoriamento remoto e geoprocessamento, e as direções de fraturas medidas diretamente na cavidade, observa-se que os aspectos morfoestruturais estão relacionados com a espeleogênese da caverna Bento I. Existe uma correspondência notável entre as direções de lineamentos e fraturas e a intensidade de ocorrência de cada um.

Os lineamentos extraídos pelo mapa de sombreamento no item (5.1) Caracterização Morfoestrutural deste trabalho apresentam um forte predomínio de direção N-S a NNW-SSE. Essa tendência, que ocorre em toda a Serra do Espinhaço Meridional, está relacionada com sua formação no evento orogênico brasileiro-panafricano do Gondwana ocidental (Alkmim et al.,

2007). Com exceção desta direção N-S a NNW-SSE, os lineamentos regionais *WNW-ESE*, *NNE-SSW*, *E-W* e *N-S*, são vistas nesta mesma hierarquia dentro da cavidade Bento I como fraturas, chamadas F1, F2, F3 e F4, respectivamente.

Considerando que o Ciclo Brasileiro formou o arcabouço tectônico da Serra do Espinhaço, ditando as direções das principais falhas, fraturas e zonas de cisalhamento. A herança tectônica e a configuração de tensões, onde σ_1 (E-W) e σ_3 são horizontais e σ_2 é vertical, sugere uma reativação em regime de cisalhamento transcorrente.

As fraturas F1 (*WNW-ESE*) são fraturas de cisalhamento, as mais frequentes, mais penetrativas e abertas em até ~8 cm. Se formaram em um ângulo de aproximadamente 30° em relação à direção da máxima tensão compressiva (σ_1), que está E-W. Contém indicadores cinemáticos (dextrais, com vergência de SE para NW) confirmando o principal plano de cisalhamento. A orientação e o sentido do movimento indicam um cisalhamento dextral (movimento para a direita em relação ao outro bloco).

As fraturas F2 (*NNE-SSW*) formam o plano conjugado (o outro lado do par cisalhante). Elas também se formam em um ângulo de aproximadamente 30° com a máxima tensão, mas com um sentido de movimento sinistral (para a esquerda).

As fraturas F3 (*E-W*) são fraturas de compressão. Elas se formam perpendicularmente à mínima tensão (σ_3) e paralelas à máxima (σ_1). Nelas o movimento esperado é mínimo ou nulo, pois são paralelas à direção de máxima compressão.

As fraturas F4 (*N-S*) são fraturas de extensão. Elas se formam paralelas à máxima tensão (σ_1) e perpendiculares à mínima (σ_3). Nessas fraturas, o movimento predominante é de abertura, indicando que a rocha foi estirada nessa direção.

O cisalhamento dextral ao longo da direção WNW-ESE e o cisalhamento sinistral ao longo da direção NNE-SSW (sem medição da cinemática desta última, mas a teoria a prediz como o par conjugado) são as principais estruturas que acomodam o esforço. Enquanto as fraturas E-W e N-S são estruturas secundárias que se formam para acomodar o encurtamento e o estiramento inerentes a esse regime.

Contudo, o histórico tectônico do Espinhaço Meridional é multiepisódico e envolve nucleação, desenvolvimento e reativações, durante o ciclo brasileiro-panafricano (Neoproterozoico) e depois associadas ao rifteamento de Gondwana no Mesozoico e aos ajustes neotectônicos posteriores.

A família F1 pode ser interpretada como uma estrutura que foi reativada durante o evento distensivo da fragmentação de Gondwana. Estruturas desse tipo são frequentemente nucleadas em episódios compressivos/transpressivos e funcionam como zonas preferenciais para reativação sob regimes de tensão subsequentes.

De tal maneira que a **F1** (*WNW-ESE*) atua como a principal fratura envolvida na espeleogênese da cavidade, controlando o desenvolvimento da maior parte dos setores e condutos. A **F2** (*NNE-SSW*) forma planos de interseção com F1 que favorecem o abatimento, permitindo a reorientação de condutos (como em S3 e em S4). A **F3** (*N-S*) e a **F4** (*E-W*) formam também planos de interseção que parecem responsáveis pelo alargamento do S4.

6.2 ESPELEOGÊNESE

Tais coerências sugerem que as fraturas observadas na cavidade são a expressão local de um sistema de lineamentos estruturais maior, e que a cavidade se desenvolve concordante com essas estruturas regionais. As estruturas regionais participam da evolução da paisagem e, portanto, da carstificação epigênica. De forma que, as condições de exposição, recarga e drenagem da rocha, moldaram os gradientes hidráulicos iniciais, mas em estágios avançados, o próprio carste passou a influenciar na formação do relevo (Klimchouk, 2015). A partir daí e da caracterização geoespeleológica, é possível propor um modelo evolutivo simplificado da caverna Bento I em 4 estágios.

Estágio 1: Regime freático e intemperismo químico

O estágio inicial da formação da caverna está associado a um ambiente freático, em que o pacote rochoso estava completamente saturado. A infiltração de água, favorecida por estruturas herdadas, iniciou o processo de intemperismo químico no quartzito. Embora o quartzito seja uma rocha de alta resistência, a atuação prolongada da água ácida (principalmente contendo ácidos orgânicos) nos planos de fraqueza, permitiu a dissolução do quartzo, iniciando um processo espeleogenético, podendo ser *sanding* (Martini, 1979) ou fantomização (Rodet, 1996; 2014; Quinif, 2010; Wray e Sauro, 2017).

Neste estágio ocorreu também o processo de dissolução incongruente de micas, como muscovita e sericita, presentes nos planos de acamamento, ainda em condições freáticas. A dissolução desses silicatos, menos estáveis quimicamente que o quartzo, gera como produtos minerais secundários e íons em solução. Este mecanismo foi particularmente eficaz ao longo dos planos de acamamento da rocha, que, aliados às fraturas, funcionaram como condutos

preferenciais. Posteriormente a remoção mecânica e seletiva desses materiais promoveu a desagregação granular e a ampliação significativa dos vazios.

Estágio 2: Rebaixamento do nível de base, instabilidade e colapso

A fragmentação de Gondwana e abertura do Atlântico desencadeia um rebaixamento do nível de base regional, associado ao soerguimento tectônico e ao entalhamento da drenagem. O rebaixamento do lençol freático torna o ambiente vadoso. Com a perda do suporte hidrostático as câmaras ampliadas perdem estabilidade. O teto e as paredes da cavidade, submetidos à ação da gravidade em um ambiente não-saturado, começam a sofrer processo de incasão (White, 1988). Estes colapsos, recorrentes e sequenciais, resultaram na deposição de blocos angulares de quartzito e fragmentos de veios de quartzo no piso da caverna, formando os depósitos de brecha (clasto-suportada). Este estágio marca a transição de um processo essencialmente químico (dissolução) para um processo físico (colapso gravitacional), responsável pela configuração geométrica e pelo aumento significativo do volume da caverna.

Estágio 3: Entalhamento vadoso

Após o soerguimento tectônico ocorre um desequilíbrio com o nível de base. Num primeiro momento o entalhamento vadoso possui determinada estabilidade, escavando lateralmente, associado ao acamamento. Num segundo momento, com rebaixamento do nível de base local, as energias potencial e cinética do fluxo aumentam e o fluxo começa a escavar verticalmente, associados às fraturas. A erosão vertical prolongada, então, remove a brecha e ocasiona um entalhamento vadoso, registrado em morfologias fungiforme (Lladó, 1970) nos setores S3 e S6. Neste caso, não é notada uma dinâmica cíclica, mas puramente estrutural, formado através da interação entre erosão fluvial e a interseção dos planos do acamamento com os planos de fratura. O processo de incasão continua a ocorrer neste estágio.

Estágio 4: Fase senil e estabilização de processos

Com o sistema já estabilizado em termos hidrológicos principais e com a caverna essencialmente definida, os processos predominantes são os de deposição. A percolação de água através das fraturas no maciço rochoso acima da caverna permite a precipitação de sílica e argilominerais no ambiente subterrâneo. A deposição de espeleotemas inicia-se sobre os depósitos clásticos, registrando uma fase de relativa estabilidade geomorfológica e química na história da caverna.

A condição climatológica externa e interna da cavidade é um fator relevante na formação dos espeleotemas. Eles se desenvolvem em uma litologia resistente ao intemperismo químico e estão concentrados em partes mais confinadas de condutos e salões. A estabilidade térmica e a elevada umidade observadas em S2 parecem favorecer a deposição mineral e o crescimento de espeleotemas, pois a baixa evaporação e o equilíbrio nas condições físico-químicas da água que percola permitem a precipitação lenta e contínua de minerais. Em contrapartida, as zonas eufótica e disfótica estão suscetíveis a variações climáticas que interferem na deposição mineral, diminuindo a ocorrência e variedade de espeleotemas nessas áreas.

Estes depósitos registram o estágio evolutivo mais recente da cavidade, marcado pelo preenchimento com depósitos químicos que servem como importantes arquivos paleoambientais, tendo em vista suas condições de formação.

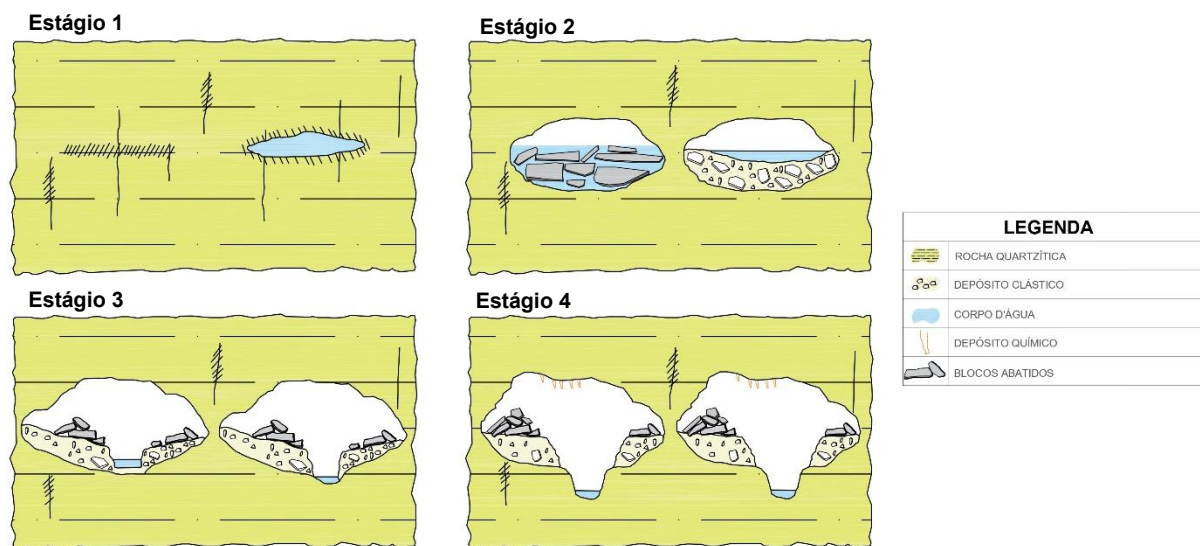


Figura 40: Modelo evolutivo simplificado da caverna Bento I.

7 CONCLUSÃO

Este trabalho propõe elucidar a gênese e evolução da Caverna Bento I, na Serra do Intendente (MG), integrando a análise morfoestrutural com a geoespeleologia. A abordagem multiescalar e multimetodológica estabeleceu a relação causal entre o arcabouço litoestrutural, os processos hídricos e a conformação final do sistema cárstico.

A análise morfoestrutural validou o controle das fraturas regionais WNW-ESE e NNE-SSW sobre o relevo, que condicionam o desenvolvimento e a orientação da própria caverna, dominada pela direção WNW-ESE. A cavidade, inserida no alto da serra, é alimentada por dolinas que canalizam a água para a drenagem principal. A morfologia interna, que apresenta condutos retangulares e fungiformes, reflete a herança estrutural e a atuação de entalhamento

em regime vadoso. A espeleogênese é evidenciada pela alternância de depósitos clásticos (brechas de abatimento) e químicos (espeleotemas), que se formam sob a influência do regime hídrico e das condições microclimáticas.

Os resultados confirmam que a gênese da caverna Bento I é indissociável do controle estrutural regional, da atuação sequencial de processos hídricos e da evolução conjunta do relevo superficial e subterrâneo. O estudo avança ao propor um modelo conceitual que articula a compartimentação estrutural do terreno com os regimes hidrogeológicos e as respostas geomorfológicas. Este modelo serve como proposta para futuras investigações em cavernas de rochas siliciclásticas. Além de sua contribuição acadêmica, a pesquisa oferece uma ferramenta para a gestão do Parque Estadual Serra do Intendente, auxiliando na conservação e manejo do patrimônio espeleológico local.

As limitações do estudo, inerentes à complexidade da espeleogênese em quartzito, podem ser superadas com a implementação de análises mineralógicas complementares (lâminas delgadas e DRX). A adoção dessas técnicas permitirá validar e refinar o modelo proposto, possibilitando sua extrapolação para outras cavidades na região.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALKMIM, F. F. et al. The Araçuaí Belt. In: HEILBRON, M.; CORDANI, U. G.; ALKMIM, F. F. (org.). *São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. [S.l.]: Springer, 2017. p. 255–276.
- ALKMIM, Fernando Flecha et al. Sobre a evolução tectônica do orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. *Geonomos*, 2007.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Brazilian structural provinces. *Earth-Science Reviews*, v. 17, p. 1–29, 1981.
- ANDREYCHOUK, V. et al. *Karst in the Earth's Crust: its distribution and principal types*. Poland: University of Silesia; Ukrainian Academy of Sciences; Tavrichesky National University – Ukrainian Institute of Speleology and Karstology, 2009.
- ASSUNÇÃO, P. H. S.; BRAGANTE-FILHO, M. A. Atual metodologia de mapeamento de cavernas realizada pela Sociedade Excursionista e Espeológica – SEE. In: RASTEIRO, M. A.; SALLUN FILHO, W. (org.). *Congresso Brasileiro de Espeologia*, 33., 2015, Eldorado. *Anais...* Campinas: SBE, 2015. p. 275–280. Disponível em: http://www.cavernas.org.br/anais33cbe/33cbe_275-280.pdf. Acesso em: 2 jun. 2025.
- AUDRA, P.; PALMER, A. N. Research frontiers in speleogenesis: dominant processes, hydrogeological conditions and resulting cave patterns. *Acta Carsologica*, v. 44, n. 3, p. 315–333, 2015.
- AULER, Augusto S.; PILÓ, L. B. Geologia de cavernas e sua interpretação à luz da legislação ambiental espeológica. *Espeologia e licenciamento ambiental*. Ministério do Meio Ambiente. Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade–ICMBio. Brasília/DF, p. 39-75, 2019.
- BARTON, H. A.; JURADO, V. What's up down there? Microbial diversity in caves. *Microbe*, v. 2, p. 132–138, mar. 2007.
- BASÍLIO, G. A. et al. O patrimônio espeológico do carste em quartzito no norte do Parque Estadual da Serra do Intendente, Espinhaço Meridional. *Espeologia Digital*, Ouro Preto, v. 3, p. 129–138, maio 2022. Disponível em: https://see.ufop.br/sites/default/files/see/files/espeologia_digital_iii_2022.pdf?m=1652375981. Acesso em: 2 jun. 2025.
- BECK, B. Soil piping and sinkhole failures. In: WHITE, W. B.; CULVER, D. C. (ed.). *Encyclopedia of Caves*. 2. ed. New York: Elsevier, 2012. p. 718–723.
- BÖGLI, A. *Karst hydrology and physical speleology*. Berlin: Springer-Verlag, 1980.
- BOSCH, R. F.; WHITE, W. B. Lithofacies and transport of clastic sediments in karstic aquifers. In: SASOWSKY, I. D.; MYLROIE, J. E. (ed.). *Studies of Cave Sediments*. New York: Kluwer Academic/Plenum Publishers, 2004. p. 1–22.
- BRASIL. Decreto nº 6.640, de 7 de novembro de 2008. Dispõe sobre a proteção das cavidades naturais subterrâneas existentes no território nacional. Disponível em: https://www.planalto.gov.br/ccivil_03/_ato2007-2010/2008/decreto/d6640.htm. Acesso em: 2 maio 2025.
- BRASIL. Lei nº 11.428, de 22 de dezembro de 2006. Dispõe sobre a utilização e proteção da vegetação nativa do Bioma Mata Atlântica, e dá outras providências. *Diário Oficial da União*:

seção 1, Brasília, DF, 26 dez. 2006. Disponível em: https://www.planalto.gov.br/ccivil_03/_ato2004-2006/2006/lei/111428.htm. Acesso em: 2 jun. 2025.

CANIE – CADASTRO NACIONAL DE INFORMAÇÕES ESPELEOLÓGICAS. Brasília, 2025. Disponível em: <https://canie2.sisicmbio.icmbio.gov.br/>. Acesso em 21 out. 2025.

CPRM – COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. *Atlas Pluviométrico do Brasil: levantamentos da geodiversidade*. Escala 1:5.000.000. CD-ROM. Brasília: CPRM, 2011.

CVIJIC, J. *Das Karstphänomen: Versuch einer morphologischen Monographie*. Viena: Hölzel, 1898.

DE WAELE, J.; PLAN, L.; AUDRA, P. Recent developments in surface and subsurface karst geomorphology: an introduction. *Geomorphology*, v. 106, n. 1–2, p. 1–8, 2009. DOI: 10.1016/j.geomorph.2008.09.023.

DUSSIN, I. A.; DUSSIN, T. M. Supergrupo Espinhaço: modelo de evolução geodinâmica. *Geonomos*, v. 3, p. 19–26, 1995.

FABRI, F. P.; AULER, A.; AUGUSTIN, C. H. R. R. Relevo cárstico em rochas siliciclásticas: uma revisão com base na literatura. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 15, n. 3, p. 403–417, 2014. DOI: 10.20502/rbg.v15i3.357.

FORD, D.; WILLIAMS, P. *Karst geomorphology and hydrology*. London: Unwin Hyman, 1989. 601 p.

FORD, D.; WILLIAMS, P. *Karst hydrogeology and geomorphology*. Chichester: John Wiley & Sons, 2007. 562 p.

GONTIJO, A. H. F. *O relevo da Serra do Cipó, Espinhaço Meridional*. 1993. 118 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Departamento de Geografia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.

GROSSI-SAD, J. H.; LOBATO, L. M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; SOARES FILHO, B. S. *Projeto Espinhaço em CD-ROM: textos, mapas e anexos*. Belo Horizonte: COMIG, 1997. 2693 p.

GUIMARÃES, J. E. P. Grutas calcárias. *Boletim do Instituto Geográfico e Geológico*, São Paulo, n. 47, p. 1–96, 1966.

HARDT, R. H.; RODET, J.; PINTO, S. A. F. H. O carste, produto de uma evolução ou processo? Evolução de um conceito. *Revista de Geografia (Recife)*, v. 3, p. 100–111, 2010.

HEILBRON, M.; CORDANI, U. G.; ALKMIM, F. F. The São Francisco craton and its margins. In: HEILBRON, M.; CORDANI, U. G.; ALKMIM, F. F. (org.). *São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. [S.l.]: Springer, 2017. p. 3–13.

HENDERSON, P. *Inorganic Geochemistry*. Oxford: Pergamon, 1982.

INSTITUTO ESTADUAL DE FLORESTAS (MG). *Plano de manejo do Parque Estadual Serra do Intendente e Parque Natural Municipal do Tabuleiro: encarte 1 – diagnóstico das unidades de conservação e entorno*. Belo Horizonte: IEF, 2016.

- JENNINGS, J. N. Sandstone pseudokarst or karst? In: YOUNG, R. W.; NANSON, G. C. (ed.). *Aspects of Australian Sandstone Landscapes*. Wollongong: University of Wollongong; Australian and New Zealand Geomorphology Group, 1983. p. 21–30.
- Jennings, J.N., 1983. Sandstone pseudokarst or karst? In: Young, R. W.; Nanson, G. C. (Eds.), *Aspects of Australian Sandstone Landscapes*. Wollongong: Australian and New Zealand Geomorphology Group Special Publication, 1, p. 21–30.
- KARMANN, I. Ciclo da água, água subterrânea e sua ação geológica. In: TEIXEIRA, W. et al. (org.). *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Textos, 2000. p. 114–136.
- KARMANN, I.; SALLUN FILHO, W. Paisagens subterrâneas do Brasil. *Ciência Hoje*, São Paulo, v. 40, n. 235, p. 18–25, 2007.
- KLIMCHOUK, A. B. *Hypogene Speleogenesis: Hydrogeological and Morphogenetic Perspective*. Special Paper no. 1. Carlsbad, NM: National Cave and Karst Research Institute, 2007. 106 p.
- KLIMCHOUK, A. B. The karst paradigm: changes, trends and perspectives. *Acta Carsologica*, v. 44, n. 3, 2015.
- KLIMCHOUK, A. B. The typology of gypsum karst according to its geological and geomorphological evolution. In: KLIMCHOUK, A. B. et al. (ed.). *Gypsum Karst of the World*. International Journal of Speleology, Theme Issue 25, 3–4, 1996. p. 49–60.
- KLIMCHOUK, A. B.; FORD, D. C.; PALMER, A. N.; DREYBRODT, W. *Speleogenesis – Evolution of Karst Aquifers*. Huntsville (USA): National Speleological Society, 2000. p. 452–457.
- KLIMCHOUK, A. Speleogenesis under deep-seated and confined settings. In: KLIMCHOUK, A. et al. (ed.). *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. Huntsville: National Speleological Society, 2000. p. 244–260.
- KOHLER, H. C. Forma, gênese e evolução dos relevos cársticos. In: *XXI Semana de Estudos Geológicos*. Sociedade de Intercâmbio Cultural e Estudos Geológicos, n. 22, 1992.
- KÖPPEN, W. Versuch einer Klassifikation der Klimate, vorzugweise nach ihren Beziehungen zur Pflanzenwelt. *Geographische Zeitschrift*, v. 6, p. 657–679, 1900.
- LINO, C. F. *Cavernas, o fascinante Brasil subterrâneo*. São Paulo: Editora Gaia, 2001.
- LLOPIS-LLADÓ, N. *Fundamentos de hidrogeología cárstica: introducción a la geoespeleología*. Madrid: Blume, 1970.
- LUNDBERG, J.; BREWER-CARIAS, C.; McFALARNE, D. A. An extraordinary example of photokarren in a sandstone cave, Cueva Charles Brewer, Chimantá Plateau, Venezuela: Biogeomorphology on a small scale. *Geomorphology*, v. 121, p. 342–357, 2010b.
- MARTINI, J. E. J. Karst in Black Reef Quartzite near Kaapsehoop, Eastern Transvaal. *Annals of the South African Geological Survey*, v. 13, p. 115–128, 1979.
- Martini, J. E. J., 1979. Karst in black reef quartzite near kaapsehoop, eastern transvaal. *Annals of the South Africa Geological Survey*, 13, 115–128.
- Martini, J. E. J., 1982. Karst in Black Reef and Wollenberg Group Quartzite of the Eastern Transvaal Escarpment. *Boletín de la Sociedad Venezolana de Espeleología*, 10, 99–114.

MECCHIA, M.; PICCINI, L. Hydrogeology and SiO₂ geochemistry of the Aonda Cave system (Auyantepui, Bolívar, Venezuela). *Boletín Sociedad Venezolana de Espeleología*, v. 33, p. 1–11, 1999.

MINAS GERAIS (Estado). Lei nº 20.922, de 16 de outubro de 2013. Dispõe sobre a Política Florestal do Estado de Minas Gerais. *Diário do Executivo – Minas Gerais*, Belo Horizonte, MG, 17 out. 2013. Disponível em: <https://www.almg.gov.br/legislacao-mineira/texto/LEI/20922/2013/?cons=1>. Acesso em: 2 jun. 2025.

PALMER, A. N. *Cave Geology*. Dayton: Cave Books, 2007. p. 21.

PALMER, A. N. Origin and morphology of limestone caves. *Geological Society of America Bulletin*, v. 103, p. 1–21, 1991.

PEDROSA-SOARES, A. C. et al. The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, v. 110, n. 1–4, p. 307–323, 2001.

PEDROSA-SOARES, A. C.; ALKMIM, F. F.; TACK, L.; NOCE, C. M.; BABINSKI, M.; SILVA, L. C.; MARTINS-NETO, M. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí–West Congo Orogen. In: PANKHURST, J. R.; TROUW, R. A. J.; BRITO NEVES, B. B.; DE WIT, M. J. (ed.). *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region*. London: Geological Society, Special Publications, 294, 2008. p. 153–172.

Piccini, L.; & Mecchia, M. 2009. Solution weathering rate and origin of karst landforms and caves in the quartzite of Auyan-tepui (Gran Sabana, Venezuela). In *Geomorphology* 106, 15–25p.

PICCINI, L.; MECCHIA, M. Solution weathering rate and origin of karst landforms and caves in the quartzite of Auyan-tepui (Gran Sabana, Venezuela). *Geomorphology*, v. 106, p. 15–25, 2009.

PONTES, Henrique Simão et al. Características litofaciológicas e aspectos genéticos de feições cársticas da Formação Furnas e Arenito Vila Velha no município de Ponta Grossa (Paraná, Brasil). *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 23, n. 1, p. 1207, 2022.

QUINIF, Y. 2010. Fantomes de roche et fantomisation. *Karstologia Mémoires* 18, França, 184 p.

RODET, J. (1996) Une nouvelle organisation geometrique du drainage karstique des craies : Le labyrinthe d'alteration, l'exemple de la grotte de la Mansonniere (Bellou sur Huisne, Orne, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, t. 322 (12), serie II a, p. 1039-1045.

RODET, J. (2012) Prémices d’une approche géoarchéologique et karstologique de la région de Jequitai, Minas Gerais, Brésil. *EuReKarst-CNEK-CNRS/Université de Rouen*, 62 p.

RODET, J. (2014) The primokarst, former stages of karstification, or how solution caves can born, *Geologica Belgica*, 17/1, p. 58-65.

ROMANÍ, J. R. V.; BOURNE, J. A.; TWIDALE, C. R.; CAMPBELL, E. M. Siliceous cylindrical speleothems in granitoids in warm semiarid and humid climates. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, v. 47, n. 4, p. 417–437, 2003.

- RUBBIOLI, E. et al. *Atlas das Grandes Cavernas do Brasil*. Belo Horizonte: Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas, 2. ed., 2019. 340 p.
- RUBBIOLI, E. et al. *Cavernas – Atlas do Brasil Subterrâneo*. Brasília: ICMBio/CECAV, 2019. 370 p.
- RUBBIOLI, E. L.; MOURA, V. *Mapeamento de cavernas: guia prático*. São Paulo: Redespeleo Brasil, 2005. 92 p.
- SÁ JÚNIOR, A. de. Aplicação da classificação de Köppen para o zoneamento climático do estado de Minas Gerais. 2009.
- SANTOS, M. F.; SERAFIM, H.; SANO, P. T. Fisionomia e composição da vegetação florestal na Serra do Cipó, MG, Brasil. *Acta Botanica Brasilica*, v. 24, n. 4, p. 793–814, 2011.
- SAURO, F.; CAPPELLETTI, M.; GHEZZI, D.; COLUMBU, A.; HONG, P.-Y.; ZOWAWI, H. M.; CARBONE, C.; PICCINI, L.; VERGARA, F.; ZANNONI, D.; DE WAELE, J. Microbial diversity and biosignatures of amorphous silica deposits in orthoquartzite caves. *Scientific Reports*, v. 8, p. 17569, 2018.
- SAURO, U. Dolines and sinkholes: aspects of evolution and problems of classification. *Acta Carsologica*, Ljubljana, v. 32, n. 2, p. 41–52, set. 2003.
- SILVA, S. M. Carstificação em rochas siliciclásticas: estudo de caso na Serra do Ibitipoca, Minas Gerais. 2004. 143 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, MG.
- SZCZERBAN, E.; URBANI, F. Carsos de Venezuela. Parte 4: formas cársticas em areniscas precambrianas do território federal Amazonas e estado Bolívar. *Boletín de la Sociedad Venezolana de Espeleología*, v. 5, p. 27–54, 1974.
- TRAVASSOS, L. E. P. *Princípios de carstologia e geomorfologia cárstica*. Brasília: Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade, 2019.
- UHLEIN, A. Transição cráton-faixa dobrada: um exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (ciclo Brasileiro) no Estado de Minas Gerais. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1991.
- UHLEIN, A.; TROMPETTE, R.; EGYDIO-SILVA, M. Proterozoic rifting and closure, SE border of the São Francisco Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 11, p. 191–203, 1998.
- UHLEIN, A.; TROMPETTE, R.; SILVA, M. E. A estruturação tectônica do Supergrupo Espinhaço na região de Diamantina, MG. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 16, p. 212–216, 1986.
- WALTHAM, T. Sinkhole hazard case histories in karst terrains. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, v. 41, p. 291–300, 2008b.
- WALTHAM, T.; FOOKES, P. G. Engineering classification of karst ground. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, v. 36, p. 101–118, 2003.
- Webb, J. A. & Finlayson, B. L. (1984). Allophane and opal speleothems from granite caves in south-east Queensland. *Australian Journal of Earth Sciences*, 31, 341–349. DOI: 10.1080/14400958408527935.

- WHITE, W. B. Cave sediments and paleoclimate. In: CULVER, D. C.; WHITE, W. B. (ed.). *Encyclopedia of Caves*. 2. ed. Amsterdam: Elsevier, 2007. p. 90–97.
- WHITE, W. B. *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains*. New York: Oxford University Press, 1988. 464 p.
- WIEGAND, J.; FEY, M.; HAUS, N.; KARMANN, I. Investigações geoquímicas e hidroquímicas da gênese de carste em arenitos e quartzitos da Chapada Diamantina e Quadrilátero Ferrífero (Brasil). *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, v. 155, p. 61–90, 2004.
- WRAY, R. A. L. A global review of solutional weathering forms on quartz sandstone. *Earth-Science Reviews*, v. 42, p. 137–160, 1997b.
- WRAY, R. A. L. Opal and chalcedony speleothems on quartz sandstones in the Sydney region, southeastern Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 46, n. 4, p. 623–632, 1999.
- WRAY, R. A. L. Quartzite dissolution: karst or pseudokarst. *Cave and Karst Science*, v. 24, n. 2, p. 81–86, 1997.
- WRAY, R. A. L. Solutional weathering and karstic landscapes on quartz sandstones and quartzite. In: FRUMKIN, A. (ed.). *Treatise on Geomorphology*, vol. 6. San Diego: Academic Press, 2013. p. 463–483.
- WRAY, R. A. L. The formation and significance of coralline silica speleothems in the Sydney Basin, southeastern Australia. *Physical Geography*, v. 18, p. 1–17, 1997.
- WRAY, R. A. L. The Gran Sabana: the world's finest quartzite karst? In: MIGÓN, P. (ed.). *Geomorphological Landscapes of the World*. Amsterdam: Springer, 2010. p. 79–88.
- Wray, R.A.L., Sauro, F., 2017. An updated global review of solutional weathering processes and forms in quartz sandstones and quartzites. *Earth-Science Reviews*, 171, 520–557.
- YARIV, S.; CROSS, H. *Geochemistry of Colloid Systems*. Berlin; Heidelberg; New York: Springer, 1979.
- YOUNG, R. W.; YOUNG, A. R. M. *Sandstone Landforms*. Berlin: Springer-Verlag, 1992.