UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

ESCOLA DE MINAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

GEOESPELEOLOGIA DA GRUTA DO ZÉ BREGA, PAINS/ MG/ BRASIL

Wendy Tanikawa Yoshizumi

MONOGRAFIA nº 332

Ouro Preto, Agosto de 2019

GEOESPELEOLOGIA DA GRUTA DO ZÉ BREGA, PAINS - MG/ BRASIL

FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitora

Prof.ª Dr.ª Cláudia Aparecida Marliére de Lima

Vice-Reitor

Prof. Dr. Hermínio Arias Nalini Júnior

Pró-Reitora de Graduação

Prof.ª Dr.ª Tânia Rossi Garbin

ESCOLA DE MINAS

Diretor

Prof. Dr. Issamu Endo

Vice-Diretor

Prof. Dr. José Geraldo Arantes de Azevedo Brito

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Prof. Dr. Marco Antônio Fonseca.

MONOGRAFIA

Nº 332

GEOESPELEOLOGIA DA GRUTA DO ZÉ BREGA, PAINS-MG/ BRASIL

Wendy Tanikawa Yoshizumi

Orientador

Prof.º Dr.º Isaac Daniel Rudnitzki

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 avaliação da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso – TCC 402, ano 2019/2.

OURO PRETO

2019

Direitos de tradução e reprodução reservados.

Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistemas eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos ou utilizada sem a observância das normas de direito autoral.

CRÉDITOS DE AUTORIA

1- Introdução: Wendy Tanikawa Yoshizumi
2- Materiais e Métodos: Wendy Tanikawa Yoshizumi
3- Revisão Bibliográfica: Wendy Tanikawa Yoshizumi
4- Contexto Geológico: Wendy Tanikawa Yoshizumi
5- Resultados e Discussões: Wendy Tanikawa Yoshizumi
6- Conclusão: Wendy Tanikawa Yoshizumi

Revisão geral : Isaac Daniel Rudnitzk

SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO

Y658g Yoshizumi, Wendy Tanikawa .
Geoespeleologia da gruta do Zé Brega, Pains, MG - Brasil. [manuscrito] / Wendy Tanikawa Yoshizumi. - 2019.
74 f.: il.: color., tab., mapa. (Série: 332)

Orientador: Prof. Dr. Isaac Daniel Rudnitzik.
Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Graduação em Engenharia Geológica .

1. Espeleologia. 2. Carste . 3. Cráton São Francisco - Grupo Bambuí. I. Rudnitzik, Isaac Daniel. II. Universidade Federal de Ouro Preto. III. Título.

CDU 551.44

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

Ficha de Aprovação

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

TÍTULO: Geoespeleologia da gruta do Zé Brega, Pains – MG / Brasil

AUTORA: WENDY TANIKAWA YOSHIZUMI

ORIENTADOR: Prof. Dr. Issac Daniel Rudnitzki

Aprovada em: 12 de agosto de 2019

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Isaac Daniel Rudnitzki _____ DEGEO/UFOP

MSc. Rafael Oliveira _____ DEGEO/UFOP

Prof.Dr. André Marconato _____ DEGEO/UFOP

Ouro Preto, 12/08/2019

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS ..... **xi**
LISTA DE FIGURAS ..... **xiii**
LISTA DE TABELAS ..... **xvii**
ANEXOS ..... **xix**
RESUMO ..... **xxi**
1 INTRODUÇÃO 22

1.1 APRESENTAÇÃO 22

1.2 LOCALIZAÇÃO 23

1.3 OBJETIVOS 24

1.4 JUSTIFICATIVA 24

2 MATERIAS E MÉTODOS 25

2.1 CARTOGRAFIA DO SISTEMA ENDOCÁRSTICO 25

2.2 ANÁLISE DE FÁCIES SEDIMENTARES 26

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA 27

3.1 EVENTOS DO NEOPROTEROZÓICO 27

3.2 GEOESPELEOLOGIA 29

4 CONTEXTO GEOLÓGICO 32

4.1 GEOLOGIA REGIONAL E ASPECTOS TECTÔNICOS 32

4.2 GEOLOGIA ESTRUTURAL E GEOMORFOLOGIA 3434

4.3 ESTRATIGRAFIA 37

5 RESULTADOS 39

5.1 CARACTERIZAÇÃO DA CAVIDADE 39

5.1.1 Exocarste 41

5.1.2 Estratigrafia e análise de fácies 42

5.1.3 Morfologia 45

5.1.4 Depósitos químicos e relações hídricas 48

5.1.5 Depósitos físicos 52

5.1.6 Análise estrutural 56

5.2 DISCUSSÃO 60
CONCLUSÃO 65
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 66
Anexos 71

AGRADECIMENTOS

Primeiramente sou grata ao universo por me trazer até aqui, numa caminhada cheia de aprendizado em que pude enxergar e compreender o mundo de uma forma única, me tornei geóloga!

Nada seria possível se não fosse o amor e apoio de toda a minha família, em especial minha mãe, exemplo de paciência e determinação.

Ao Lucas por todo o companheirismo, compreensão e paciência nos momentos mais difíceis, você faz toda a diferença!

À Sociedade Excursionista e Espeleológica (SEE) por me apresentar o incrível subterrâneo e possibilitar esse trabalho numa atmosfera discrontraída e harmonioza, agradeço a todos os membros da entidade pelas trocas diárias!

Ao Isaac pela orientação e amizade!

Ao Smigol e toda sua família por me receber sempre de braços abertos em Córrego Fundo e possibilitarem estadias felizes nos dias de campo.

À Carste pela oportunidade de estágio que só veio a somar nessa caminhada!

À UFOP pelo ensino público e de qualidade, que essa corrente de conhecimento seja passada pra frente e que todos possamos ter oportunidade de alcançar nossos sonhos!

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Localização da área de estudo no mapa do Brasil, com destaque para a região da Província Cárstica Arcos-Pains-Doresópolis onde o X (laranja) marca a gruta do Zé Brega. Modificado de PROAPE (2012). 24

Figura 2. 1: Classificação da morfologia da planta baixa, do perfil longitudinal e dos cortes transversais dos condutos da cavidade. Modificado de Palmer (1997) e Lladó (1970).....27

Figura 3. 1: Representação esquemática das categorias de microbialitos. (segundo RIDING, 2011 e modificado por FAIRCHILD, 2015).....**Error! Bookmark not defined.**

Figura 3. 2 : Esboço do sistema cárstico e seus principais componentes. (Fonte: Ford & Williams, 1989). 30

Figura 4. 1: **A)** Bacia do São Francisco destacada dobre o Cráton do São Francisco. **B)** Mapa geológico simplificado das principais unidades estratigráficas e feições estruturais Destaque para o quadrado vermelho onde está localizada a área de estudo. Modificados de Alkmim & Martins-Neto, 2001.....33

Figura 4. 2: Mapa das quadrículas do PROAPE destacando os domínios geológicos estratigáficos estruturais. De leste para oeste: Domínio I, Domínio II e Domínio III. A gruta do Zé Brega está inseida no Domínio II, quadrícula P16, destacada pelo círculo vermelho. (Modificado de TEIXEIRA-SILVA *et al*, 2012). 34

Figura 4. 3: Porção SW da bacia do São Francisco dividida em domínios estruturais. O retângulo vermelho destaca a área de estudo. Modificado de Muzzi-Magalhães (1989). 35

Figura 4. 4: Compartimentação morfotectônica da Pronvíncia cárstica Arcos-Pains-Doresópolis. Fonte: Saadi, 1969. 36

Figura 4. 5: Relações entre o modelo tectônico da Província Cárstica Arcos-Pains-Doresópolis e a orientação de dolinas e cavernas, com zona de empurrão vergente SW-NE. As feições são formadas aproveitando as fraturas de distensão. Fonte: Saadi, 1991. 37

Figura 4. 6: Coluna Estratigráfica do Grupo Bambuí, Supergrupo São Francisco (Castro & Dardenne, 2000; Martins-Neto & Alkmim 2001). 38

Figura 5. 1: Mapa da Gruta do Zé Brega setorizado em S1, S2 S3 e S4. Modificado do acervo SEE. .39

Figura 5. 2: **A:** Exocarste da região expondo drenagens superficiais. **B:** Maciços residuais e espaçados por corredores de diáclases**. C:** Porção externa do maciço próximo à boca secundária da cavidade, expõe intensa carstificação. **D:** Boca secundária da cavidade com entrada em teto baixo e em baixa vertente, com vegetação densa acima do maciço (Fotos A e B: Gabriel Lourenço; Fotos C e D: Isaac Rudnitzki). 41

Figura 5. 3: Feições morfológicos das entradas e condutos da Gruta Zé Brega. A: Entrada principal da gruta expondo um corte elipsoidal horizontal. B: Entrada secundária da cavidade que pode estar alagada em fases intermitentes. C: Conduto do setor 1 com corte tendendo à elipsoidal, onde o teto da caverna marca o contato entre as fácies F1 e F3, além das incisões de F2 em F1. D: Conduto do setor S2 com corte geométrico marcado pelos planos etruturais. E: Conduto do setor 4 com teto-baixo onde observa-se a cobertura fina de sedimentos argilosos. F: Entrada para conduto estreito próximo à C4. (Fotos A, E, F: Isaac Rudnitzki; Fotos B, C, D: Gabriel Lourenço). 47

Figura 5. 4: **A:** Na fácies F1 ocorrem bell-holes, no setor 1. **B:** Primeiro salão da cavidade que ocorre em S2. **C:** Conexão entre o conduto C4 e o salão presente no setor S4. **D:** Salão do setor S4. **(**Fotos: Isaac Rudnitzki).....48

Figura 5. 5: **A:** Espeleotemas da Gruta Zé Brega. **A:** Estalactites formadas pelo gotejamento a partir de fraturas do teto e associados à formação de coralóides bojudos em C4. **B:** Estalagmites do tipo "canudo de refresco" observadas no setor S4. **C:** Coluna observada em C1 formada a partir da conexão entre estalagtites e estalagmites. **D:** Formação de cortinas com empoçamento logo abaixo do gotejamento ativo. Também é possível observar a formação de uma estalagmite. **E:** Escorrimento de dezenas de metros localizado no setor S1, próximo à entrada da cavidade. **F:** Travertinos e microtravertinos recobrem todo o piso do conduto C3 e possuem associação com a formação dos escorrimentos, vistos em segundo plano da foto. **G:** Escorrimento com grandes dimensões localizado próximo à entrada principal, no setor S1. **H:** Destaque para a foto F, travertinos com formação de pérolas em suas represas. (Fotos A, B, C, D, H: Isaac Rudnitzki; Fotos E, F, G: Gabriel Lourenço).....52

Figura 5. 6: Espeleotemas da Gruta Zé Brega. **A:** Calcita dente-de-cão com ocorrência em F3, no conduto C3. **B:** Helictites milimétricos à centimétricos localizados no setor S4. **C:** Coralóides bojudos de dimensão centimétrica associados à estalagtites, no setor S3. **D:** Coralóides de forma mais alongada de dimensão milimétrica associados à escorrimentos da porção da entrada principal. (Fotos: Isaac Rudnitzki).....52

Figura 5. 7: Depósitos físicos do endocarste da gruta do Zé Brega. **A:** Banco de sedimentos argilosos cortados por drenagens intermitentes, destaque para o material orgânico na drenagem. **B:** Bancada de sedimentos argilosos com precipitação química ativa e formação de estalagmites. **C:** Conduto de teto-

baixo parcialmente entupido por sedimentos argilosos alóctones**. D:** Nível freático é marcado nas paredes dos condutos por fina camada argilosa. (Fotos: Isaac Rudnitzki). 55

Figura 5. 8: **E:** Depósito clástico do tipo talvegue com sedimentos argilosos associados ao fluxo gravitacional. **F**: Matacão de aproximadamente 5m de comprimento, oriundo da incasão do teto, e parcialmente recoberto por sedimentos argilosos alóctones. (Fotos: Isaac Rudnitzki). 55

Figura 5. 9: Perfil estratigráfico do endocarste da gruta do Zé Brega. 42

Figura 5. 10: **A:** Estratificação cruzada de baixo ângulo em F1 exposta em S1. **B:** Contato erosivo entre F1 e F2 na entrada principal da cavidade. **C:** Incisões em "V" em F1 com deposição de F2 sobre as depressões. **D:** Fácies F2 ocorre pontualmente na porção central da cavidade, setor S3. **E:** Estromatólito colunar ocorre em F3 exposto em S3. **F:** Detalhe para os estromatólitos com forma circular e estruturas concêntricas no seu interior. **G:** Estromatólitos vistos em planta no salão do setor S4. **H:** Destaque para a forma circular dos estromatólitos de S4 e suas feições internas concêntricas. (Fotos A,B, C, E, F: Gabriel Lourenço; Fotos D, G, H: Isaac Rudnitzki). 45

Figura 5. 11: Roseta com as três famílias de fraturas observadas e medidas no interior do maciço da gruta do Zé Brega. 56

Figura 5. 12: Roseta com as direções preferenciais dos condutos do endocárste da gruta do Zé Brega. 57

Figura 5. 13: Diagrama de pólos com as três famílias de fraturas observados no endocarste da gruta do Zé Brega com a expressão das falhas por setor. **A:** Falha de empurrão *Fh.1* descrita na transição do setor S1 para S2. **B:** Falha normal *Fh.2* descrita na transição do setor S3 para S4.....58

Figura 5. 14: **A:** Falha de empurrão denominada Fh.1 situada no início do setor S2. **B:** Detalhe da foto anterior com destaque para a rampa de empurrão e suas dobras associadas. **C:** Falha normal de acomodação denominada Fh.2 situada no final do conduto C3, no setor S3, e propaga-se para o salão de S4. **D:** Boudins de silexito associados às ondulações inatraestratais geradas no processo compressional da cavidade. (Fotos A, B: Gabriel Lourenço; Fotos C, D: Isaac Rudnitzki). 59

Figura 5. 15: **A:** Dobras e ondulações intraestratais associadas à rampa de empurrão. **B:** Dobras na fácies F3 que ocorrem no setor S2. (Fotos: Isaac Rudnitzki) 59

Figura 5. 16: Diagrama de pólos da dobra que ocorre no setor S2, seu eixo tem direção NNE/SSW. ..60

Figura 5. 17: Bloco diagrama representando as fases da gênese da gruta do Zé Brega. 61

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 5.1: Tabela com a caracterização geoespeleológica resumida da gruta do Zé Brega em relação aos seus quatro setores.....39

ANEXOS

Anexo 1: Mapa da gruta do Zé Brega. Fonte: Acervo Sociedade Excursionista e Espeleológica (SEE / UFOP).....75

Resumo

O presente trabalho foi desenvolvido na Gruta do Zé Brega, localizada na região centro-oeste do estado de Minas Gerais, no munícipio de Pains. A área de estudo está inserida na porção sudoeste do Cráton São Francisco, a cerca de 5,5 km do cinturão orogenético Faixa Brasília, e à sudoeste na Bacia Intracratônica do São Francisco. Está localizada na área de nascente da bacia hidrográfica do Alto São Francisco e localmente, pertence à bacia hidrográfica do rio São Miguel, no contexto da "Província Cárstica do Alto São Francisco" que abrange a região de Arco-Pains. Na região afloram espessos pacotes de rochas carbonáticas Neoproterozóicas do Grupo Bambuí, principalmente da Formação Sete Lagoas, depositada durante o Neoproterozóico Médio à Superior. Além do elevado potencial espeleológico e hidrogeológico, a região ainda tem alto potencial econômico na produção de cimento, cal e corretivo de solo, onde essas atividades vêm intensificando a exploração do meio ambiente e dos recursos naturais. Com potenciais em convergência, é necessário dialogar a exploração sustentável com a preservação das cavidades locais. O estudo desenvolveu uma hipótese genética para o endocarste da gruta do Zé Brega, com base na descrição do exocarste, morfologia dos condutos e salões, depósitos químicos e suas relações hídricas, depósitos físicos e feições estruturais. Sua gênese abrange os domínios epifreático à vadoso, e consiste nas seguintes fases: 1) Deposição das fácies sedimentares; 2) Deformação e fraturamento do maciço rochoso; 3) Dissolução e alargamento das descontinuidades do maciço; 4) Contínuo rebaixamento do nível freático com incasão de blocos autóctones e, posterior, alagamento dos condutos por fluxo aquoso livre; 5) Ornamentação da cavidade. Nota-se uma estabilização do nível freático que corrobora com a atual fase vadosa com influência de fluxos exógenos sazonais. A cavidade destaca-se regionalmente por sua dimensão e variedade da ornamentação química, com presença de espeleotemas raros como calcita dente-de-cão e helictites. Nesse sentido, fica evidente a importância dos estudos espeleológicos como meio de preservação desse patrimônio natural e científico. Além disso, ela é um importante registro do Cenozóico o que abre oportunidade de enriquecimento científico para estudos paleoclimáticos e sobre o processo de carstificação da Província Cárstica Arcos-Pains-Doresópolis.

Palavras chave: Espeleologia, Carste, Cráton São Francisco..

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O sistema cárstico engloba o exocarste, o endocarste e o epicarste. O primeiro é representado pelo ambiente externo onde é possível observar feições cásrticas características, como lapiás, dolinas, sumidouros, surgências etc, e seu relevo é delineado principalmente pelo ataque químico de águas meteóricas. O endocarste é representado pelo domínio subterrâneo e pode possuir características de zonas fóticas, de penumbra e afóticas. Essa última garante as peculiaridades das cavidades, bem como os depósitos químicos. O epicarste é representado pela zona de contato entre o solo e a rocha calcária e constitui uma importante região para a formação de cavernas (Auler, 2006).

O presente trabalho foi desenvolvido no endocarste da Gruta do Zé Brega, localizada na região centro-oeste do estado de Minas Gerais, no munícipio de Pains. A área de estudo está inserida na porção sudoeste do Cráton São Francisco, a cerca de 5,5 km do cinturão orogenético Faixa Brasília, e à sudoeste na Bacia Intracratônica do São Francisco. Essa faixa caracteriza-se pela presença de grandes dobramentos assimétricos, formando anticlinais e sinclinais, com vergência das dobras para leste, e falhas inversas, ou de empurrão, de direções regionais norte-sul e caimento para oeste (LARANJEIRA & DARDENNE 1990).

Está localizada na área de nascente da bacia hidrográfica do Alto São Francisco e localmente, pertence à bacia hidrográfica do rio São Miguel, no contexto da "Província Cárstica do Alto São Francisco" que abrange a região de Arco-Pains. A bacia hidrográfica do rio São Miguel possui área de drenagem de aproximadamente 525km²e apesar de situado em área cárstica, possui 40 km de extensão com a maior parte de seu curso em superfície (Teixeira-Silva *et al,* 2012). Na região afloram espessos pacotes de rochas carbonáticas Neoproterozóicas do Grupo Bambuí, principalmente da Formação Sete Lagoas, depositada durante o Neoproterozóico Médio à Superior (Alkmim & Martins Neto, 2001). A província tem relevância de acordo com a elevada concentração de cavernas já cadastradas no CECAV / IBAMA, o que evidencia uma maior intensidade do processo de carstificação nessas rochas. Esses pacotes constituem uma das mais expressivas regiões de aqüíferos cársticos e de maior potencial hidrogeológico da porção mineira da bacia.

Além do elevado potencial espeleológico e hidrogeológico, a região ainda tem alto potencial econômico na produção de cimento, cal e corretivo de solo, onde essas atividades vêm intensificando a exploração do meio ambiente e dos recursos naturais. Com potenciais em convergência, é necessário dialogar a exploração sustentável com a preservação das cavidades locais. Nesse sentido, o cenário com

exposições bem preservadas no endocarste do maciço constitui um testemunho natural que abre oportunidade para estudos espeleológicos que, por meio do conhecimento, facilitarão a conservação das cavidades. Este trabalho pretende realizar a caracterização geoespeleológica da gruta do Zé Brega, o que envolve os estudos de análise de fácies, estratigráficos, estruturais e dos depósitos químicos e físicos.

1.2 LOCALIZAÇÃO

O acesso a partir de Ouro Preto se faz pela BR-356 onde percorre-se cerca de 90km até Belo Horizonte. A partir da capital mineira, o acesso é feito pela rodovia BR-381 (Rodovia Fernão Dias) até Betim. No trevo com a BR-262, toma-se esta rodovia até o trevo onde se tem acesso para a MG-050. Na MG-050 toma-se a rodovia BR 354 até o trevo com a rodovia MG-439, que dá acesso ao município de Pains. A distância total do percurso é de, aproximadamente, 310 km. O acesso à Gruta do Zé Brega a partir de Pains ocorre pela MG-170, estrada que liga o município de Pains ao de Pimenta, onde percorre-se por aproximadamente 14 km e toma-se a entrada a NW para uma estrada de terra. Deve-se seguir por 3 km até chegar à sede da Fazenda do Zé Brega onde é possível acessar d carro até cerca de 50m da entrada principal da cavidade. A Gruta do Zé Brega apresenta uma entrada de fácil acesso, cuja zona é a 23K e a coordenada UTM é 419474 / 7742130 (Figura 1.1).

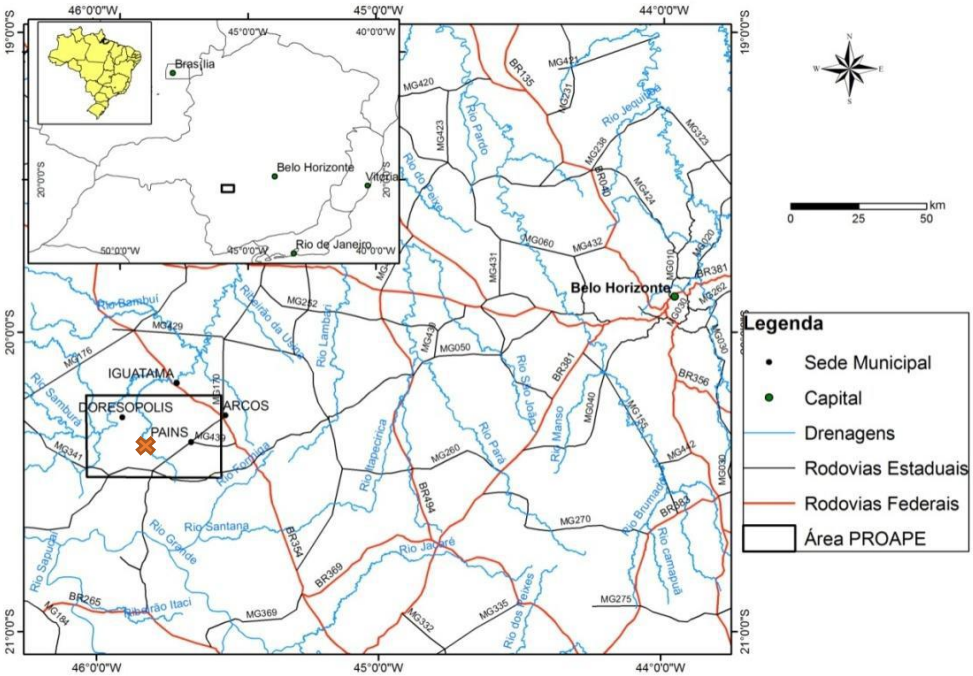


Figura 1.1: Localização da área de estudo no mapa do Brasil, com destaque para a região da Província Cárstica Arcos-Pains-Doresópolis onde o X (laranja) marca a gruta do Zé Brega. Modificado de PROAPE (2012).

1.3 OBJETIVOS

O projeto tem como objetivo realizar a caracterização endocárstica, exocárstica e gerar uma hipótese genética para a Gruta do Zé Brega. Os objetivos específicos são:

- Realizar análise de fácies sedimentares;
- Determinar as características físicas e cinemáticas dos elementos estruturais;
- Estabelecer a correlações estratigráficas entre as exposições estudadas;

1.4 JUSTIFICATIVA

A região possui grande potencial espeleológico, relevância hídrica e econômica. As atividades econômicas desenvolvidas na área são voltadas para a exploração de cal, cimento e corretivo de solo, e vêm intensificando suas práticas no local. Apesar dessas características, ainda são escassos os estudos espeleológicos e hídricos na região, esse desconhecimento e a exploração não-sustentável vêm contribuindo para o aumento da pressão antrópica tendo como consequência a destruição de cavernas, a extinção de fauna cavernícola endêmica, a degradação de sítios arqueológicos e paleontológicos, o soterramento de dolinas, o assoreamento dos cursos d'água subterrâneos e modificação das áreas alagadas em épocas de chuvas (IBAMA, 2006). Nesse sentido, vê-se a necessidade de ampliar os estudos na região com a finalidade de ressaltar a importância científica e ambiental, à fim de estimular a preservação do patrimônio espeleológico conciliada à uma exploração sustentável dos bens econômicos. Tendo em vista que no interior das cavidades os registros estão protegidos das intempéries externas, é possível se extrair informações de detalhe e bem preservadas acerca do exótico meio cavernícola.

CAPÍTULO 2

MATERIAS E MÉTODOS

2.1 CARTOGRAFIA E CARACTERIZAÇÃO DO SISTEMA ENDOCÁRSTICO

A caracterização da Gruta do Zé Brega foi baseada no mapa espeleométrico (Anexo 1) disponibilizado pela Sociedade Excursionista e Espeleológica dos Alunos da Escola de Minas (SEE / EM) cujo mapeamento foi realizado em 2011, segundo a British Cave Research Association - BCRA, nível 4D (Rubbioli & Moura 2005).

Para facilitar a caracterização espeleológica setorizou-se a gruta em 4 partes: S1, S2, S3 e S4; bem como os condutos de S2 foram subvididos em C1 e C2 e, no setor 3, subdividos em C3 e C4. Em seguida, foram observadas feições estruturais relevantes para o entendimento do controle faciológico e genético da caverna. As estruturas tectônicas planares e lineares foram tomadas pelo método da notação clar, onde o plano é medido pela sua linha de máxima declividade referindo-se à sua direção (de 0º a 360º) e ao seu mergulho ou caimento (de 0º a 90º). O mapa espeleométrico auxiliou no reconhecimento do local onde será levantado um peril estratígráfico e onde foram alocadas as feições estruturais, bem como na localização dos setores no endocarste. Durante as etapas de campo foram considerados aspectos morfológicos dos condutos segundo Palmer (1997) e Lladó (1970) (Fig. 2.1), das litofácies, hidrológicos, depósitos físicos e químicos e medidas das feições estruturais, para a caracterização geoespeleológica.

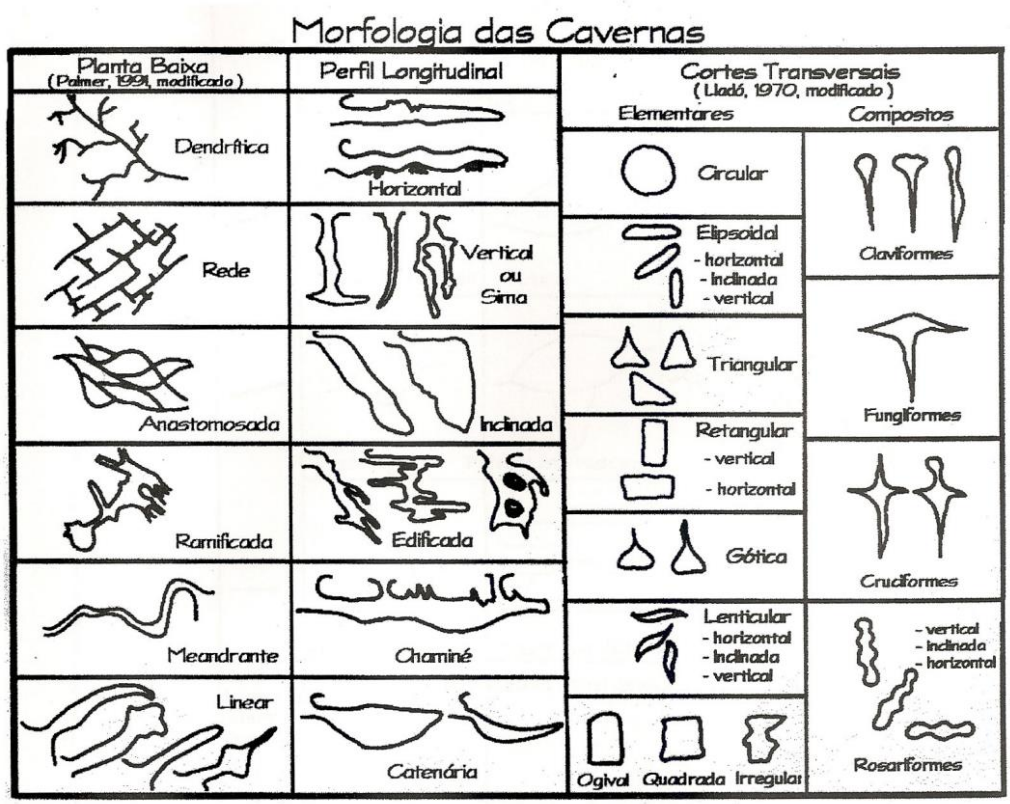


Figura 2. 1: Classificação da morfologia da planta baixa, do perfil longitudinal e dos cortes transversais dos condutos da cavidade. Modificado de Palmer (1997) e Lladó (1970).

2.2 ANÁLISE DE FÁCIES SEDIMENTARES

O desenvolvimento dos conceitos de fácies sedimentares e estratigrafia vêm contribuindo para a interpretação do paleoambiente geológico (Walker 1992, 2006, Vail *et* al. 1977, Vail 1987). Neste projeto, para o estudo das fácies sedimentares será utilizada uma adaptação da metodologia proposta por Walker (1992) que envolve as seguintes etapas: 1) individualização e descrição de fácies, em que se caracteriza a composição, geometria, textura, estrutura sedimentar, conteúdo fossilífero e padrões de paleocorrente dos corpos sedimentares; 2) compreensão dos processos sedimentares envolvidos na formação das fácies; 3) associação das fácies descritas, com objetivo de agrupar fácies contemporâneas e cogenéticas abordando os distintos padrões de geometria e empilhamento.

Para a determinação das fácies, o termo foi empregado no mesmo sentido de "litofácies carbonática" proposto por Kerans & Tinker (1997), que abrange a descrição dos elementos básicos tridimensionais, definidos pelas estruturas sedimentares, grãos componentes, fábricas e, quando presente, tipo e morfologia de estromatólitos. A descrição de fácies será auxiliada por perfis verticais procedimento proposto por Wizevic (1991) e Arnot et al. (1997)

CAPÍTULO 3

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 EVENTOS DO NEOPROTEROZÓICO

O neoproterozóico, definido entre 1000 à 541 Ma, está inserido no Éon Proterozóico e abrange um período de intensas mudanças climáticas, tectônicas e reflete complexas transformações biogeoquímicas das alterações do meio (Plumb, 1991; Kaufman & Knoll, 1995; Jacobsen & Kaufman, 1999; Spence et al, 2016; Merdith et al, 2017). A Era Neoproterozóica é dividida em três períodos: Toniano entre 1000 a 850 Ma, Criogeniano de 850 a 600 Ma e Neoproterozoico III entre 600 a 544 Ma, também conhecido como Ediacarano (Knoll 2000).

O Toniano é marcado por uma relativa quiescência tectônica, climática e biogeoquímica. A relativa monotonia tectônica se deve à posterior amalgamação do supercontinente Rodínia, formado durante o evento de orogênese Grenvilliana datado entre 1190 a 900 Ma (Hoffman 1991, Hoffman 1998). Em seguida, ocorre sua ruptura para, posterior, formação do supercontinente Gondwana, essa fragmentação teve início em 830 Ma e conclui-se em 750 Ma, finalizando essa fase relativamente estacionária da Terra (Halverson et al, 2005; Halverson et al, 2010; Li et al, 2013; Cawood & Hawkesworth, 2014).

O Criogeniano tem destaque para duas glaciações, a Sturtiana (cerca de 717 – 662 Ma) e a Marinoana (cerca de 645 – 635 Ma) (Rooney et al, 2015), ambas de magnitude global (Knoll 2000, Halverson et al. 2005). Essas glaciações têm caráter global pois também atingiram baixas latitudes e tem um registro estratigráfico único, com diamictitos glaciogênicos sobrepostos por depósitos de capa carbonática que são recobertos por sucessões de pelitos e folhelhos. Essas características registram um intenso resfriamento da Terra em que mares e continentes foram congelados por completo. A concentração de blocos continentais circundados por mares rasos e congelados nessas zonas de baixa latitude diminuíram o armazenamento de energia solar, o que intensificou o efeito albedo. Nesse contexto, embasa-se a hipótese do “Snowball Earth” durante o Criogeniano inferior e superior (Hoffman et al. 1998, Hoffman & Schrag 2002, Arnaud et al. 2011).

Além dessa hipótese, existem outros modelos propostos, como: Modelo de Alta Obliquidade, em que a alta obliquidade orbital da Terra gerou a redução das temperaturas médias dos trópicos e fortes oscilações climáticas (Williams, 1998); Modelo Slushball Earth, em que oceanos abertos ocorreriam junto a zona equatorial e extensas calotas polares cobririam o continente (Hyde et al, 2000; Ridgwell et al, 2003); Modelo Zipper-rift, em que o rifteamento de Rodínia teria condicionado a distribuição das geleiras nas regiões soerguidas (Eyles & Januszczak, 2004); e mais recentemente, o Modelo Plumeworld em que o degelo inicial das coberturas de gelo oceânicas tropicais formaram uma camada superficial de

águas doces flutuantes que, progressivamente, se tornaram quentes e se estenderam por todo o globo até a posterior ressurgência de águas profundas (Shields, 2005). Dentre os modelos há consenso sobre a formação de ambientes afóticos gerados pela camada de gelo e, consequente, eliminação dos organismos fotossintetizantes.

O Ediacariano, tem destaque para a glaciação Gaskiers, ocorrida há 580 Ma que apesar de registros globais dessa glaciação, a ausência da capa carbonática pós-glacial e o curto período de duração poderiam eliminar a hipótese do Snowball Earth como mecanismo de resfriamento da Terra. Assim, interpreta-se como uma glaciação do tipo Fanerozóica (Evans 2003, Halverson et al 2005, Condon & Bowring 2011, Li et al. 2013).

3.2 GEOESPELEOLOGIA

A geoespeleologia é o estudo da interação dos processos químicos, físicos e biológicos que vão contribuir para a formação das cavernas. As feições características do relevo cárstico são originadas por fenômenos que precisam ser entendidos como resultado de processos dinâmicos que vão desde o surgimento de rochas carstificáveis, até sua fase final de desenvolvimento (GABROVŠEK, 2002 in TRAVASSOS e DALLE VARELA, 2008). Nesse sentido, a atuação do fluxo aquoso ou solução sobre a rocha hospedeira é que vai produzir a dissolução dos planos de fraqueza dessa rocha, para dar origem ao processo de formação das cavidades e definir sua morfologia. Pode-se organizar a gênese e evolução de uma caverna segundo estágios ou fases de desenvolvimento que, de certo modo, é contínua e, portanto, dinâmica.

O processo de carstificação das rochas, ou seja espeleogênese (Fig. 3.2), pode ser classificado como epigênico ou hipogênico. A epigênese ocorre em profundidades rasas e condicionadas à uma hidrodinâmica aberta, ou seja, que possui sua recarga associada à aquíferos livres. Nesse sentido, predominam fluxos meteóricos e superficiais envolvidos nesse processo que tem a dissolução intimamente relacionada à reações de equilíbrio químico presente no sistema água-rocha (Klimchouk, 2015). As reações de equilíbrio mais comuns são a acidulação da água pelo gás carbônico presente no solo e atmosfera (1), dissolução das rochas carbonáticas (2) e precipitação de depósitos químicos (espeleotemas) (3), representadas de forma simplificada pelas equações:

$$\mathrm{CO}_2 + H_2O \longleftrightarrow H_2CO_3 \quad (1)$$

$$CaCO_3 + H_2CO_3 \longleftrightarrow Ca^{+2} + 2HCO_3^- \quad (2)$$

$$Ca^{+2} + 2HCO_3^- \longleftrightarrow CaCO_3 + H_2O + CO_2 \quad (3)$$

A hipogênese ocorre em maiores profunidades e condicionada à uma hidrodinâmica fechada, ou seja, que possui aquíferos confinados com recarga proveniente de fluídos ascendentes oriundos de fontes distantes e/ou internas, que não dependem da recarga direta da superfície adjacente. O processo ocorre a partir da ampliação das estruturas de permeabilidade, por meio da dissolução causada pela pressão do fluxo confinado entre camadas de menor permeabilidade (Klimchouk 2007).

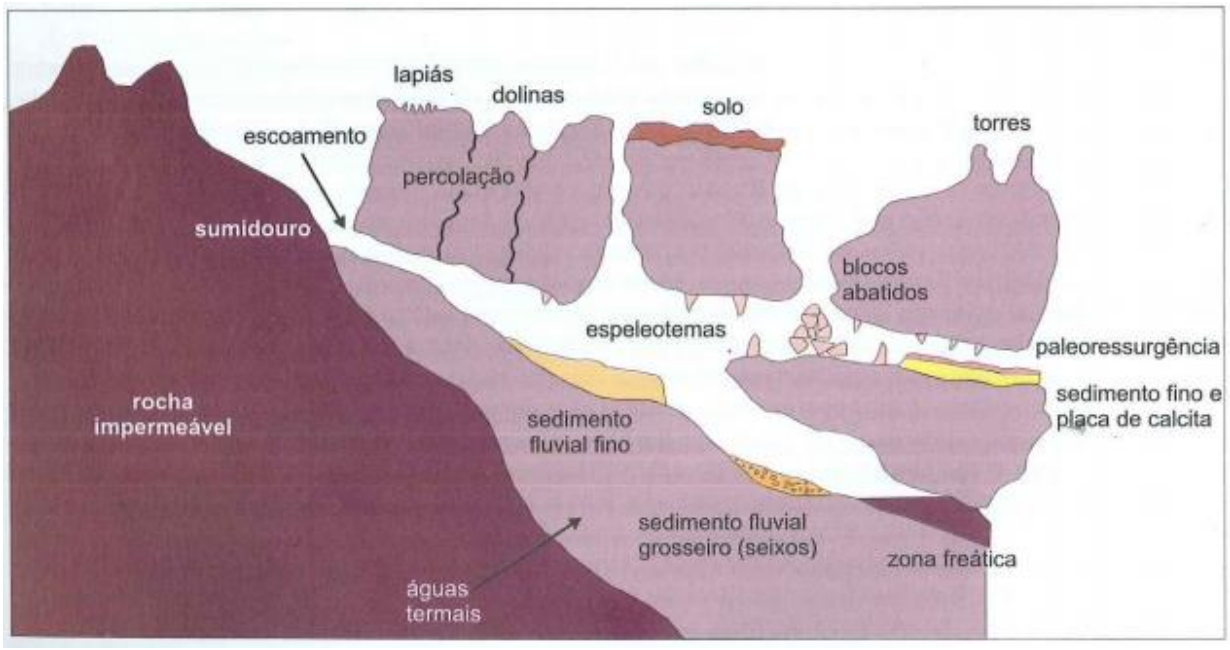


Figura 3. 1 : Esboço do sistema cárstico e seus principais componentes. (Fonte: Ford & Williams, 1989).

As cavidades subterrâneas são definidas por dimensões métricas a quilométricas suficientes para dar acesso ao homem. Em conformidade com os parâmetros das normas e convenções espeleométricas da CCE-SBE (Comissão de Cadastro e Espeleometria da Sociedade Brasileira de Espeleologia) e das normas espeleométricas internacionais da UIS Union Internationale de Spéléologie (União Internacional de Espeleologia), foram considerados como sendo (Dias e Teixeira 2003):

- Caverna: toda cavidade com desenvolvimento linear superior a 5 metros;

- Gruta: são cavernas com desenvolvimento predominantemente horizontal (mínimo de 20m), termo é também utilizado como sinônimo de caverna, no sentido geral;

- Abrigo: toda caverna cujo desenvolvimento perpendicular à entrada seja inferior a altura da mesma, sendo cadastrados os abrigos que possuam indícios de potencial arqueológico ou paleontológico;

- Abismo: toda caverna com desenvolvimento predominantemente vertical superior a 15 metros.

Para a formação de cavidades, foram definidades zonas hidroestáticas (Ford & Williams 2007): I) Zona vadosa, corresponde à zona "seca", através da qual a água se infiltra pelos macro e

microfraturamentos, em movimento livre, essencialmente vertical; II) Zona freática ou de saturação, completa e permanentemente inundada, onde as águas apresentam um movimento horizontal e lento em direção a uma exsurgência (curso d'água endógeno, formado por múltiplas infiltrações); III) Zona Epifreática ou de Flutuação, região intermediária entre as duas zonas anteriores, que se apresenta alternadamente seca ou inundada (conforme oscilação do nível piezométrico). Destaca-se a zona epifreática como a mais favorável ao início da formação das cavernas.

Essas zonas podem definir o tipo de depósito químico ou físico da cavidade. Os depósitos químicos são representados pelos espeleotemas que podem assumir uma variedade de formas interessantes dependendo do microambiente em que se formam ou que estão se formando, esses ambientes podem em subaéreos ou subaquáticos ou ainda pela intermitência de ambos devido a variações sazonais. A exemplo dos coralóides, os que estão associados à ambientes subaéreos são usualmente pequenos em formas de nódulos irregulares, enquanto os subaquáticos tendem a ser maiores e uniformemente contornados, geralmente são formados por infiltração.(Cavalcante & Teixeira da Silva, 1997).

A intensidade em que a iluminação atinge a cavidade pode ser classificada como: I) Zona epígea ou fótica, em que há presença de luz; II) Zona de transição ou de penumbra; III) Zona hipógea ou afótica, em que há ausência total de luz. Essa última garante algumas características peculiares e únicas do ambiente cavernícola, como a ocorrência de espécies troglóbias, ou seja, com alterações bióticas adaptadas para viver em cavidades com ausência de luz e, por isso, são endêmicas.

CAPÍTULO 4

4.1 GEOLOGIA REGIONAL E ASPECTOS TECTÔNICOS

A Gruta do Zé Brega localiza-se na porção sudoeste do Cráton do São Francisco e representa uma unidade geotectônica estabilizada no final do ciclo Transamazônico e é margeado por faixas de dobramentos neoproterozóicas, cuja formação está associada ao Ciclo Brasiliano, sendo a mais próxima a Faixa Brasília (Almeida, 1977). A Bacia do São Francisco recobre o domínio ocidento-meridional do cráton, cujo registro estratigráfico reflete uma complexa evolução policíclica (MartinsNeto & Alkmim, 2001; Martins-Neto et al, 2001).

O primeiro grande evento associado à abertura da bacia iniciou-se em cerca de 1.3 a 1.2 Ga resultado do processo de tectônica distensiva relacionado ao evento de ruptura do supercontinente Rodínia (Dardenne 2000, Pimentel et al. 2000, Martins-Neto & Alkmim 2001 in Coelho 2007). Após a fase de ruptura e deriva continental, a Bacia do São Francisco foi submetida ao processo tectônico de compressão na porção oeste, oriunda da colagem de arcos magmáticos, iniciada a cerca de 950 Ma (Pimentel et al., 1995 e 2000 in Coelho 2007), além da convergência e colisão de fragmentos continentais. Esse processo de colisão e colagem dos blocos gerou os limites do cráton, delineados pelos terrenos aglutinados dos cinturões brasilianos (950 – 500 Ma) (Fig. 4.1) : Araçuaí, a leste; Brasília, a oeste; Rio Preto, a noroeste; Riacho do Pontal, a norte; e Sergipana, a nordeste; pela margem passiva Cretácea ao longo do litoral, a nordeste, relacionadas à abertura do Oceano Atlântico Sul (120 Ma) e uma porção central com unidades pré-cambrianas pouco deformadas (Almeida, 1977; Alkmim & Martins-Neto, 2012; Campello et al, 2015). A Faixa Brasília, próximo à borda W-SW da Bacia do São Francisco foi parcialmente afetada pelos dobramentos da Orogênese Brasiliana, onde extensas falhas reversas de direção NW-SE segmentaram compartimentos com diferentes intensidades de deformação (Alvarenga *et al,* 2012).

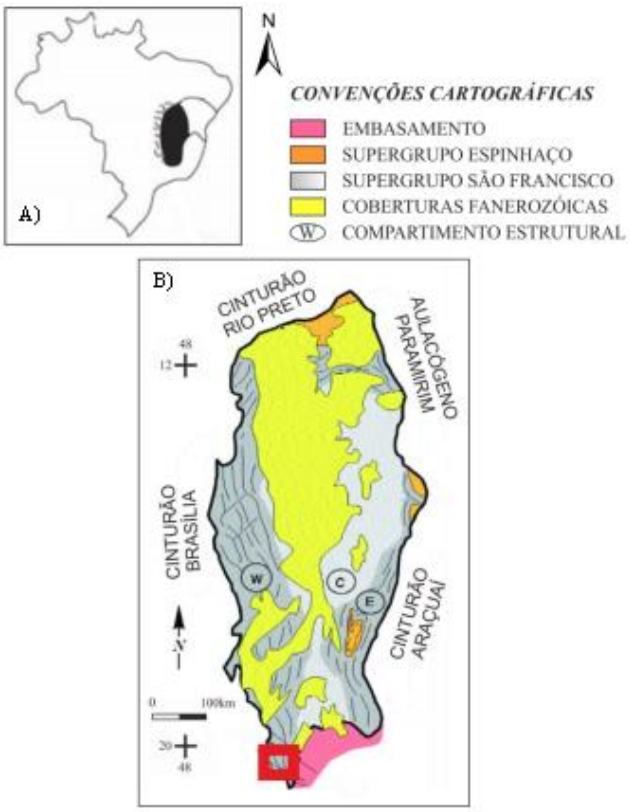


Figura 4. 1: **A)** Bacia do São Francisco destacada dobre o Cráton do São Francisco. **B)** Mapa geológico simplificado das principais unidades estratigráficas e feições estruturais Destaque para o quadrado vermelho onde está localizada a área de estudo. Modificados de Alkmim & Martins-Neto, 2001.

A deformação da porção SW da bacia tem caráter rúptil-dúctil, em condições de tectônica epidérmica sobre um substrato mais rígido. A bacia hospeda coberturas metassedimentares caracterizadas por rochas de caráter preponderantemente terrígeno, representadas pelo Grupo Macaúbas, e estão sotopostas a pacotes essencialmente carbonáticos-terrígenos com metamorfismo e deformação incipientes, representado pelo Grupo Bambuí; ambos inseridos no Supergrupo São Francisco (Babinski, 1993; Dardenne, 1978; Uhlein *et al*, 1999; Martins-Neto *et al*, 2001).

Teixeira-Silva *et al* (2012), durante a execução do Projeto Arcos Pains de Espeleologia (PROAPE), determinou-se três domínios tectônicos: I) Situado a leste do Rio São Miguel, caracteriza-se pela ocorrência de rochas praticamente indeformadas; II) Situado entre o rio São Miguel e o ribeirão dos Patos, onde se localiza a gruta do Zé Brega (Fig. 4.2), caracteriza-se pela ocorrência predominante de rochas medianamente indeformadas; III) Situado a oeste do ribeirão dos Patos e englobando o *canyon* do rio São Francisco, caracteriza-se pela ocorrência de rochas que apresentam um maior grau de deformação.

Figura 4. 2: Mapa das quadrículas do PROAPE destacando os domínios geológicos estratigáficos estruturais. De leste para oeste: Domínio I, Domínio II e Domínio III. A gruta do Zé Brega está inseida no Domínio II, quadrícula P16, destacada pelo círculo vermelho. (Modificado de TEIXEIRA-SILVA *et al*, 2012).

4.2 GEOLOGIA ESTRUTURAL E GEOMORFOLOGIA

Uma detalhada análise estratigráfica e estrutural foi executada por Muzzi-Magalhães (1989) nas rochas do Grupo Bambuí da região, o que possibilitou a determinação de uma fase principal de deformação, que pode ser subdividida em duas etapas distintas. A primeira etapa originou falhas inversas de empurrão com planos de descolamentos e dobras flexurais, enquanto a segunda gerou zonas de falhas transcorrentes sinistrais, responsáveis pela rotação das estruturas preexistentes.

No contexto geral na porção sudoeste da bacia, a vergência estrutural é W-E, com exceção da borda sul onde predominam falhas transcorrentes (Haralyi, 1985 *in* Muzzi-Magalhães, 1989), entretanto ao adentrá-la ocorre uma diminuição da magnitude dessa influência na região e ela pode ser individualizada em dois domínios estruturais, separados por uma zona de transição. O domínio I, subdividido em 1a e 1b, o primeiro apresenta suas feições rotacionadas pela segunda fase de deformação e o segundo possui feições N-S. A zona de

transição é marcada por uma diminuição da magnitude de deformção. O domínio II é caracterizado por rochas indeformadas ou levemente onduladas localmente (Fig. 4.3).

Figura 4. 3: Porção SW da bacia do São Francisco dividida em domínios estruturais. O retângulo vermelho destaca a área de estudo. Modificado de Muzzi-Magalhães (1989).

De acordo com Teixeira & Dias (2003), essa região a Província Cárstica Arcos-Pains-Doresópolis (Fig. 4.4 e 4.5) possui feições ruiniformes e bastante erodidas, com afloramentos em cálcario escarpados que resultam em maciços isolados ou contínuos circundados por corredores de diáclases, simas e abismos. Também se destaca a existência de um exocarste bem definido com presença de dolinas, uvalas, sumidouros e surgências. Pode-se caracterizar a região com um controle estrutural e geológico desenvolvido em função da reativação tectônica ocorrida durante a Era Cenozoica, o que contribuiu para o maior desenvolvimento do carste (Martins, 2013).

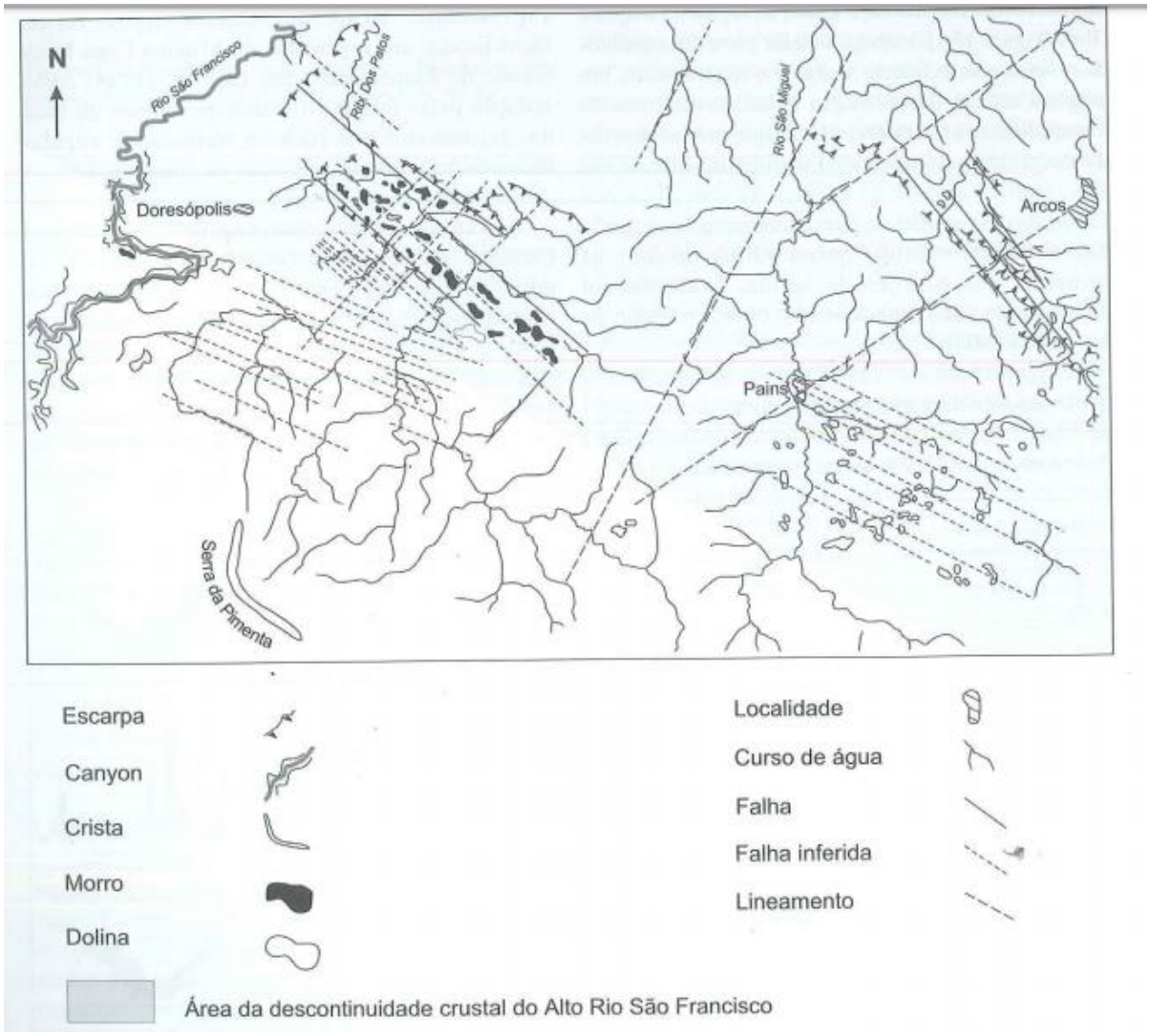


Figura 4. 4: Compartimentação morfotectônica da Pronvíncia cárstica Arcos-Pains-Doresópolis. Fonte: Saadi, 1969.

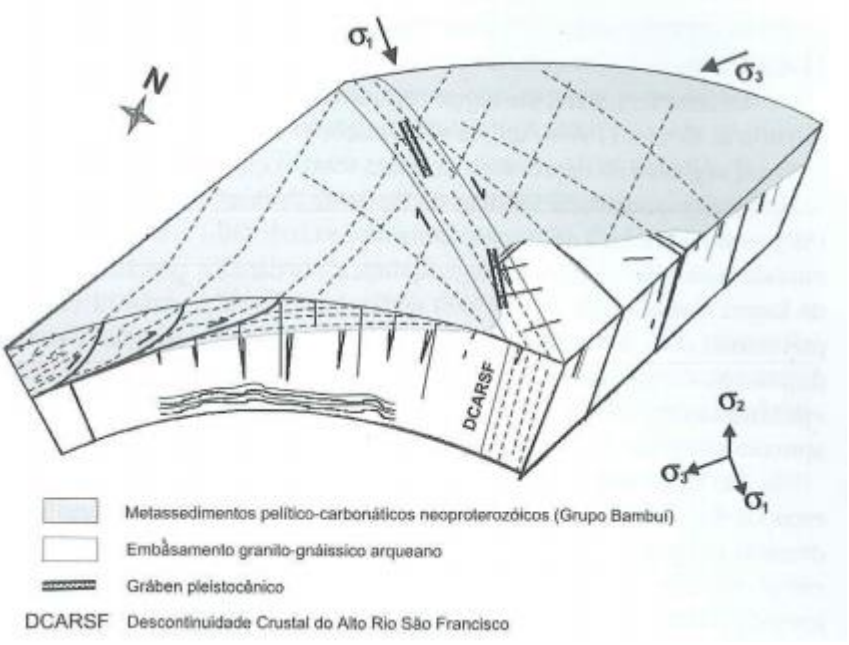


Figura 4. 5: Relações entre o modelo tectônico da Província Cárstica Arcos-Pains-Doresópolis e a orientação de dolinas e cavernas, com zona de empurrão vergente SW-NE. As feições são formadas aproveitando as fraturas de distensão. Fonte: Saadi, 1991.

No geral, os carbonatos no Grupo Bambuí também estão associados às rochas pelíticas, como argilitos e siltitos, e esse contexto condiciona a formação de uma espessa cobertura de solos sobre o relevo cárstico, oriundos da alteração dos pelitos (RIBEIRO et al., 2008; PILÓ, 2000). Isso faz com que a drenagem superficial seja densa, o que diminui a tendência de infiltração da água, e a superfície exocárstica apresenta cursos d'água intermitentes e perenes (Martins, 2013). A drenagem principal é comandada pelo rio São Francisco que constitui o nível de base regional, pelo rio São Miguel e Ribeirão dos Patos, constituindo os principais cursos d'água da região (RIBEIRO *et al.*, 2008).

4.3 ESTRATIGRAFIA

O Grupo Bambuí é uma sequência de rochas carbonáticas-siliciclásticas associadas a deformações nas bordas da bacia proveniente da edificação das faixas móveis e relacionados a megaciclos de extensa transgressão-regressão marinha de segunda ordem (Dardenne, 2000; Alkmim & MartinsNeto, 2001; Reis & Alkmim, 2015; Uhlein et al, 2017). Esta unidade estratigráfica é interpretada como uma deposição em contexto de bacia foreland (Alkmim et al, 1989), com deformação incipiente, em condições de tectônica epidérmica, atingido fácies metamórfica xisto verde, ao longo das faixas de dobramentos brasilianas (Muzzi-Magalhães, 1989; Marshak & Alkmim, 1989).

A coluna estratigráfica formal proposta para este Grupo (Fig. 4.4) é representada da base para o topo, pelas formações:

- *Formação Carrancas e Formação Samburá*: sucessão de rochas restritas a porção oeste da bacia do São Francisco, que consistem em conglomerados e diamictitos; a Formação Carrancas é interdigitada com os conglomerados, arenitos e pelitos da Formação Samburá. Estas unidades têm sido interpretadas como leques aluvias ou depósitos glaciogênicos relacionados à glaciação Marinoana (Uhlein et al, 2011; Castro, 1997; Castro & Dardenne, ; Martins-Neto et al, 2001, Alkmim & Martins-Neto, 2001).
- *Formação Sete Lagoas*: registro de sedimentação carbonática, representada principalmente por calcários e dolomitos em meio a uma sequência margosa e pelítica (Dardenne, 1978), presença de leques de pseudomorfos de aragonita. Esta unidade é interpretada como capa carbonática pós-glaciação Marianoana que evolui para uma rampa carbonática.
- *Formação Serra de Santa Helena:* reconhecida por Dardenne (1978) como folhelhos, argilitos, ardósias e siltitos, com margas, calcários e arenitos subordinados;
- *Formação Lagoa do Jacaré:* representada por calcários, com siltitos, folhelhos e margas subordinados;
- *Formação Três Marias*: composta por siltitos, arcósios e arenitos.

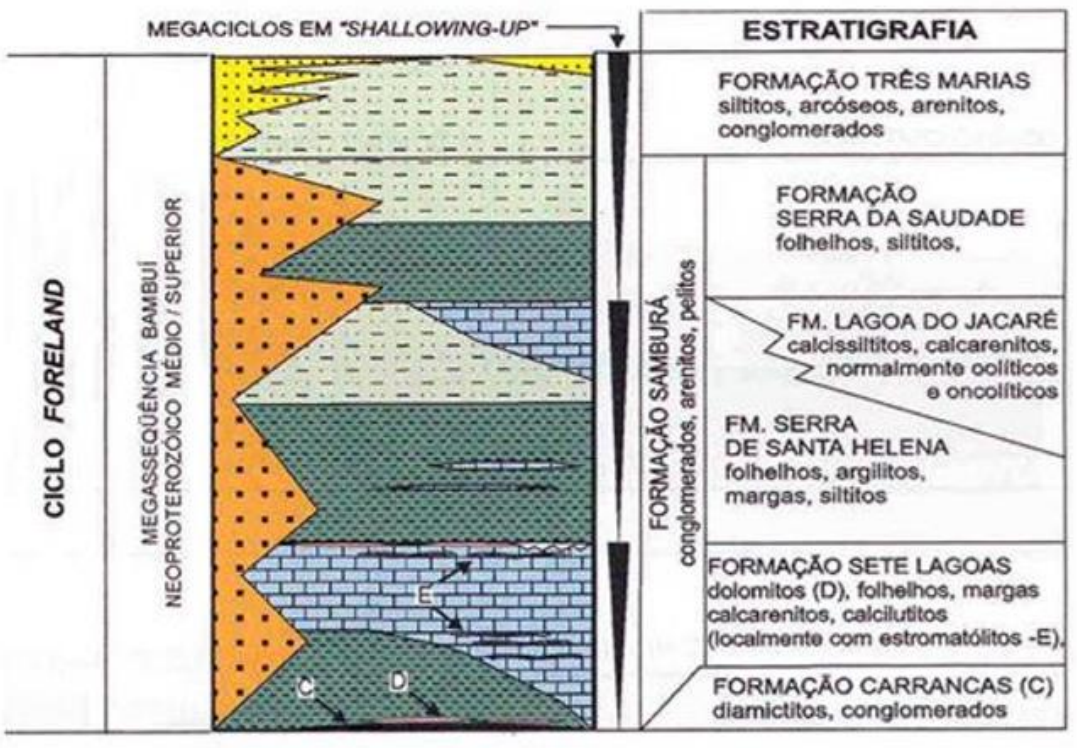


Figura 4. 6: Coluna Estratigráfica do Grupo Bambuí, Supergrupo São Francisco (Castro & Dardenne, 2000; Martins-Neto & Alkmim 2001).

CAPÍTULO 5

RESULTADOS

5.1 CARACTERIZAÇÃO DA CAVIDADE

Para realizar a caracterização geoespeleológica, a gruta foi setorizada em 4 partes: S1, S2, S3 e S4 (Fig. 5.1 modificada do Anexo 1) levando em consideração seus aspectos morfológicos, estruturais, estratigráficos e seus depósitos físicos e químicos. Os setores S2 e S3 ainda tiveram seus condutos subdivididos, respectivamente, em C1 e C2, e C3 e C4.

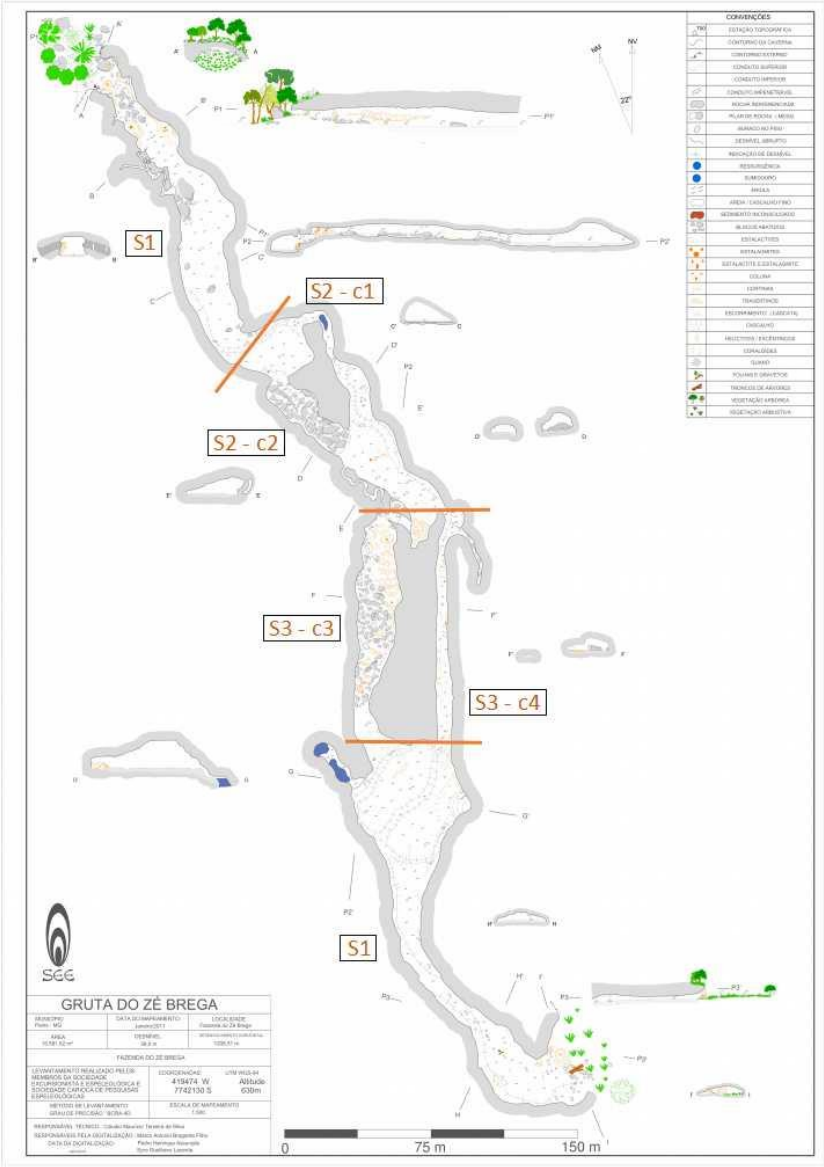


Figura 5. 1: Mapa da Gruta do Zé Brega setorizado em S1, S2 S3 e S4. Modificado do acervo SEE.

A seguir uma tabela com as principais características dos setores, com destaque para as direções preferenciais de desenvolvimento dos condutos, ocorrência de feições estruturais, feições morfológicas, depósitos químicos, depósitos físicos, ocorrência das fácies sedimentares e feições hídricas (Tabela 5.1).

		Setor					
		S1	S2		S3		S4
			C1	C2	C3	C4	
Feições morfológicas	Teto baixo		X			X	X
	Quebra-corpo			X			
	Abrupto				X		
	Paleopiso	X					
Depósitos químicos	Escorrimentos	X	X	X	X		X
	Travertinos	X			X		
	Estalagtites	X	X	X	X	X	X
	Estalagmites	X	X	X	X		X
	Coralóides	X	X	X	X	X	X
	Cortinas	X			X		
	Colunas	X	X	X	X		X
	Pérolas				X		
	Helictites						X
Feições hídricas	Gotejamento ativo		X	X	X		X
	Exsudação						X
	Drenagem ativa						
	Drenagem intermitente	X	X			X	X
	Sumidouro intermitente	X		X			X
	Marmitas	X		X			
	Bell-holes	X		X			
Depósito físicos	Argilosos	X	X	X	X	X	X
	Rochosos	X		X	X		X
	Arenosos	X					X
Ocorrência das fácies	F1	X	X	X	X	X	X
	F2	X	X		X		X
	F3	X	X		X		X
Feições estruturais	Fraturas	X	X	X	X	X	X
	Falhas		X	X			
	Dobras		X	X			

Tabela 5.1: Tabela com a caracterização geoespeleológica resumida da gruta do Zé Brega em relação aos seus quatro setores.

5.1.1 Exocarste

Em regiões cásrticas, a drenagem superficial tende a ser absorvida por meio dos sumidouros e pela maior porosidade da rocha, no entanto, o ribeirão dos Patos tem sua drenagem predominantemente superficial (Fig. 5.1 A). A paisagem cárstica da região é bastante típica, constituída por afloramentos isolados de maciços residuais separados por corredores de diáclases. Os maciços tem altitudes que variam de 600 a 900m com feições de dissolução por águas meteóricas, como lapiás (Fig. 5.2 B) e apresentam-se intensamente carstificados (Fig. 5.2 C). Além disso, observam-se dolinas de abatimento e de subsidência, sumidouros e surgências. A vegetação predominante é a rasteira, mas próximo das drenagens e nos maciços ocorre um adensamento da mesma, com árvores de porte médio (Fig. 5.2 D)

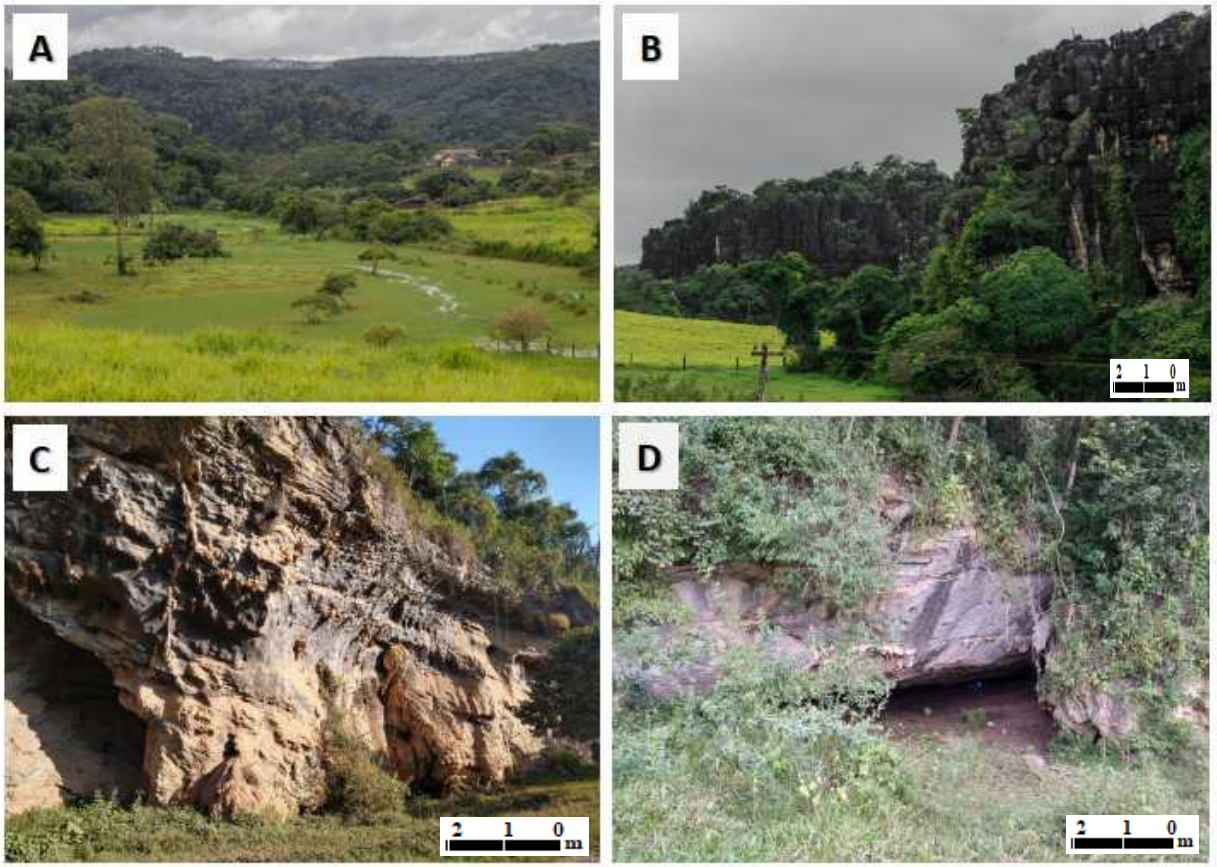


Figura 5. 2: **A:** Exocarste da região expondo drenagens superficiais. **B:** Maciços residuais e espaçados por corredores de diáclases**. C:** Porção externa do maciço próximo à boca secundária da cavidade, expõe intensa carstificação. **D:** Boca secundária da cavidade com entrada em teto baixo e em baixa vertente, com vegetação densa acima do maciço (Fotos A e B: Gabriel Lourenço; Fotos C e D: Isaac Rudnitzki).

5.1.2 Estratigrafia e Análise de Fácies

No maciço interno da caverna, foram descritas três fácies sedimentares, que da base para o topo incluem: F1) *Calcário maciço a laminado;* F2) *Brecha dolomítica intraclástica* e F3) *Dolomito com acamamento heterolítico e estromatólitos.* A fácies F1 ocorrem em maior proporção nas extremidades da cavidade, associada à F2, e os condutos se desenvolvem na forma elipsoidal com o maior eixo acompanhando o acamamento. A fácies F3 tem predomínio na porção central, que engloba os setores S2 e S3, e possui contato erosivo com as demais fácies. Para descrever melhor essa associação, foi levantado um perfil vertical (Fig. 5.8) em S1. A descrição dos aspectos faciológicos de cada fácies é descrito a seguir.

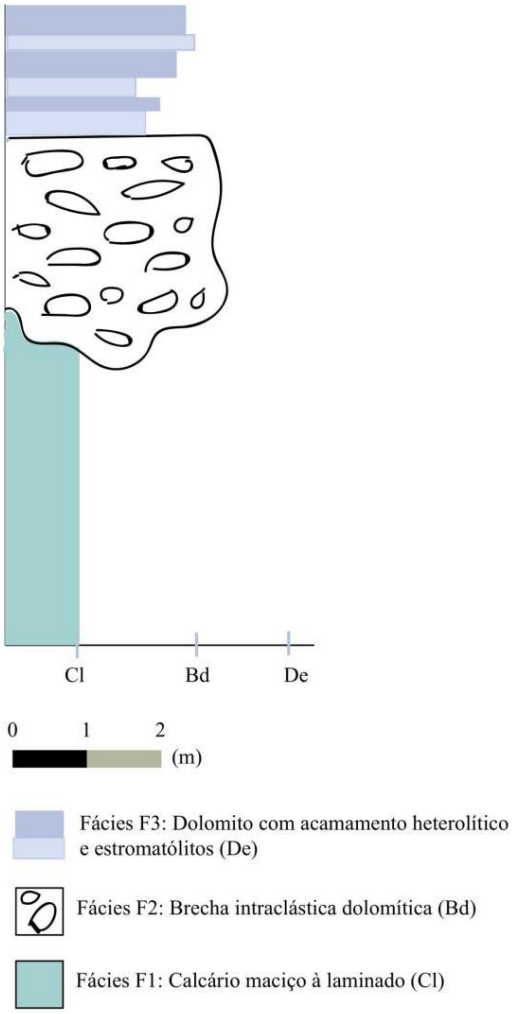


Figura 5. 3: Perfil estratigráfico do endocarste da gruta do Zé Brega.

A fácies F1 denominada como *Calcário maciço a laminado*, representa a base do maciço rochoso. Esta fácies consiste em calcarenito fino com estratificações cruzadas de baixo ângulo e *swaley*, além de laminações plano-paralela e ondulada subordinada (Fig. 5.9 A). Apresenta camadas aparentemente tabulares com até 5 m de espessura, que por vezes apresenta adelgaçamento lateral. O limite superior desta fácies é feito com as brechas dolomíticas da fácies F2. O contato se destaca pela presença de uma superfície erosiva irregular (Fig. 5.9 B) que frequentemente desenvolve incisões na forma de vale em "V" (Fig. 5.9 C).

A fácies F2 é a de menor expressão na cavidade, com maior ocorrência nas extremidades da cavidade, e é caracterizada por *Brecha intraclástica dolomítica,* apresenta clastos sub-angulosos à sub-arredondados, de tamanho seixo a calhau sem imbricamento aparente, ou seja, dispostos de forma caótica. A fácies F2 ocorre preenchendo incisões geradas pela superfície erosiva que recobre a fácies F1 (Fig. 5.9 D). As camadas apresentam espessura variável, com base irregular e topo retilíneo que são recobertos diretamente pela fácies F3. Em algumas porções, é possível observar uma dissolução seletiva em torno dos clastos.

A F3 foi especificada como *Dolomito com acamamento heterolítico e estromatólitos* e representa a porção superior da sucessão sedimentar do maciço, além de ser a fácies de maior ocorrência na cavidade. Esta é organizada em acamamento heterolítico entre calcarenito cinza claro, calcários cinza escuro (Fig. 5.9 E) e subordinadamente, lentes de siltito de coloração vermelho ocre. Localmente ocorrem estromatólitos colunares e bulbosos de tamanho centimétricos à decimétricos com coloração esbranquiçada, atitude inclinada e próximos um dos outros embora observados pontualmente na cavidade (Fig. 5.9 F). No salão do setro S4 é possível observar esses estromatólitos em um corte basal, expondo formas circulares com feições internas concêntricas (Fig. 5.9 G e H). Também apresenta maior intensidade de deformações dúcteis como dobras, dobras intraestratais, rampas de empurrão, brechas hidráulicas e nódulos de sílex na forma de *boudins* que resultou na obliteração parcial ou completa dos aspectos texturais primários. O contato basal é feito de forma abrupta com as facies F1 e F2, enquanto que o contato superior não foi observado.

A sucessão de fácies observada na Gruta do Zé Brega é correlata e pode ser inserida nas fácies carbonáticas descritas para região de Arco-Pains (MG) por vários autores como Pires (2016), Meyer (2018) e Reis & Suss (2016), que representam a porção superior da Formação Sete Lagoas, unidade basal do Grupo Bambuí, depositada no neoproeterozóico, no Cráton São Francisco. Segundo o mapeamento de detalhe de Meyer (2018), esta região pode ser compartimentada em quatro associação de fácies: i) Calcário de rampa carbonática intermediária dominado por tempestades; ii) Brechas carbonáticas intraclásticas paleocársticas pela exposição da plataforma; iii) Dolomitos e microbialitos de planície de maré de rampa interna; e iv) Calcários magnesianos de plataforma interna. Destas quatros

sucessão, as três primeiras são correlatas com as fácies F1, F2 e F3 respectivamente, enquanto que as fácies de calcário magnesiano não foram identificadas. Estas mesmas fácies (F1 a F3) também são descritas na Gruta do Éden, por Pires (2016), o que sugere uma influência no arranjo estratigráfico no desenvolvimento na caverna, principalmente vinculado a variação de permo-porosidade entre calcário, brechas e dolomitos.

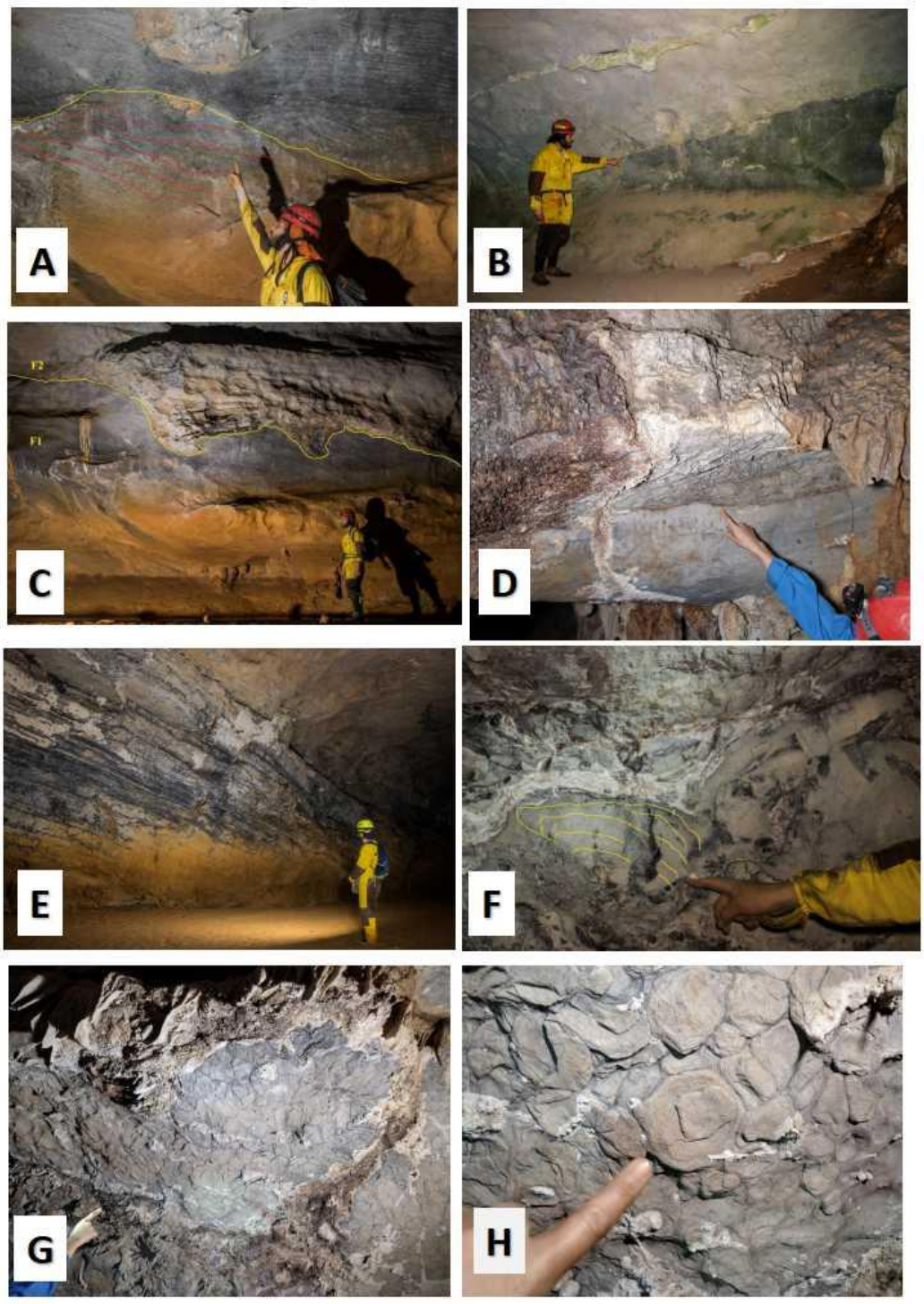


Figura 5. 4: **A:** Estratificação cruzada de baixo ângulo em F1 exposta em S1. **B:** Contato erosivo entre F1 e F2 na entrada principal da cavidade. **C:** Incisões em "V" em F1 com deposição de F2 sobre as depressões. **D:** Fácies F2 ocorre pontualmente na porção central da cavidade, setor S3. **E:** Estromatólito colunar ocorre em F3 exposto em S3. **F:** Detalhe para os estromatólitos com forma circular e estruturas concêntricas no seu interior. **G:** Estromatólitos vistos em planta no salão do setor S4. **H:** Destaque para a forma circular dos estromatólitos de S4 e suas feições internas concêntricas. (Fotos A,B, C, E, F: Gabriel Lourenço; Fotos D, G, H: Isaac Rudnitzki).

5.1.3 Morfologia

A Gruta do Zé Brega localiza-se em um maciço residual e possui duas entradas, uma em baixa vertente e a principal em média vertente, ambas com geometria elipsoidal horizontal. A entrada principal está sob coordenada UTM (x/y/z), datum WGS 84, zona 23K: 419474 / 7742130 / 630m e a secundária: 419839 / 7741684 / 678m (Fig. 5.3 A e B). O desenvolvimento horizontal é de 1208,51 metros, sua planta baixa caracteriza-se como linear e levemente dendrítica por causa de seus condutos compostos (Fig. 5.1). O perfil é horizontal à inclinado com desnível de, aproximadamente, 39m. A gruta tem direção preferencial para N-S.

Condutos

Os condutos no geral, tem corte elipsoidal horizontal, mas em porções onde há maior controle estrutural eles adquirem cortes trapezoidais à retangulares (Fig. 5.3 C e D). O conduto de S1, que representa todo o setor, é o de maior dimensão e possui altura do teto que chega a 15m. Outro exemplo, é no final do setor 2 onde ocorre uma rampa de falha de empurrão com dobras associadas tornando o conduto com corte geométrico. Isso ocorre pois os planos dessas estruturas constituem as paredes e teto dos condutos. Na cavidade predominam os condutos anastomosados, mas o conduto C4 é retilíneo. A formação dos condutos retilíneos é controlada por faturas que tem direção preferencial N-S, a exemplo dos condutos C3 e C4.

Além disso, também existem condutos de teto-baixo que possuem corte elipsoidal horizontal, como C1 e C4, e neles é possível observar folhiço e pequenas raízes no teto (Fig. 5.3 E). Na porção central da cavidade também ocorrem condutos muito estreitos, caracterizando quebra-corpos que em determinados locais não possuem piso (Fig. 5.3 F). A formação desses condutos está associada à dissolução por pressão do fluxo aquoso livre. O teto dos condutos é irregular, inclinado segundo o acamamento da rocha encaixante e possui scallops, que são escavações geradas pelo fluxo aquoso, bem como é possível observar bell-holes (Fig. 5.4 A). Esses últimos são oriundos da dissolução por águas

meteóricas e alargamento das fraturas pré-existentes na rocha. No setor S3 nota-se um desnível entre os condutos C3 e C4 (Fig. 5.1 corte FF'), o acesso ao conduto C3 ocorre por meio de um abrupto que nos períodos de alta pluviométrica pode se tornar um trecho encaichoeirado.

Salões

A cavidade possui dois salões que se localizam em S2 e um salão em S4. No geral, todos eles possuem grande controle estrutural para sua formação, são amplos e fazem conexão com os demais condutos da cavidade. No setor S2 (Fig. 5.4 B), o primeiro salão é estruturado numa rampa de empurrão com vergência para SW e se bifurca para os condutos C1 e C2. O segundo salão desse setor reconecta os condutos C1 e C2. O terceiro salão é o de maior dimensão e sua altura do teto chega à 18m, se localiza em S4 e faz ligação com C3 e C4 (Fig. 5.4 C e D). Em planta, esse último salão tem formato circular e se conecta a um conduto de teto-baixo que liga à saída secundária da cavidade.

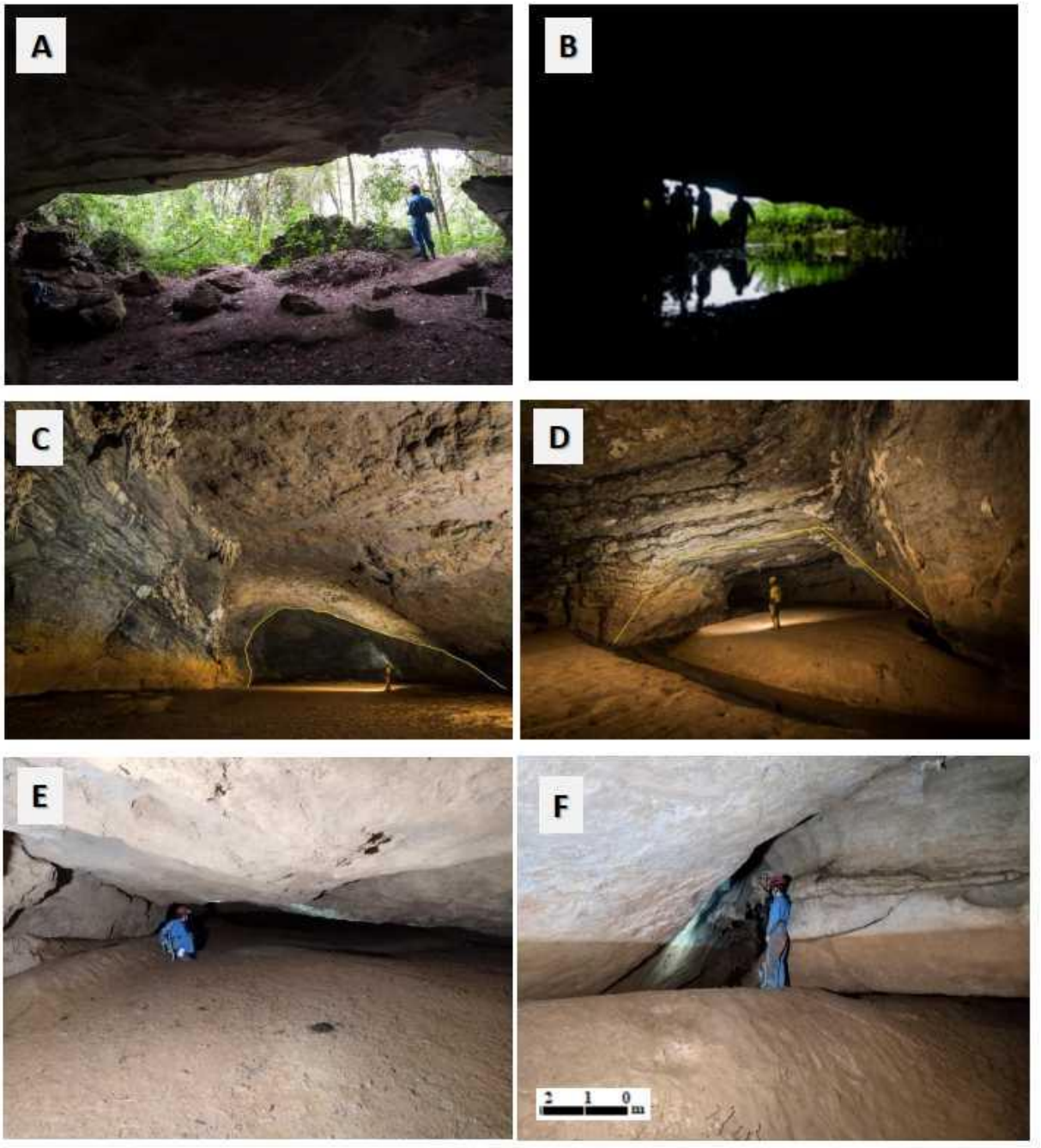


Figura 5. 5: Feições morfológicos das entradas e condutos da Gruta Zé Brega. A: Entrada principal da gruta expondo um corte elipsoidal horizontal. B: Entrada secundária da cavidade que pode estar alagada em fases intermitentes. C: Conduto do setor 1 com corte tendendo à elipsoidal, onde o teto da caverna marca o contato entre as fácies F1 e F3, além das incisões de F2 em F1. D: Conduto do setor S2 com corte geométrico marcado pelos planos etruturais. E: Conduto do setor 4 com teto-baixo onde observa-se a cobertura fina de sedimentos argilosos. F: Entrada para conduto estreito próximo à C4. (Fotos A, E, F: Isaac Rudnitzki; Fotos B, C, D: Gabriel Lourenço).

Figura 5. 6: **A:** Na fácies F1 ocorrem bell-holes, no setor 1. **B:** Primeiro salão da cavidade que ocorre em S2. **C:** Conexão entre o conduto C4 e o salão presente no setor S4. **D:** Salão do setor S4. **(**Fotos: Isaac Rudnitzki).

5.1.4 Depósitos químicos e relações hídricas

Na cavidade ocorre grande quantidade e variedade de espeleotemas como: escorrimentos métricos do tipo cascata, estalagtites, estalagmites, colunas, cortinas, travertinos, microtravertinos, pérolas, helictites e coralóides diversos. Observou-se alta precipitação química proporcionada por fluidos circulantes provenientes de águas pluviais, fluviais e fluidos endógenos.

Oriundos de água gotejante

Estalagmites, estalagtites e colunas ocorrem em toda a extensão da cavidade, bem como observam-se cortinas com ocorrência pontual. Esses depósitos tem dimensões centimétricas à métricas e possuem coloração branco-amarronzada. No geral, apresentam-se recobertos por fina camada de sedimentos argilosos e podem estar associados à outros espeleotemas, como em C4 onde as estalagtites são formadas pelo gotejamento a partir de fraturas do teto, e estão associados à formação de coralóides bojudos (Fig. 5.5 A). Esses coralóides posssuem outro tipo de formação que será discutida a seguir. As estalactites apresentam formato incial fino e alongado, formadas a partir de um canalículo central por

onde circula, conhecido popularmente como “canudo de refresco” (Fig. 5.5 B). Por vezes, esse canalículo pode entupir, pelo próprio crescimento dos minerais, e o fluido circulante escorrer pelas bordas do espeleotema adquirindo formato cônico. Quando esse fluido é muito saturado e não é capaz de precipitar todo o material mineral, ele goteja e ao atingir o solo, forma as estalagmites (Auler & Piló, 2013). A junção entres as estalagtites e estalagmites formam as colunas, como visto em C1 (Fig. 5.5 C). A formação das cortinas está associada ao gotejamento a partir de teto irregular que condiciona a formação dessas camadas delgadas e tortuosas (Fig. 5.5 D).

Os escorrimentos também são observados na cavidade, possuem dimensões variadas com centímetros até dezenas de metros e coloração branco-amarronzada (Fig. 5.5 E) . Ocorrem muitas vezes associados à outros espeleotemas, como em C3 cuja formação dos escorrimentos está relacionada à formação dos travertinos e microtravertinos (Fig. 5.5 F), esses últimos possuem outro tipo de formação que será descrita a seguir. Os escorrimentos de maiores dimensões ocorrem próximo à entrada principal, no setor S1 (Fig. 5.6 G), e geralmente são formados a partir do fluido saturado que escorre pelas paredes da cavidade e precipita-se (Auler & Piló, 2013). Os escorrimentos de maior porte, como o visto em S1 não estão totalmente recobertos pela fina camada de sedimentos argilosos que recobre os demais depósitos distribuídos pela cavidade.

Oriundo de águas circulantes

Travertinos e microtravertinos são descritos em abundância no conduto C3, que é o mais ornamentado da cavidade. Nesse conduto, os travertinos e microtravertinos recobrem todo o piso (Fig. 5.5 F) e formam represas de dimensões centimétricas à métricas que, em seu interior, ocorrem pérolas de calcita de dimensão milimétrica e coloração amarronzada, que possuem outro tipo de formação que será descrita a seguir. Os travertinos e microtravertinos são formados a partir da água saturada circulante que é represada e precipita o espeleotema (Auler & Piló, 2013). Também ocorre a associação com outros espeleotemas para a formação dos microtravertinos, eles são oriundos do fluido que escorre pela superfície dos escorrimentos, tem dimensões milimétricas e coloração amarronzada.

Oriundos de águas estagnadas

Foram observadas pérolas de calcita nas represas dos travertinos e microtravertinos localizados em C3 (Fig. 5.5 H). Essa feição possui dimensão milimétrica e coloração amarronzada, são formadas a partir de um fluido que se acumula como camadas concêntricas de calcita ao redor de um núcleo representado muitas vezes, por pequenas pedras que ficam presas nas represas dos travertinos (Auler & Piló, 2013). Além disso, é possível observar a calcita dente-de-cão em F3 no final do conduto C3, ela ocorre pontualmente no contato erosivo entre F2 e F3 (Fig. 5.6 A). A calcita dente-de-cão possui cristais bem formados com dimensões milimétricas e apresenta coloração branca com leve tonalidade creme.

Oriundos de águas de exsudação

Na cavidade foram observados helictites, uma forma rara de espeleotema que se formou pontualmente no setor S4 associado à fácies F2 (Fig. 5.6 B). Eles possuem dimensões milimétricas à centimétricas e coloração branco-creme e amarronzada. Sua formação é exótica e ocorre por meio da circulação da água através dos poros da rocha ou através de estreitas fissuras, mas não chegam a formar gotas, caracterizando a água de exsudação. Por não formar gotas, esse fluido pode precipitar-se em diferentes formas e direções sem a influência da gravidade (Auler & Piló, 2013).

Oriundo de água de condensação

Os coralóides são os depósitos químicos mais abundantes na cavidade, ocorrem amplamente em todos os setores e associados à outros espeleotemas, como com os estalactites do setor S2. Nesse setor, eles apresentam-se de forma bojuda (“couve-flor”) com dimensões centimétricas e coloração amarronzada (Fig. 5.6 C) mas também ocorrem coralóides de forma mais alongada com o topo arredondado com dimensões milimétricos e coloração também amarronzada. Essa forma mais alongada ocorre principalmente associada aos escorrimentos do setor S1, na entrada principal (Fig. 5.6 D). Esses depósitos são formados a partir da alta saturação do vapor d’água contido no ambiente cavernícola, que ao entrar em contato com as superfícies precipita-se e forma o espeleotema (Auler & Piló, 2013). Ambas feições estaõ recobertas por depósitos de sedimentos argilosos.

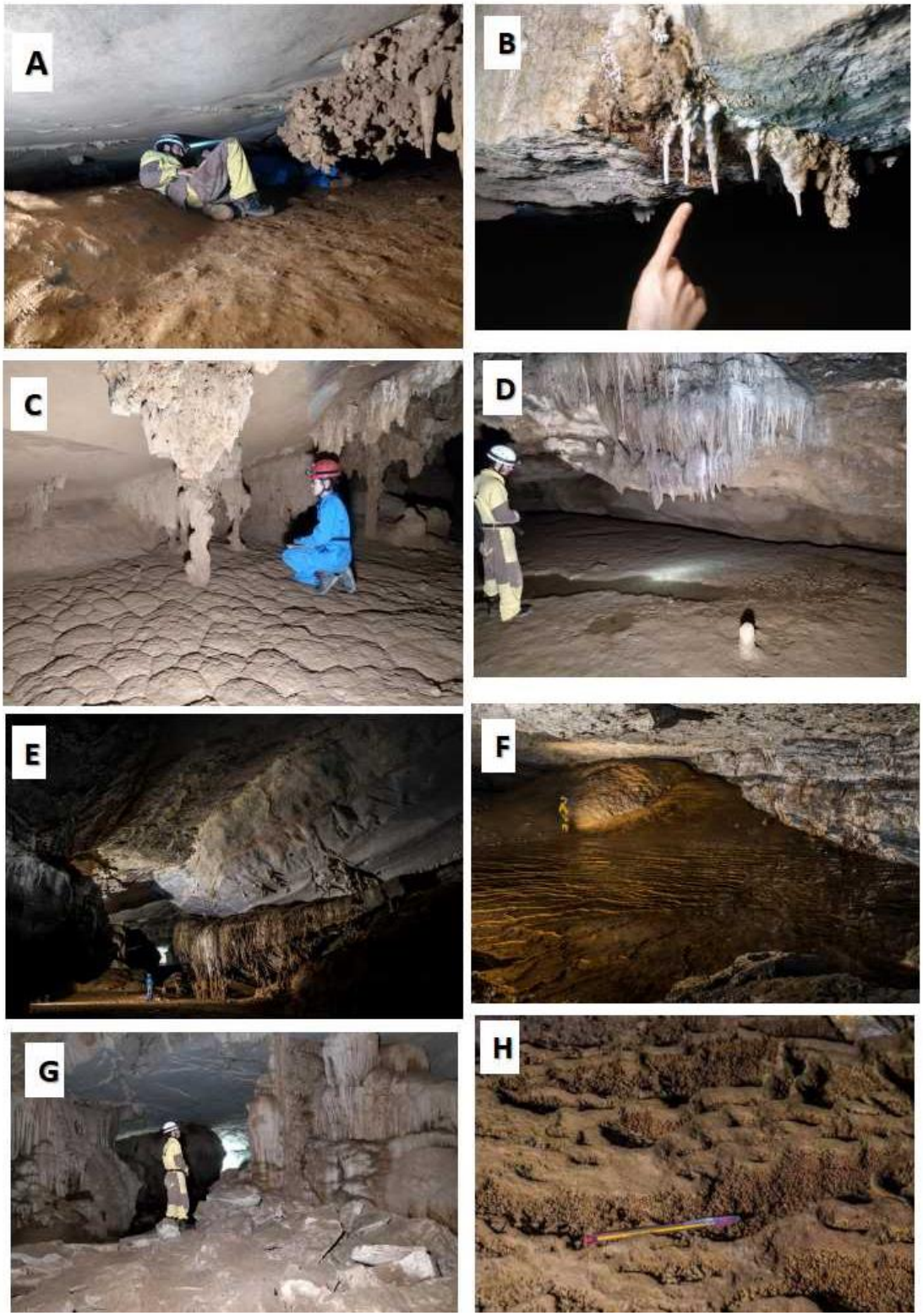

A
B
C
D
E
F
G
H

Figura 5. 7: **A:** Espeleotemas da Gruta Zé Brega. **A:** Estalactites formadas pelo gotejamento a partir de fraturas do teto e associados à formação de coralóides bojudos em C4. **B:** Estalagmites do tipo "canudo de refresco" observadas no setor S4. **C:** Coluna observada em C1 formada a partir da conexão entre estalagtites e estalagmites. **D:** Formação de cortinas com empoçamento logo abaixo do gotejamento ativo. Também é possível observar a formação de uma estalagmite. **E:** Escorrimento de dezenas de metros localizado no setor S1, próximo à entrada da cavidade. **F:** Travertinos e microtravertinos recobrem todo o piso do conduto C3 e possuem associação com a formação dos escorrimentos, vistos em segundo plano da foto. **G:** Escorrimento com grandes dimensões localizado próximo à entrada principal, no setor S1. **H:** Destaque para a foto F, travertinos com formação de pérolas em suas represas. (Fotos A, B, C, D, H: Isaac Rudnitzki; Fotos E, F, G: Gabriel Lourenço).

Figura 5. 8: Espeleotemas da Gruta Zé Brega. **A:** Calcita dente-de-cão com ocorrência em F3, no conduto C3. **B:** Helictites milimétricos à centimétricos localizados no setor S4. **C:** Coralóides bojudos de dimensão centimétrica associados à estalagtites, no setor S3. **D:** Coralóides de forma mais alongada de dimensão milimétrica associados à escorrimentos da porção da entrada principal. (Fotos: Isaac Rudnitzki).

5.1.5 Depósitos físicos

Para a caracterização dos depósitos físicos optou-se em dividir os sedimentos clásticos segundo os principais agentes de transporte, considerando os transportados pela ação da água e aqueles movidos pela ação da gravidade (Gillieson, 1996) e, ainda, Bosch e White (2007) apresentam o modelo de fácies mais condizente com os depositados em aquíferos cársticos no domínio continental. Os autores também se

fundamentam nos mecanismos de transporte preponderantes em sistemas de condutos e propõem cinco litofácies distinguíveis a partir de sua granulometria e seu grau de seleção, as quais denominam de fácies de canal, talvegue, águas estagnadas (slackwater), pântanos (back-swamp) e fluxos de detritos (diamictons).

Fácies de canal e barras arenosas

OS depósitos de sedimentos argilosos semi-consolidados estão presentes em toda a extensão da gruta. Esses depósitos são cortados e remodelados por drenagens intermitentes que formam bancadas argilosas (facies de canal), que resultam em diques marginais de até 2m. Ainda é possível observar barras arenosas próximo às entradas da gruta e próximo à abertura dos condutos, onde o fluxo aquoso perde intensidade e o material é depositado. As fácies de canal são depositadas durante ciclos hidrológicos ordinários (Herman et al., 2012). Nos vales delineados pelas drenagens intermitentes é possível observar material orgânico, a exemplo de folhiço e finas raízes (Fig. 5.7 A). A fácies de canal compreende depósitos trativos e são transportados predominantemente como carga de fundo (Laureano, 2013).

Depósitos de águas estagnadas (*Slackwater*)

Em áreas onde ocorre concentração de água parada, se desenvolvem pavimentos argilosos extensos que podem recobrir os blocos oriundos da incasão e são definidos como depósitos do tipo *slackwater* (Bosch 2015). Esses sedimentos são transportados pelos condutos como carga em suspensão e geralmente sobrepõem as fácies de canal e/ou talvegue (Bosh e White, 2007 *in* Laureano, 2013). Sobre essas bancadas ocorre a formação de estalagmites de até 30cm (Fig. 5.7 B) com gotejamento ativo, o que sugere uma estabilidade do topo dos depósitos argilosos e do rebaixamento do nível do lençol freático. Há um grande aporte de sedimentos acumulado nos salões e nos condutos de maiores dimensões, e pode causar o entupimento dos condutos de pequeno porte, a exemplo dos condutos C1 e C4 (Fig. 5.7 C). O fato de a boca secundária da cavidade estar situada em baixa vertente corrobora para que, nos períodos de alta pluviométrica e, consequente cheia do Ribeirão dos Patos, grande quantidade de material alóctone seja carreado para seu interior.

Uma vez no interior dos condutos, principalmente aqueles associados ao nível d'água, os sedimentos são retrabalhados em ciclos sucessivos de erosão e deposição entre as entradas e as ressurgências do sistema de condutos (Gillieson, 1996; Bosh e White, 2007 *in* Laureano, 2013). A oscilação do nível freático é marcada nas paredes dos condutos por fina camada de depósito argiloso, cuja altura do nível chega a até 2m (Fig. 5.7 D). Quando os sedimentos finos são depositados, eles movem-se pelos condutos em tempestades ordinárias, já os sedimentos mais grossos dependem de eventos hidrológicos de alta intensidade e infrequentes, o que faz com que a grande parte do fluxo desses sedimentos seja episódico, com longos períodos de armazenamento e curtos intervalos de movimento (Herman et al., 2008).

Fluxo de detritos (diamictons)

Na cavidade predominam dois tipos de depósitos oriundos do abatimento de blocos do teto, um deles ocorre de forma pontual e o outro, constituí-se de depósitos de talvegue proveniente da incasão seguido do fluxo gravitacional (Fig. 5.8 E). Nos condutos C2 e C3 é possível observar maior aglomeração do depósito de talvegue, que se constituem de sedimentos muito grossos (superiores a cascalho) bem selecionados, embutidos em discordância em meio às fácies de canal devido sua remoção por causa da erosão proveniente dos eventos hidrológicos extremos (Herman et al., 2012). Bosh e White (2007) associa esse depósito ao ambiente fluvial. Eles possuem uma granulometria fina quando se trata de solos transportados através de fissuras do epicarste, ou podem ser constituídos de sedimentos de granulometria mais grossa quando se tratam de fluxo de detritos que caem por poços verticais ou por meio da incasão (White, 2007). Estes sedimentos finos também são produtos de movimentos de massa lamosa transportadas das bacias de captação durante regime de chuvas de alta intensidade (Laureano, 2013).

Além disso, também existem blocos isolados oriundos da incasão que ocorrem de forma caótica e distribuem-se por toda a cavidade, de forma pouco expressiva, e possuem dimensões de matacões de até 5m. O processo de incasão consiste no abatimento de blocos do teto da cavidade gerado pelo rebaixamento do nível freático, o que diminui a pressão hidroestática nos condutos e salões, e desestabiliza o sistema, bem como podem ser gerados pelo ataque químico de águas meteóricas que percolam as descontinuidades (White, 1988). Esse processo é o principal agente para formar depósitos autóctones na cavidade. Nota-se que esses depósitos são parciais ou totalmente recobertos pelos bancos de sedimentos argilosos de origem, majoritariamente alóctone (Fig. 5.8 F). Pode-se inferir um fluxo intenso oriundo das cheias do Ribeirão dos Patos capaz de recobrir parcialmente esses matacões de até 5m.

Figura 5. 9: Depósitos físicos do endocarste da gruta do Zé Brega. **A:** Banco de sedimentos argilosos cortados por drenagens intermitentes, destaque para o material orgânico na drenagem. **B:** Bancada de sedimentos argilosos com precipitação química ativa e formação de estalagmites. **C:** Conduto de teto-baixo parcialmente entupido por sedimentos argilosos alóctones**. D:** Nível freático é marcado nas paredes dos condutos por fina camada argilosa. (Fotos: Isaac Rudnitzki).

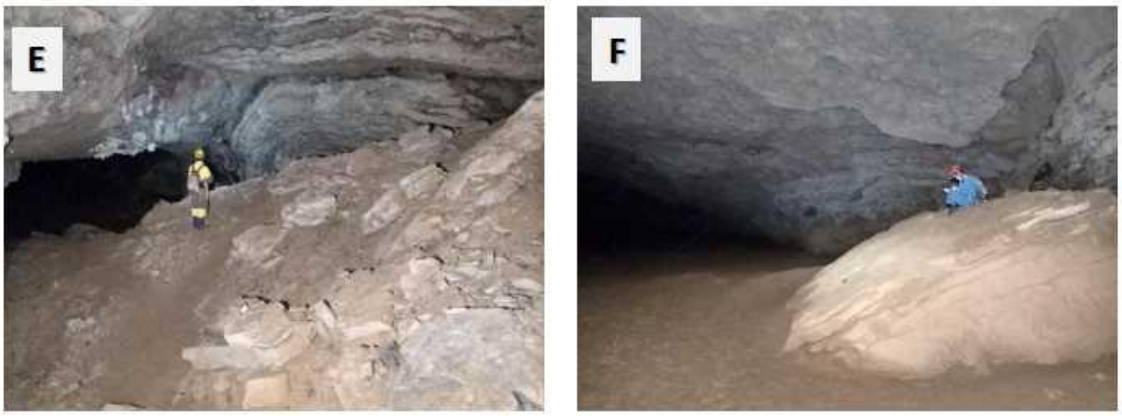


Figura 5. 10: **E:** Depósito clástico do tipo talvegue com sedimentos argilosos associados ao fluxo gravitacional. **F**: Matacão de aproximadamente 5m de comprimento, oriundo da incasão do teto, e parcialmente recoberto por sedimentos argilosos alóctones. (Fotos: Isaac Rudnitzki).

5.1.6 Análise Estrutural

Na cavidade predomina o regime compressional numa zona, majoritariamente, rúptil-dúctil. Observam-se diversas estruturas muito bem preservadas, como falhas de empurrão de pequena e grande expressão, dobras, família de fraturas, estilólitos, brechas tectônicas, boudins e dobras intraestratais que serão descritas a seguir.

Fraturas

Existem três famílias de fraturas observadas no interior do maciço (Fig. 5.10). Foram descritas como *Frat.1* (NW-SE), *Frat.2* (N-S) e *Frat. 3* (NNE-SSW), todas com mergulhos subverticais. A nível de comparação da influência das fraturas para a formação da cavidade, foi elaborado uma roseta com as direções dos condutos (Fig. 5.11) e suas medidas foram realizadas no mapa (Fig. 5.1). A *Frat. 2* com direção preferencial para N-S controla a formação e predomina em toda a cavidade, pode estar associada ao domínio 1b (Fig. 4.3) e a *Frat. 1* controla mais isoladamente a formação de condutos, como C4, e pode estar associada ao domínio 1b (Fig. 4.3), esses domínios foram propostos por Muzzi-Magalhães (1989) para a borda sudoeste do cráton São Francisco. A *Frat.3* pode ter relação com a compartimentação morfotectônica proposta por Saadi (1969) cujos lineamentos descritos têm direção NE-SW.

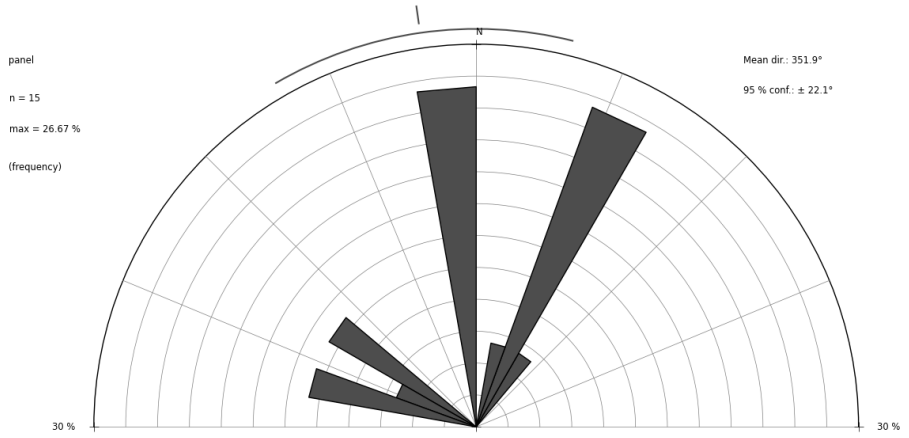


Figura 5. 11: Roseta com as três famílias de fraturas observadas e medidas no interior do maciço da gruta do Zé Brega.

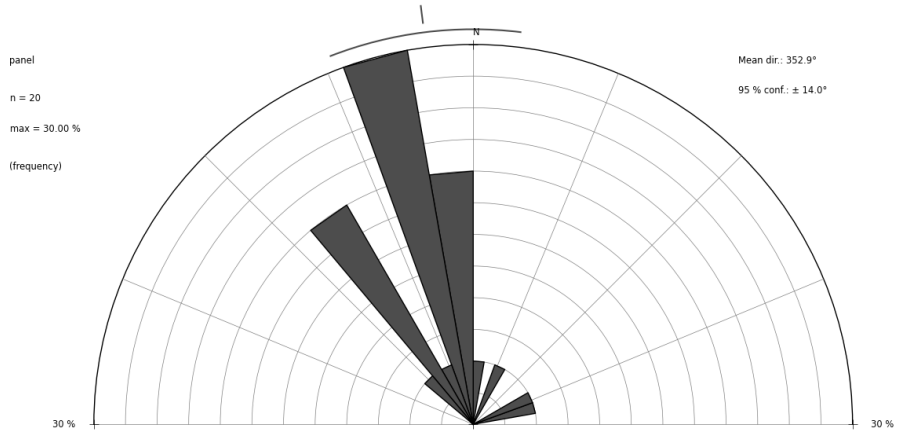


Figura 5. 12: Roseta com as direções preferenciais dos condutos do endocárste da gruta do Zé Brega.

Falhas

Elaborou-se um diagrama de pólos com as falhas *Fh.1* e *Fh.2* (Fig. 5.12). No endocarste da gruta do Zé Brega foram descritas duas principais falhas, uma de empurrão na transição entre os setores S1 e S2 e a outra normal, na transição entre os setores S3 e S4. A primeira foi denominada como *Fh.1* (Fig. 5.13 A e B), que se manifesta como uma rampa de falha de empurrão cuja direção do plano da rampa foi medida e obteve-se 115/25 e 95/30. A outra falha foi denominada *Fh.2* (Fig. 5.13 C) e é uma falha normal de acomodação, cuja direção do plano foi medida e obteve-se 330/45 e 297/45, se localiza na porção final do conduto C3 e manifesta-se até o início do salão do setor S4. Essas estruturas causaram dobramentos que serão descritos a seguir. Além disso, nessa porção da cavidade observou-se boudins de silexito (Fig. 5.13 D), feição de caráter rúptil que tem relação com as ondulações do acamamento provocadas pelo processo deformacional de falhamento.

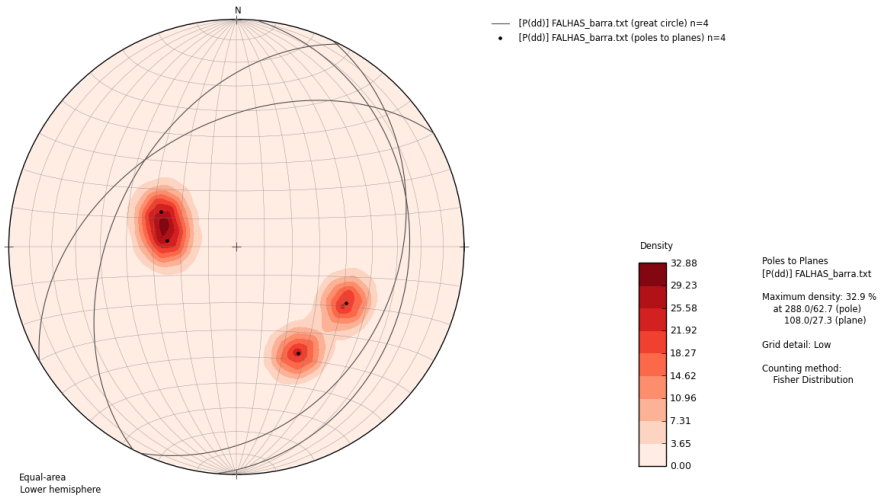


Figura 5. 13: Diagrama de pólos com as três famílias de fraturas observados no endocarste da gruta do Zé Brega com a expressão das falhas por setor.

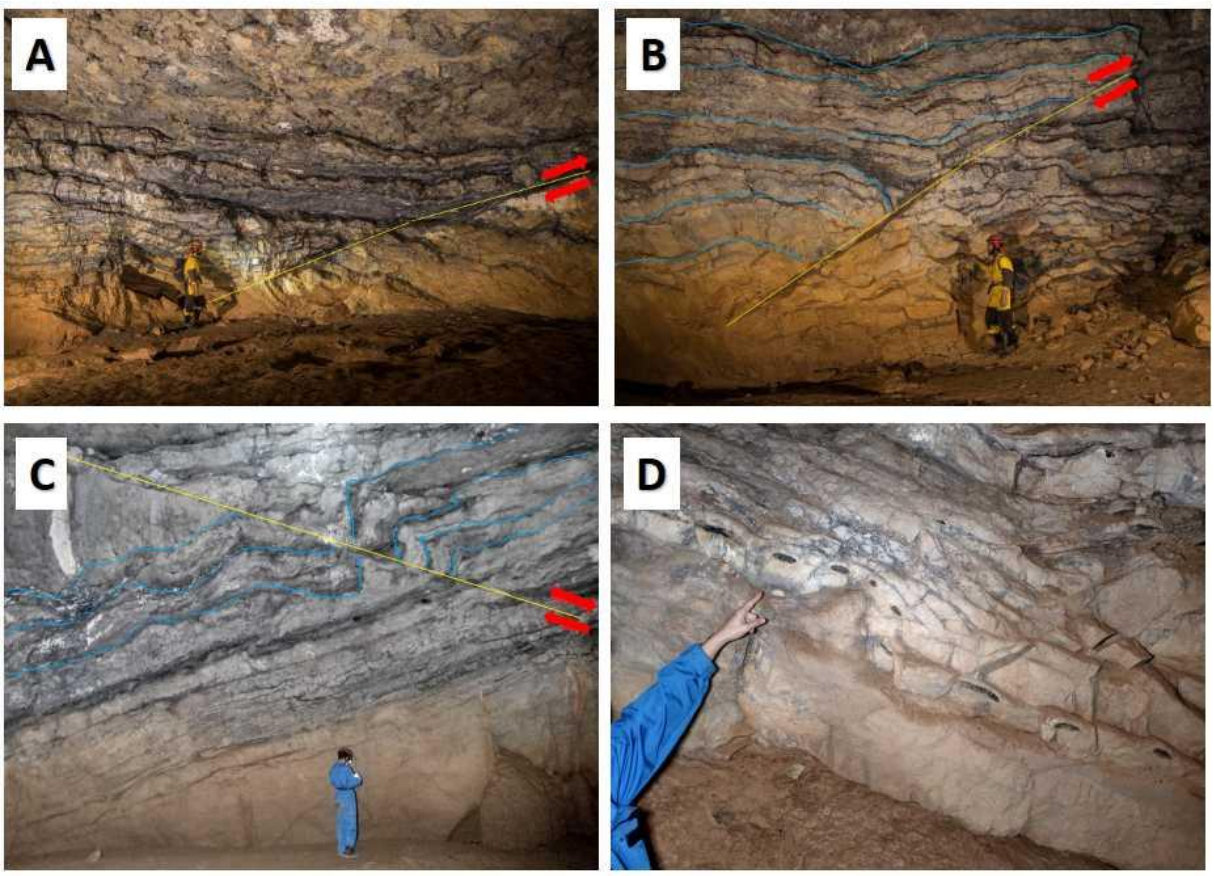


Figura 5. 14: **A:** Falha de empurrão denominada Fh.1 situada no início do setor S2. **B:** Detalhe da foto anterior com destaque para a rampa de empurrão e suas dobras associadas. **C:** Falha normal de acomodação denominada Fh.2 situada no final do conduto C3, no setor S3, e propaga-se para o salão de S4. **D:** Boudins de silexito associados às ondulações inatraestratais geradas no processo compressional da cavidade. (Fotos A, B: Gabriel Lourenço; Fotos C, D: Isaac Rudnitzki).

Dobras

Foram descritas dobras e ondulações intraestratais que ocorrem principalmente na porção central da cavidade e associadas majoriamente à fácies F3. As ondulações intraestratais possuem amplitude de cerca de 1m, seus flancos são longos e variam de assimétricas à simétricas. Essas dobras e ondulações tem relação com o processo de falhamento e arrasto das camadas sobre as rampas de falhas (Fig. 5.13 A). No setor S2 ocorre a fácies F3 que possui dobras em seu acamamento associada às falhas (Fig. 5.13 B). Para melhor observação das dobras, elaborou-se um diagrama de pólos (Fig. 5.14) em que o eixo da dobra possui direção NNE/SSW que condiciona a direção de desenvolvimento do setor S2 nessa direção.

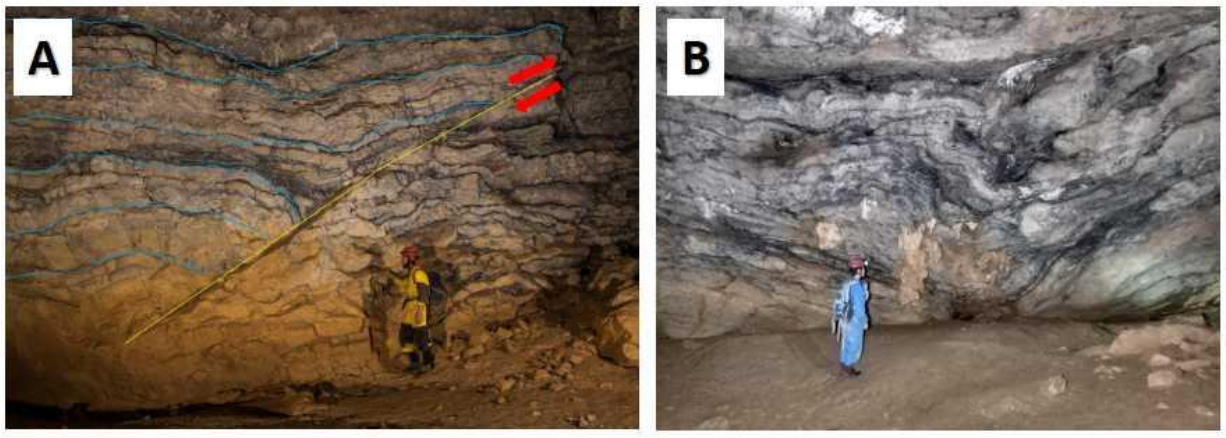


Figura 5. 15: **A:** Dobras e ondulações intraestratais associadas à rampa de empurrão. **B:** Dobras na fácies F3 que ocorrem no setor S2. (Fotos: Isaac Rudnitzki)

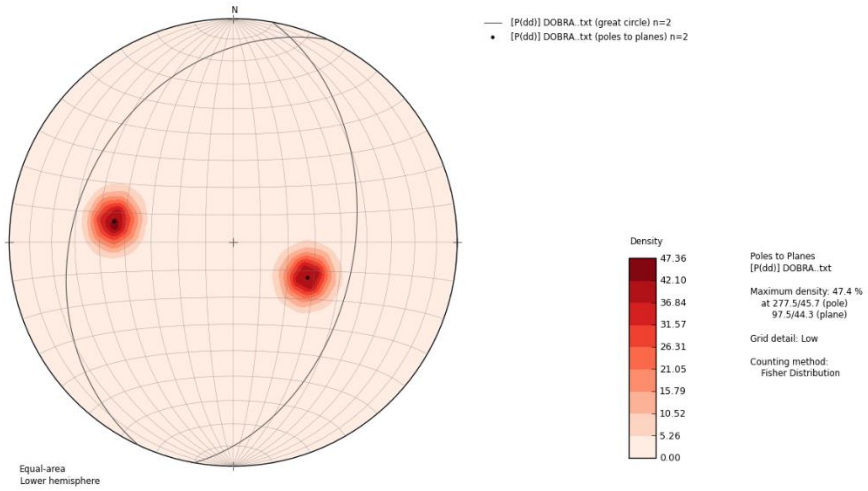


Figura 5. 16: Diagrama de pólos da dobra que ocorre no setor S2, seu eixo tem direção NNE/SSW.

5.2 DISCUSSÃO

A partir da análise de elementos geoespeleológicos presentes na Gruta Zé Brega, foi possível traçar hipóteses sobre os processos responsáveis pelo desenvolvimento dos elementos que a compõe, como a morfologia dos condutos, origem dos depósitos físicos e químicos, bem como a sucessão de eventos que controlaram o desenvolvimento desta gruta. A região possui extenso controle tectono-estrutural e sugere-se a influência das atividades neotectônicas sobre o processo de carstificação das rochas aflorantes. Os eventos de soerguimentos da borda sul do cráton São Francisco resultaram no rebaixamento do nível freático de base da área de estudo, induzindo a formação de cavidades (Martins, 2013).

A cavidade desenvolve-se concordante com as estuturas regionais, que tem direção N-S, seguindo as fraturas de tração abertas pelo arqueamento da cobertura pelítico-carbonática sob influência da compressão neotectônica que reproduz o Ciclo Brasiliano (Muzzi-Magalhães, 1989). As falhas de empurrão com vergência para cráton São Francisco refletem esse evento compressional que controla o desenvolvimento das cavidades da região. Além disso, a família de fratura *Frat.2* (N-S), pode ser oriunda da reativação cenozóica e condicionou o início da formação da caverna e direcionou seu desenvolvimento. Assim como a família de fratura *Frat.3* (NNE-SSW) pode ter relação com a compartimentação morfotectônica proposta por Saadi (1969).

O epicarste também interfere no processo de carstificação dessas rochas pois a região possui espessa cobertura pedológica associado à alteração de rochas pelíticas, como argilitos e siltitos (Teixeira-Silva, 2003). Nesse contexto, esse manto de alteração supergênico assume importante papel no processo de dissolução do maciço subjacente pois encontra-se em contato direto com a rocha solúvel. A interação entre a água meteórica e os espessos pacotes de solo proporciona um aumento de acidez dos fluidos percolantes pela formação de ácido carbônico (H_2CO_3), o que intensifica o processo de dissolução e carstificação do maciço (Klimchouk, 2015). Essa dissolução inicial do maciço ocorre por meio das famílias de fraturas, falhas e do próprio acamamento da rocha que constituem planos de descontinuidade que facilitam a percolação da água meteórica enriquecida em ácido carbônico.

As fraturas e falhas constituem o controle estrutural presente majoritariamente na porção central da cavidade onde há predomínio da fácies F3 e o acamamento constitui o controle estratigráfico, presente nas extremidades onde predominam as fácies F1 e F2. A continuidade do processo de percolação e dissolução em um domínio epifreático semi-aberto, ou seja apenas com influência de águas meteóricas, promove o alargamento desses planos de descontinuidade. Ford & Williams (2007) caracterizam esse domínio como o mais propenso à formação de cavernas. Dada a condição inicial de percolação de águas meteóricas, trata-se de uma gênese rasa com hidrodinâmica aberta, e Klimchouk (2015) a define como epigênica.

O contínuo rebaixamento do nível freático gera uma diminuição da pressão hidroestática nos condutos e o ataque químico de águas meteóricas que percolam pelas descontinuidades desencadeiam sucessivas incasões dos blocos autóctones oriundos do teto e paredes (White, 1988).A presença do paleopiso em S1 atesta a veracidade da cavidade ter passado por períodos de rebaixamento do nível freático, e em seguida, o estágio de formação se encontra em um domínio epifreático aberto, ou seja com influência também de fluxos fluviais exógenos. Nos períodos chuvosos, o fluxo aquoso livre oriundo das cheias do Ribeirão dos Patos adentra a cavidade e carreia grande quantidade de sedimentos argilosos alóctones, que por vezes podem recobrir o material autóctone oriundo da incasão.

Nota-se uma semelhança na formação dos condutos C1 e C4, e entre C2 e C3. Inicialmente, a drenagem intermitente passava preferencialmente nos condutos C2 e C3, onde observa-se grande concentração de blocos abatidos da fácies F3, que sugere a formação desses condutos por meio da incasão. Esse depósito autóctone forma uma barreira física para a água e ela tende a se deslocar para superfícies mais permeáveis, nesse caso, em cotas mais baixas e formam os condutos C1 e C4, por meio da dissolução da rocha encaixante. Esses condutos possuem teto-baixo e podem ficar entupidos de sedimentos alóctones nos períodos chuvosos. Nesse sentido, é possível que C1 e C4 sejam contemporâneos, bem como C2 e C3 mas os processos ocorreram em tempos diferentes. O processo de formação por incasão ocorreu primeiro, pois parte dos depósitos abatidos são recobertos pelos depósitos argilosos.

Diante da continuidade temporal para a formação das cavernas, acredita-se que o atual estágio de formação esteja inserido em um domínio predominantemente vadoso, em que ocorre a ornamentação da gruta por meio da percolação de águas meteóricas e fluxos endógenos. Ainda assim, é possível observar fluxos recentes e sazonais nas drenagens intermitentes que em períodos chuvosos fica ativa, e também contribui para formação de espeleotemas como travertinos e microtravertinos. Além disso, ocorre a formação dos espeleotemas raros e oriundos de águas de exsudação e de águas estagnadas, respectivamente, como helictites e calcita dente-de-cão. O desenvolvimento contínuo de estalagmites que chegam a dimensões de até 30cm nas bancadas argilosas corrobora para uma estabilização do nível freático, o que atesta o atual estágio de formação da caverna como vadoso com ocorrência de fluxos exógenos sazonais.

Nesse contexto, foi gerado uma hipótese sequencial de fases para a formação da cavidade e ilustrada por meio de blocos diagrama (Fig. 5.16), a seguir:

- Fase 1: Deposição das fácies sedimentares do Grupo Bambuí;

- Fase 2: Deformação e fraturamento do maciço rochoso oriundos do Ciclo Brasiliano e das reativações neotectônicas;

- Fase 3: Dissolução e alargamento das descontinuidades do maciço por águas meteóricas em domínio epifreático;

- Fase 4: Contínuo rebaixamento do nível freático com incasão de blocos autóctones e, posterior, alagamento dos condutos por fluxo aquoso livre que geraram os depósitos argilosos alóctones, em domínio epifreático;

- Fase 5: Ornamentação da cavidade em domínio vadoso com influência de fluxos aquosos exógenos sazonais.

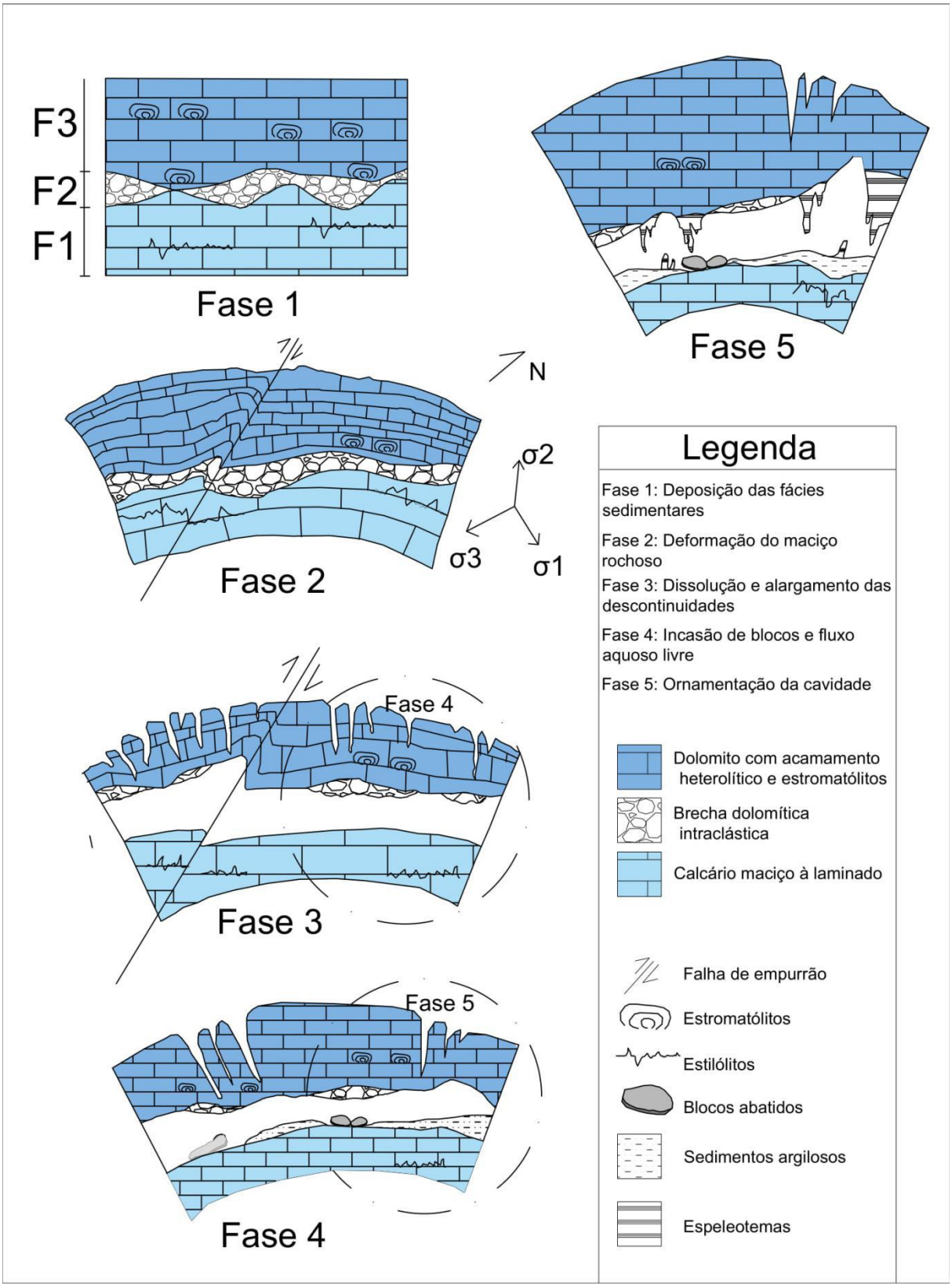


Figura 5. 17: Bloco diagrama representando as fases da gênese da gruta do Zé Brega.

CAPÍTULO 6

CONCLUSÃO

A Gruta do Zé Brega posiciona-se próximo ao limite sudoeste do cráton São Francisco (Alkmim & Martins-Neto 2001) junto à Faixa Brasília, na Megasseqüência Bambuí. A cavidade forma-se numa zona compressional e é dominada por estruturas de cavalgamento em rampas com pontuais acomodações, representadas pelas falhas normais. O desenvolvimento preferencial da planta baixa para NNW-SSE corresponde às estruturas regionais do domínio N-S, proposto por Muzzi-Magalhães (1989). Nota-se fundamental participação dos eventos de soerquimento neotectônico, que rebaixaram o nível freático, para o desenvolvimento do carste da região (Martins, 2013).

Os registros estruturais, estratigráficos, químicos e físicos pemitiram traçar uma hipótese de gênese que abrange os domínios epifreático a vadoso, e consiste nas seguintes fases: 1) Deposição das fácies sedimentares; 2) Deformação e fraturamento do maciço rochoso; 3) Dissolução e alargamento das descontinuidades do maciço; 4) Contínuo rebaixamento do nível freático com incasão de blocos autóctones e, posterior, alagamento dos condutos por fluxo aquoso livre; 5) Ornamentação da cavidade. Nota-se uma estabilização do nível freático o que corrobora com o atual estágio de desenvolvimento vadoso com influência de fluxos exógenos sazonais.

A cavidade destaca-se regionalmente por sua dimensão e variedade da ornamentação química, como a presença de espeleotemas raros como calcita dente-de-cão e helictites, o que evidencia a importância dos estudos espeleológicos como meio de preservação desse patrimônio natural e científico. Além disso, ela é um importante registro do Cenozóico o que abre oportunidade de enriquecimento científico para estudos paleoclimáticos e sobre o processo de carstificação da Província Cárstica Arcos-Pains-Doresópolis.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aitken, J.D., 1967. Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of southwestern Alberta. Journal of Sedimentary Research 37, 1163–1178.

Alvarenga C. J. S. *et.al* 2012. Estratigrafia da borda ocidental da Bacia do São Francisco, B. Geoci. Petrobras, Rio de Janeiro, v. 20, n. 1/2, p. 145-164, nov.2011/nov.2012

Alkmim F.F. & Martins-Neto M.A. 2001. A Bacia Intracratônica do São Francisco: arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In: Pinto C.P. & Martins-Neto M.A. (Eds.) Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais. SBG (MG), Belo Horizonte, p. 9 – 30.

Almeida, F. F. M. O. 1977 Cráton do São Francisco. Revista Brasileira de Geociências, v. 7, n. 4, p. 349-364. 1977.

Arnaud, E., Halverson, G.P., Shields-Zhou, G. 2011. The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations. Geological Society of London, Memoir 36. 734 pp.

Arnot M.J., Good T.R., Lewis J.J.M. 1997. Photogeological and image-analysis techniques for collection of large-scale outcrop data. J. Sed. Res.,67: 984-987.

Auler & Piló, 2013. IV Curso de Espeleologia e Licenciamento Ambiental, Chapter: 2, Publisher: CECAV, pp.25-44

Auler A. & Zogbi L. 2006. Espeleologia: noções básicas. São Paulo: Redespeleo Brasil, 104 p

Awramik, S.M., 1990. Stromatolites, In: Briggs, D.E.G., Crowther, P.R. (Eds.), Palaeobiology: A Synthesis. Blackwell Science, Oxford, pp. 336–340.

Babinski M. 1993. Idades isocrômicas Pb/Pb e geoquímica isotópica de Pb das rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, na porção sul da Bacia do São Francisco. São Paulo, 133p. (Tese de Doutorado, Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, Universidade de São Paulo).

Bosh, R.F. e White, W.B. 2007 Lithofacies and transport of clastic sediments in karstic aquifers. In: SASOWSKY, I.D. AND MYLROIE, J. Studies of cave sediments – Physical and Chemical records of paleoclimate. Dordrecht: Springer, 2007. p. 1-22.

Castro P.T.A. 1997. Os conglomerados associados ao Grupo Bambuí na porção sudoeste do Cráton São Francisco: sedimentologia, estratigrafia e implicações tectônicas. Brasília, 262p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.

Castro P.T.A.& Dardene M.A.2000. The sedimentology stratigraphy and tectonic contexto of the São Francisco Supergroup at the southwerstern domain of the São Francisco Craton, Brasil. Rev.Bras. Geoc.,30(3):439 – 441.

Cavalcanti, J.A.D.; Teixeira-Silva, C.M., 1997. Estudo da evolução dos coralóides botrioidais da Gruta Tamboril, Unaí, Minas Gerais. In: RASTEIRO, M.A.; PEREIRA-FILHO, M. (orgs.) CONGRESSO BRASILEIRO DE ESPELEOLOGIA, 24, 1997. Ouro Preto. Anais... Campinas: SBE, 2017. p.49-52.

Cawood P.A. & Hawkesworth C.J. 2014. Earth's middle age. Geology, 42 (6): 503 – 506.

Coelho J.C.C. 2007. Estilos estruturais e evolução tectônica da borda oeste da bacia do são francisco, com base na integração de dados de superfície, subsuperfície, litogeoquímica e isótopos.Departamento de Geologia, Universidade Federal Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado,138p.

Condon, D.J., Bowring, S.A., 2011. A user's guide to Neoproterozoic geochronology. In: Arnaud, E., Halverson, G.P., Shields-Zhou, G. (eds.), The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations. Geological Society of London, Memoir 36. 135-149p.

Dardenne M.A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife. Anais, Recife, SBG, 2: 597 – 610.

Dias M.S. & Teixeira P.S.D., 2003. Proposta preliminar de termo de referência para a elaboração de relatório de avaliação do patrimônio espeleológico na região cárstica de Arcos, Pains, Doresópolis, Córrego Fundo e Iguatama - MG. In: XXVII Congresso Brasileiro de Espeleologia, MG, Brasil. Anais, Januária 953.

Evans, D.A.D. 2003. A fundamental Precambrian-Phanerozoic shift in Earth's glacial cycle Tectophysics. 300:347-443.

Eyles N. & Januszczak N. 2004. "Zipper-rift": a tectonic model fo Neoproterozoic glaciations during the breakup of Rodinia after 750 Ma. Earth Science Reviews, 65: 1 - 73.

Fairchild T.R., Rohn R. & Dias-Brito D. 2015.O que são microbialitos e como se formam? In: Fairchild, T. R.; Rohn, R.; Dias-Brito, D. (eds.) Microbialitos do Brasil do Pré-Cambriano ao Recente : um atlas. Rio Claro, UNESP - IGCE - UNESPetro, Obra 2,.

Ford, D. C. & Williams, P. W. 2007. Karst geomorphology and hydrology (Vol. 601). London: Unwin Hyman.Ford, D. C. & Williams, P. W. 2007. Karst hydrogeology and geomorphology. Wiley&Sons, 448 p.

Gillieson, D. (1996). Caves: processes, development, management. Oxford, Blackwell. 1996, 324 p.

Grotzinger J.P. 1989. Facies and evolution of Precambrian carbonate depositional systems: Emergende of the modern plataform archetype. In: Crevelo P.D., Wilson J.L., Sarg J. F., Read J.F (ed.). Controls on carbonate plataforms and basin development, Tulsa: Special Publication of Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 44: 79-106.

Halverson G.P., Hoffman P.F., Schrag D.P., Maloof A.C., Rice A.H.N. 2005. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. GSA Bulletin, 117: 1181 – 1207.

Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M. 2010. Neoproterozoic chemostratigraphy. Precambrian Research, 182: 337 – 350.

Herman, E.K., Toran, L. e White, W.B. Threshold events in spring discharge: evidences from sediments and water level measurements. Journal of Hydrology, v. 351, p. 98-106, 2008. Herman, E.K., Toran, L. e White, W.B. Clastic sediment transport and storage in fluviokarst aquifers: an essential component of karst hydrogeology. Carbonates and Evaporites, v.27, p.211-241, 2012.

Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P., Schrag, D.P. 1998. A Neoproterozoic snowball. Earth Sci. 281:1342–1346.

Hoffman, P.F., Schrag D.P. 2002**.** The Snowball Earth hyphothesis: testing the limits of global change. Terra Nova, 14:129-155.

Hyde W.T., Crowley T.J., Baum S.K., Peltier W.R. 2000. Neoproterozoic 'snowball Earth' simulations with a coupled climate/ice-sheet model. Nature, 405: 425 – 429.

Jacobsen S.B. & Kaufman A.J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. Chemical Geology, 161: 37 – 57.

Jonathas S. Bittencourt, Matheus Kuchenbecker, André Gomide Vasconcelos, Karin E. B. Meyer1. 2015.O REGISTRO FÓSSIL DAS COBERTURAS SEDIMENTARES DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO EM MINAS GERAIS. In Revista Geonomos v.23, n. 2. 62p.

Karmann , I. & Sanchez, L.E. 1979. Distribuição das rochas carbonáticas e províncias espeleológicas no Brasil. In Revista Espeleotema 13: 105-167.

Kerans C. & Tinker S.W. 1997. Sequence Stratigraphy and characterization of carbonate reservoirs. SEPM, 130 p. (Short course notes, 40).

Klimchouk, A. B., Ford, D. C., Palmer, A. N. & W.Dreybrodt (eds). 2000. Speleogenesis, evolution of karst aquifers.- National Speleological Society, pp. 45, Huntsville.

Klimchouk, A. B. 2007. Hypogene Speleogenesis: Hydrogeological and Morphogenetic Perspective. Special Paper no. 1, National Cave and Karst Research Institute, Carlsbad, NM, 106 pp.

Knoll, A.H. 2000. Learning to tell Neoproterozoic time. Precambrian Res. 100:3-20

Laureano F. V. & Karmann I. (2013). Sedimentos clásticos em sistemas de cavernas e suas contribuições em estudos geomorfológicos: uma revisão. In: Revista Brasileira de Geomorfologia v.14 nº 1 ISSN: 2236-5664, (Jan-Mar) p.23-33.

Laranjeira, N.P.F.; Dardenne, M.A. 1990. Relações estratigráficas e aspectos estruturais das seqüências supracrustais aflorantes a nordeste de Unaí – MG. In: Congresso Brasileiro de Geologia, Natal – RN... Anais, 1: 23-33.

L.E.P. Travassos, I.D.Varela, 2008. Aspectos legais do uso da água em regiões cársticas. In: OLAM - Ciência & Tecnologia, Rio Claro, SP, Brasil – eISSN: 1982-7784.

Li, Z.X, Evans D.A.D., Halverson G.P. 2013. Neoproterozoic glaciations in a revised global paleogeography from the breakup of Rodinia to the assembly of Gondwanaland. Sedimentology Geology. 294:219-232

Martins-Neto M.A & Alkmim F.F.2001. Estratigrafica e evolução tectônica das Bacias Neoproterozóicas do Paleocontinente São Francisco e suas margens: registro da quebra de Rodínia e colagem de Gondwana. In: Pinto C.P & Martins-Neto M.A(ed.) Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais. SBG(MG), Belo Horizonte, 31-54.

Merdith A.S., Collins A.S., Williams S.E., Pisarevsky S., Foden J.D., Archibald D.B., Blades M.L., Alessio B.L., Armistead S., Playsa D., Clark C., Müller R.D. 2017. A full plate global reconstruction of the Neoproterozoic. Gondwana Research, 50: 84 – 134.

Muzzi-Magalhães P. 1989. Análise estrutural qualitativa das rochas do Grupo Bambuí na porção sudoeste da Bacia do São Francisco. Ouro Preto, 100p. (Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto

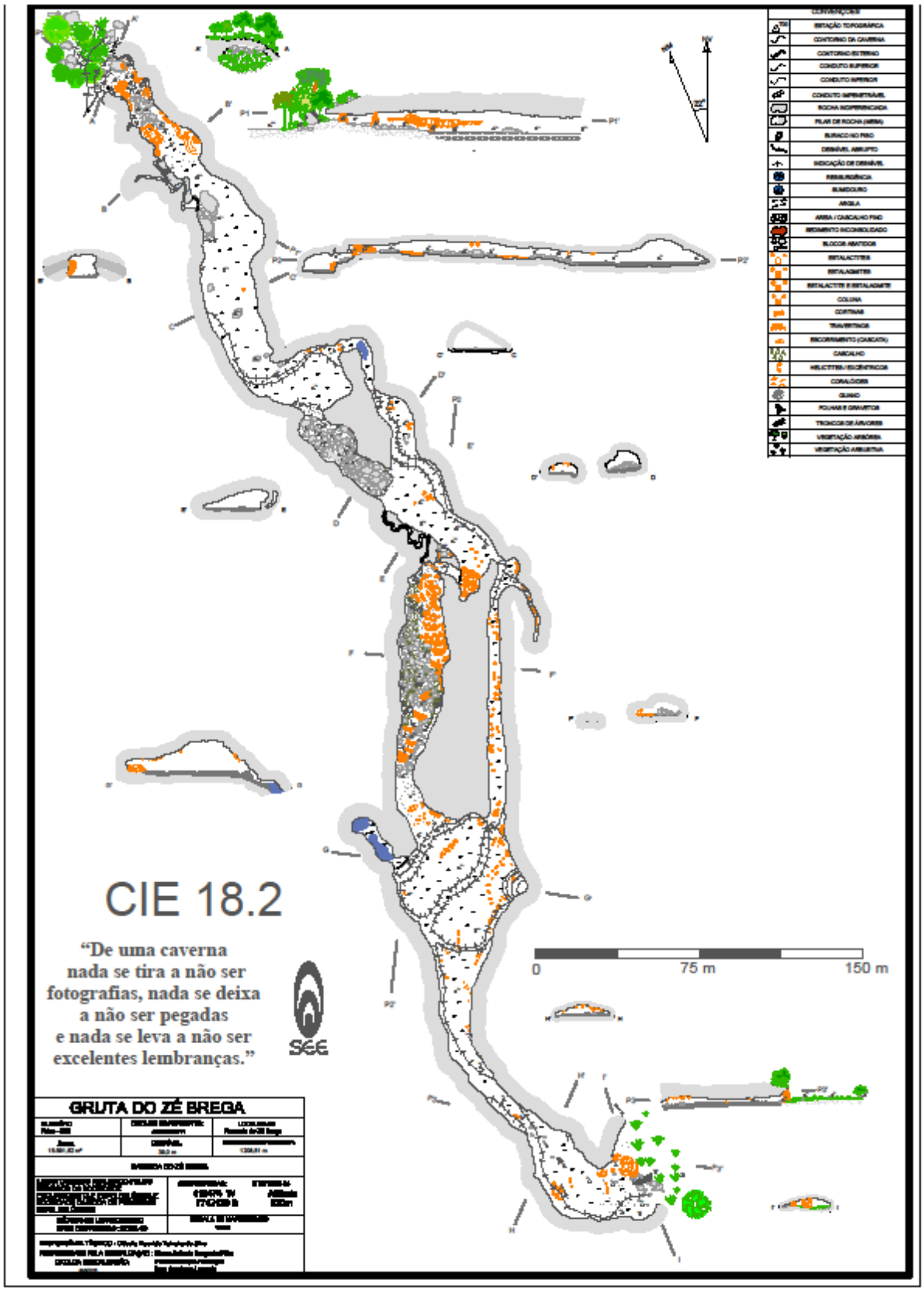
PILÓ, L. B. 2000. Geomorfologia Cárstica. Revista Brasileira de Geomorfologia, São Paulo, v.1, n.1, p.88-102, 2000.

Pires, L. O., 2017. Quimioestratigrafia do endocarste da Gruta do Zé Brega. *In:* Trabalho de Conclusão de Curso - Departamento de geologia (UFOP), 161p.

Plumb K.A. 1991. New Precambrian time scale. Episodes, 14 (2): 139 – 140.

Reis H.L.S. & Alkmim F.F. 2015. Anatomy of a basin-controlled foreland fold-thrust belt curve: the Três Marias salient, São Francisco basin, Brazil. Marine and Petroleum Geology, 66: 711-731.

ANEXOS



Anexo 2: Mapa da gruta do Zé Brega. Fonte: Acervo Sociedade Excursionista e Espeleológica(SEE / UFOP).