



HAL
open science

**Phenomena and karst processes associated with the
genesis of cavities in siliciclastic rocks in Serra do
Espinhaço Southern (southeast region of Diamantina /
MG)**

Fabiana Pena Fabri

► **To cite this version:**

Fabiana Pena Fabri. Phenomena and karst processes associated with the genesis of cavities in siliciclastic rocks in Serra do Espinhaço Southern (southeast region of Diamantina / MG). Environmental Sciences. INSTITUTO DE GEOCIENCIAS UFMG, 2018. English. NNT: . tel-04172884

HAL Id: tel-04172884

<https://normandie-univ.hal.science/tel-04172884>

Submitted on 28 Jul 2023

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Universidade Federal de Minas Gerais
Instituto de Geociências – Departamento de Geografia
Programa de Pós-graduação em Geografia e Análise Ambiental

**Fenômenos e processos cársticos associados à gênese de
cavidades em rochas siliciclásticas na Serra do Espinhaço
Meridional (região sudeste de Diamantina / MG)**

Autora: Fabiana Pena Fabri

Orientadores: Dra Cristiane Valéria Oliveira – IGC/UFMG

Dr. Joël Rodet – Université de Rouen

Belo Horizonte, Abril de 2018

Fabiana Pena Fabri

**Fenômenos e processos cársticos associados à gênese de
cavidades em rochas siliciclásticas na Serra do Espinhaço
Meridional (região sudeste de Diamantina / MG)**

Tese apresentada ao Curso de pós-graduação do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito para obtenção do título de Doutor em Geografia.

Área de Concentração: Geografia e Análise Ambiental

Orientadores: Dra. Cristiane Valéria de Oliveira
Dr. Joël Rodet

Belo Horizonte
Instituto de Geociências da UFMG
Abril de 2018

Agradecimentos

O desenvolvimento de uma tese de doutorado consiste, muitas vezes, em um processo de aprendizado longo e solitário. No entanto, a conclusão desse trabalho não seria possível sem o apoio e a colaboração de muitas pessoas. Sendo assim, agradeço:

À minha família, meus pais e irmãos pelo apoio e incentivo. E à minha prima Jarina pela hospedagem e pelas longas conversas regadas a vinho durante os últimos e árduos meses de conclusão da tese.

À minha orientadora, Professora Cristiane Valéria por sua paciência ao longo de todo esse percurso e pelo apoio e incentivo com todas as mudanças que ocorrem durante o doutorado.

Especialmente ao meu (des) orientador Professor Joël Rodet pelo carinho e por compartilhar seus conhecimentos sobre carstologia. E, sobretudo, pela experiência inovadora como pesquisadora na França.

Ao apoio do meu orientador na França, Professor Nicolas Lecoq, e toda a equipe do laboratório de Morfodinâmica & Continental Costeira, do departamento de Geologia na Universidade de Rouen, França.

Ao laboratório do departamento de Geografia na Universidade de Rouen, França, especialmente pela ajuda dos Professores Dominique Todisco e Carole Nehme.

À Professora Alessandra Vasconcelos (UFVJM) pela ajuda na elaboração do projeto de tese e pelos trabalhos de campos na área de estudo.

Ao Professor Fábio Soares (IGC/UFMG) pela ajuda na coleta de material em campo.

A CAPES pelo apoio financeiro com a bolsa de estágio de doutorado na Universidade de Rouen, França.

Às amigas do IGC/UFMG, Manuela Corrêa, Tati, Marina, Bia, Leilane, Maíra(s), Lets e Lê pelo apoio e carinho.

A todos os funcionários e professores do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais que desde 2004 contribuem com minha formação profissional e científica.

Resumo

A área de estudo se localiza a sudeste da sede de Diamantina, Minas Gerais, borda leste da Serra do Espinhaço Meridional. O trabalho tem como objetivo geral demonstrar que a origem de morfologias tipicamente cársticas em quartzitos, identificadas na área resulta de processos cársticos (geoquímicos e hidrodinâmicos). Essas feições foram desenvolvidas nos quartzitos micáceos (muscovita), que compõem a Formação Sopa-Brumadinho. Os resultados da pesquisa demonstram que, em termos morfológicos, a área pode ser individualizada em dois compartimentos maiores: os maciços residuais e as superfícies recobertas por formações superficiais. Inseridas nestes dois compartimentos, existem feições associadas aos três domínios que compõem o relevo cárstico: exocarste, criptocarste (expostas) e endocarste. Essas formas cársticas apresentam diferentes estados de evolução demonstrando a existência de fases diversas de desenvolvimento do sistema cárstico na área. O diagnóstico geomorfológico apresenta ainda, indícios de que o carste da área se desenvolve pela alternância de dois tipos de condições ambientais: (i) de relativa estabilidade, na qual são favorecidos os processos geoquímicos, seguida de (ii) fase de instabilidade gerada pelo rebaixamento do nível de base, com aumento da energia hidrodinâmica e dos processos erosivos, que caracteriza a fase hidrogeológica. Através das análises macro e micromorfológicas realizadas na parte interna e externas às cavernas selecionadas para o estudo, foram identificadas diferentes fases de alteração dos quartzitos para a evolução do carste. A fase inicial ou antecárstica é caracterizada pelo fenômeno físico, de concentração e distribuição regular do ferro na forma de bandas ou anéis, denominados Liesengang. Na medida em que o processo de alteração avança, observa-se um comportamento bimodal na distribuição do ferro, alterando o comportamento hidrogeológico (porosidade e permeabilidade) no interior dos maciços. Isto tem como consequência a origem de zonas de maior e menor friabilidade. Esse comportamento bimodal é observado de forma mais intensa ao longo das estruturas da rocha, proporcionando a formação da alterita, que caracteriza a fase do primocarste. O desenvolvimento da alterita passa pelos estágios de isoalterita (alteração isovolumétrica) e aloalterita (alteração do volume e estrutura da rocha). De forma geral, esses dois estágios condições de alteração que foram identificadas em sete tipos de fácies. As fácies menos alteradas são caracterizadas pela alteração preferencial da muscovita que compõem uma matriz mais solúvel que os quartzos. Os níveis bimodais de concentração de elementos químicos, sobretudo de ferro, são originados a partir da alteração muscovita. A alteração desse mineral e a mobilização dos elementos químicos proporciona a abertura do sistema de porosidade e permeabilidade no interior do maciço. Isto tem como resultado a formação de um material residual composto basicamente por areia, que é passível de ser transportado pela água. Desta forma, foi verificado que a origem das formas identificadas como cársticas na área de estudo são decorrentes de processos geoquímicos e hidrodinâmicos. Esses processos ocorrem em fases e condições ambientais distintas, conforme retratado nas teorias da arenização, primocarste e fantomização.

Palavras - chave: processos cársticos, rochas siliciclásticas, Diamantina, Serra do Espinhaço Meridional.

Abstract

The study area is located in the southeast of the Diamantina municipal seat, state of Minas Gerais, in the eastern edge of Southern Espinhaço Range. The main objective of this research is to demonstrate if the origin of typically karstic morphologies in quartzites, identified in the area, results from karstic processes (geochemical and hydrodynamic). These features were developed in the micaceous quartzites (muscovite), of the Sopa-Brumadinho Formation. The geomorphological analysis demonstrated that the area can be individualized in two larger units of landscape: residual outcrops and geomorphological surfaces with low hydraulic gradient. There are different karst features related with exokarst, cryptokarst (exhumed) and endokarst. These karst landforms present different evolutionary states that demonstrate the existence of diverse phases of karst system development in the area. The analysis of these features have shown also that the karst of the area is developed by alternating of two types of environmental conditions: (i) relative stability, in which the geochemical processes are favored, followed by (ii) instability phase generated by the lowering of the base level, with increased hydrodynamic energy and erosive processes, which characterizes the hydrogeological phase. The macro and micromorphological analysis results, performed inside and outside in the studied caves, have shown different phases of quartzite alteration for karst evolution. The initial of the karst evolution or the antekarst phase is a physical phenomenon, which is characterized by a regular concentration of iron distribution in the form of bands or rings, known as Liesengang. As the alteration process progresses, a bimodal behavior in the iron distribution is observed, as well as the hydrogeological behavior (porosity and permeability). As consequence, zones of greater and lesser friability are formed inside the outcrops. This bimodal behavior is more intense along the rock structures, providing the formation of the alterite, which characterizes the phase of the primokarst. The alterite formation includes stages of isoalterite (isovolumetric alteration) and aloalterite (alteration of the volume and structure of the rock). In general, these two stages can be subdivided into six phases. The initial phases are characterized by the alteration of the muscovite that is more soluble than the quartz. The bimodal levels of concentration of chemical elements (especially of iron) are originated by muscovite alteration. The muscovite alteration and the mobilization of the chemical elements provides the opening of the system of porosity and permeability inside the outcrops. This results in the formation of a residual material (alterite), composed primarily of sand, which is able to be transported by the water. Therefore, the karstic forms in the study area result from geochemical and hydrodynamic processes. These processes occur in distinct phases and environmental conditions, according the theories of sandstone, primokarst and fantomization.

Keywords: karst processes, siliciclastic rocks, Diamantina, Southern Espinhaço Range

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1. Localização da área de estudo.	20
Figura 2. Geologia da área de estudo.	22
Figura 3. Estratigrafia geral da área de estudo Fonte: Souza (2014).	23
Figura 4. Perfil esquemático dos domínios cársticos. Fonte: Vasconcelos (2014) adaptado de Piló (1998).	26
Figura 5. Mapa Geomorfológico da área de estudo: feições cársticas superficiais.	30
Figura 6. Tipos mais frequentes de maciços residuais identificados na área de estudo: A) com presença de lapiás no topo da Gruta do Salitre. Fonte: Fabri e Coelho (2016). B) composto por sobreposição de blocos. Foto: Alessandra Vasconcelos.	31
Figura 7. A) Furos milimétricos a centimétricos na rocha denominados alvéolos, controlados por fraturas que formam linhas verticais de alteração concentrada. Esse mecanismo dá origem a formas denominadas karrens ou lapiás; e B) Sobreposição de lapiás (feições mais recentes) no topo, com dutos suspensos na alta encosta (formas mais antigas). As setas indicam as direções preferenciais do fluxo hídrico, que deram origem aos dutos.	33
Figura 8. Formas exocársticas: A) torre próxima a um paredão, como vestígio de uma estrutura que se despreendeu de uma massa rochosa maior; B) torre de morfologia bastante irregular, alteradas pela dissolução; C) Galeria recortada ou paleoconduto; D) Ponte residual; E) Kamenitza em um maciço residual; F) Verruga de morfologia convexa. Fontes: C; D; E: Souza (2014).	35
Figura 9. Feições cársticas localizadas na Serra do Espinhaço Meridional. Fonte: Vasconcelos et al (2013).	37
Figura 10. Mapa geomorfológico da área de estudo: feições subterrâneas.	38
Figura 11. A) caverna cav-01 inserida em corredor, e ambos condicionados por fraturas subverticais (amarelo indica direção aproximada da família de fraturas). Destaque em laranja para martelo como escala; B) Canal de drenagem intermitente; C) interior da caverna com fratura principal no teto, que condicionou o seu desenvolvimento.	40
Figura 12. Limite das bacias de contribuição hídrica superficial e subsuperficial das cavernas em estudo, e perfis com a localização aproximada das cavernas e dos limites das bacias. A) Gruta Monte Cristo, B) Gruta do Salitre C) Caverna das Dobras.	41
Figura 13. A) Feições de dissolução periférica e remoção a montante do piso, que se encontra no mesmo nível que a entrada principal, formando um desnível; B) Entrada lateral da Cav-01 por onde a drenagem surge; C) Destaque para entrada principal da	

Caverna das Dobras em nível superior em relação à planície; D) Canais de drenagem intermitentes na base do paredão que fluem em direção ao córrego Currealzinho, transportando material alterado e expondo o maciço e cavernas	42
Figura 14. Plantas baixas simplificadas das cavidades em estudo: A) Gruta do Salitre; B) Gruta Monte Cristo; C) Cav-01; D) Caverna das Dobras.....	43
Figura 15. Diferentes morfologias identificadas na Gruta Monte Cristo: a) Blocos sobre o piso próximo à entrada principal e desnível de aproximadamente 10 m entre o teto e o piso 9; b) cúpula no teto associada a fraturas indicadas na figura; (c) crosta estalagmítica de cor marrom recobrendo afloramento residual de quartzito, com presença de condutos anastomosados; d) pendentes recobertos por espeleotemas .	45
Figura 16. À esquerda, conduto lateral da Caverna das Dobras com presença de paleopiso. À direita, material inconsolidado (MI) sobre o paleopiso (P). Destaque para canal controlado rebaixamento do nível de base.	46
Figura 17. Material de possível origem deposicional identificado na Gruta Monte Cristo.	47
Figura 18. Esquema teórico de um perfil de alteração (Campy & Macaire, 1989).....	50
Figura 19. Anéis de Liesegang identificados no interior da caverna Petites Dales (A), e caverna Le Tilleul (B) região da Normandia, França	51
Figura 20. A) Maciço quartzítico próximo à Gruta Monte Cristo com várias evidências de concentrações de ferro; B) destaque para bandas de diferentes gradações de vermelho (concentração de ferro) até a cor branca com pouca ou ausência de ferro, que marcam os níveis mais friáveis. Essas bandas estão mais ou menos alinhadas segundo fraturas subverticais; C) e D) concentrações de ferro na forma de linhas onduladas do tipo bandas de Liesegang.....	54
Figura 21. Exemplos de comportamentos diferenciados da alteração dentro do mesmo maciço, situado próximo à Gruta Monte Cristo: A) Formas onduladas que indicam bandas de Liesegang (indicações em vermelho na figura). Observa-se ocorrência de material próximo à superfície, de cor branca e cobertura de matéria orgânica (indicação em amarelo na figura). A alteração desse material está condicionada a bandas de Liesegang e adquire forma ondulada (bacias), semelhante aos mesmos (destaque e laranja na figura); B) Acerca de 50 m a jusante do ponto (A), observa-se que a alteração no mesmo maciço é menor e não há indicação morfológica. A alteração concentrada ocorre na forma de anéis de Liesegang (círculo vermelho) e ao longo de uma fratura subvertical (detalhe da imagem). A alteração maior ocorre de forma generalizada dando origem ao solo	56
Figura 22. Cav – 01. A) Fratura subvertical preenchida por ferro que condicionou o desenvolvimento da caverna. Em vermelho, indicação da localização da fratura. As	

setas azuis indicam movimento descendente da água em um primeiro momento, e lateral ao alcançar o nível de base, acompanhando o desenvolvimento das camadas levemente dobradas (tracejado de preto). O limite em amarelo indica material mais alterado. B) Detalhe para preenchimento da fratura. C) Preenchimento da fratura que permaneceu no teto da caverna enquanto o fluxo foi redirecionado lateralmente removendo as camadas. D) Fratura preenchida no teto da caverna 57

Figura 23. À esquerda, linha de concentração de ferro na parede da Cav-01. À direita, bandas de Liesegang com elevados níveis de concentração de ferro. Destaca-se que no entorno o material se encontra branco, demonstrando alto nível de lixiviação de ferro 58

Figura 24. Localização dos pontos coletados na Caverna das Dobras 60

Figura 25. Aspectos macroscópicos e microscópicos das fases identificadas na Caverna das Dobras 63

Figura 26. Início da alteração da muscovita na fase 1, nas cores bruna e preta (a esquerda). A direita, dispersão do material fino (indicação de vermelho) e formação de nódulos na cor preta (indicação em laranja) 64

Figura 27. Exemplos de ruiniquartzs presentes nas fases 1 a esquerda e “?”a direita 65

Figura 28. Gráfico da relação entre os elementos: quartzo, muscovita, material fino e porosidade 66

Figura 29. Localização dos pontos de coleta da Gruta Monte Cristo 67

Figura 30. Aspectos macroscópicos e microscópicos das fases ?, 6 e 5, identificadas na Caverna das Dobras 70

Figura 31. Aspectos macroscópicos e microscópicos das fases 3.1, 3.2, 3.3, identificadas na Caverna das Dobras 71

Figura 32. Aspectos macroscópicos e microscópicos das fases 2 e 1, identificadas na Caverna das Dobras 72

Figura 33. Gráfico da relação entre os elementos: quartzo, muscovita, material fino e porosidade 74

Figura 34. Em A) observa-se o processo de alteração avançando sobre a zona de grãos de quartzo maiores, e promovendo a sua fragmentação. Em B) é demonstrado o processo de alteração efetiva nos grãos maiores. 75

Figura 35. Localização dos perfis na Gruta do Salitre 77

Figura 36. Aspectos macroscópicos do perfil 1 da Gruta do Salitre 80

Figura 37. Fotomicrografias do perfil 1 da Gruta do Salitre 81

Figura 38. Gráfico da relação entre os elementos: quartzo, moscovita, material fino e porosidade 82

Figura 39. A) Detalhe da porção superior do perfil 2. B) Fases de alteração do perfil 2. Indicação de linhas horizontalizadas com concentração de ferro.....	85
Figura 40. Fotomicrografias das fases do perfil 2. Coluna da direita com polarização	86
Figura 41. Gráfico da relação entre os elementos: quartzo, moscovita, material fino e porosidade.....	87
Figura 42. Concreções ferruginosas nas frações cascalho e calhau, na porção superior fase 6 do perfil 1 da Gruta do Salitre.....	90
Figura 43. Análise granulométrica da fração areia nas cavernas em estudo.....	91
Figura 44. Modelo de evolução macro e microscópica das fases de alteração das cavernas em estudo	95
Figura 45. Modelo conceitual de evolução da carstificação em termos de processos e tempo de duração das etapas desses processos. Fonte: Rodet (2017).....	101
Figura 46. Fraturas preenchidas por material ferruginoso no teto e piso da Gruta do Salitre, que caracterizam a fase do primocarste. Material de preenchimento encontra-se mais alterado que o entorno.....	102
Figura 47. Fases de evolução do primocarste: 1-Intemperismo de um eixo (tectônico). a- alimentação concentrada da frente de intemperismo; b- substrato rochoso; c- alterita (fantasma de rocha); d- eixo tectônico materializado pelo filme de esmectita. 2- Alargamento localizado do eixo tectônico; a- alimentação concentrada da frente de intemperismo; b- difusão lateral por percolação; c- nível de base da água subterrânea; 3- Cessa a fase de intemperismo e abertura de vazio, a- estagnação da alimentação da frente de intemperismo; b- contração da alterita pela secagem e abertura de vazio com ar; c- esqueleto do alterita (da isoalterita a aloalterita). 4- A primeira introdução do fluxo cárstico; a- esporádica alimentação da frente de intemperismo; b- entrada de partículas exógenas; c- formação de poliedros de argila (Rodet, 2014).....	103
Figura 48. Esquema de formação de raízes de introdução e morfologias criptocársticas exumadas. Adaptado de Vasconcelos (2014).....	107
Figura 49. Estágio de desenvolvimento de poljés e dolinas. Primeiro estágio – o poljé: 1- Maciço; 2- barragem subterrânea (sem conexão entre introdução e restituição); 3- formação do poljé; 4- entrada de água; 5- ponor ou reservatório subterrâneo. Segundo estágio – a dolina: 6- ligação entre introdução e restituição; 7- abertura da dolina; 8- transformação em um vale cego. (Rodet, 2014)	109
Figura 50. A) Platôs com bordas escarpadas e dissecação em profundidade a partir das fraturas verticalizadas, que representam mecanismos de introdução. Destaque em vermelho para porção que está se desprendendo do maciço. B) Maciço de inserção da Gruta do Salitre, que ilustra fase mais avançada das formas analisadas em A. A seta	

indica a entrada da Gruta do Salitre localizada na base do maciço, demonstrando a conexão entre formas de introdução e endocarste.	109
Figura 51. Exemplos de feições do criptocarste exumadas com cobertura ferruginosa, identificadas ao longo das superfícies aplainadas: A e B) afloramentos residuais com dissolução periféricas; C) Afloramento com parte interna branca, (zona que sofreu intenso processo de lixiviação em direção às bordas, que apresentam cor escura a avermelhada, como indicativo de concentração de ferro; D) afloramento residual com alvéolos centimétricos.....	110
Figura 52. O conceito termodinâmico de carstificação: O conceito termodinâmico de carstificação: (A) carstificação por remoção total requer uma quantidade considerável de energia química para dissolver a rocha, com uma quantidade considerável de energia hidrodinâmica para remover tanto os elementos dissolvidos como as partículas não dissolvidas. A água precisa ser capaz de circular no interior do maciço rochoso através de passagens preferenciais (juntas abertas), promovendo a abertura de galerias. (B) carstificação por fantomização requer uma quantidade de energia considerável para dissolver a rocha, mas uma baixa energia hidrodinâmica para remover os elementos dissolvidos enquanto deixa as partículas insolúveis no lugar. Passagens preferenciais são favorecidas por juntas abertas ou zonas mais transmissíveis no interior do maciço rochoso. As partículas insolúveis serão removidas pela formação de fluxo de água concentrada se a energia hidrodinâmica aumentar. Fonte: Dubois et al. (2014)	112
Figura 53. Vestígios da existência pretérita de fase anastomosada do sistema cárstico (carste juvenil): A: alvéolos e dutos interconectados suspensos em maciço de inserção da Cav-01; B: Entradas da Caverna das Dobras na base do maciço que apresentam monocoletores dos fluxos que convergiam de forma anastomosada na parte superior do maciço; C e D) inúmeros alvéolos, tubos horizontais e verticais em profusão nos blocos fragmentados da região de Fontainebleau (Nermours), como vestígios de fase anastomosada.	114
Figura 54. Processo de abertura do material ferruginoso através de fendas identificadas na fase 4.3 do perfil 1 da Gruta do Salitre.	133
Figura 55. Elevado grau de deformação das bordas dos graus de quartzo, embutidos em material ferruginoso na fase 4.3 do perfil 1 da Gruta do Salitre.....	133

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Localização e dados espeleométricos das cavidades identificadas na área de estudo.....	39
Tabela 3. Dados sobre a composição granulométrica das fases de alteração	89
Tabela 3. Relação dos tipos de poros (%), tamanho e forma dos grãos das fases identificadas na Caverna das Dobras	129
Tabela 4. Relação dos tipos de poros (%), tamanho e forma dos grãos das fases identificadas na Gruta Monte Cristo	130
Tabela 5. Relação dos tipos de poros (%), tamanho e forma dos grãos das fases identificadas do perfil 1 da Gruta do Salitre.....	131
Tabela 6. Relação dos tipos de poros (%), tamanho e forma dos grãos das fases identificadas do perfil 2 da Gruta do Salitre.....	132

LISTA DE QUADROS

Quadro 1. Características macroscópicas das fácies identificadas nas cavernas em estudo.....	59
Quadro 2. Descrição macroscópica das fases de alteração identificadas na Caverna das Dobras.	61
Quadro 3. Descrição macroscópica das fases de alteração identificadas na Caverna das Dobras	68
Quadro 4. Descrição macroscópica das fases de alteração identificadas na Caverna das Dobras	78
Quadro 5. Descrição macroscópica das fases de alteração identificadas na Caverna das Dobras. A leitura da segunda coluna deve ser acompanhada Figura 39.....	83
Quadro 6. Análise dos minerais de fração argila identificados nas fases de alteração dos quartzitos	88
Quadro 7. Síntese das características microscópicas associadas às fases de alteração analisadas em campo.....	93

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO.....	15
1. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	20
2. FENOMENOLOGIA CÁRSTICA EM QUARTZITOS DA REGIÃO DE DIAMANTINA, SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL, MINAS GERAIS	26
Introdução	26
2.1. Materiais e Métodos	28
2.1.1. Seleção das cavernas para amostragem e definição da área de estudo....	28
2.1.2. Compartimentação do relevo da área de estudo e localização dos fenômenos cársticos.....	29
2.2. Resultados e discussões.....	29
2.2.1. Unidades Geomorfológicas.....	31
2.2.2. Feições cársticas	32
2.3. Considerações finais	47
3. CONDIÇÕES DE ALTERAÇÃO DOS QUARTZITOS EM CAVERNAS NO PLANALTO DO ESPINHAÇO MERIDIONAL (REGIÃO DE DIAMANTINA / MG).....	49
Introdução	49
3.1. Materiais e métodos	51
3.1.1. Caracterização geológica sobre o comportamento geoquímico dos quartzitos	51
3.1.2. Coleta de materiais e descrição dos pontos de coleta	51
3.1.3. Petrografia, análises mineralógicas e micromorfológica.....	52
3.1.4. Análise granulométrica.....	53
3.1.5. Análise geoquímica.....	53
3.1.6. Cruzamento dos dados	53
3.2. Resultados e discussões.....	54
3.2.1. Diferentes níveis de alteração dos quartzitos da área de estudo	54

3.2.2. Caracterização das fácies identificadas no interior das cavernas em estudo	59
3.2.3. Análise geoquímica e mineralógica.....	88
3.2.4. Análise granulométrica.....	89
3.2.5. Cruzamento dos dados analisados nas fácies	91
3.2.6. Considerações finais.....	97
4. PROCESSOS CÁRSTICOS IDENTIFICADOS NOS QUARTZITOS DA REGIÃO DE DIAMANTINA, MINAS GERAIS, E OS DIFERENTES MODELOS DE EVOLUÇÃO DO CARSTE: UMA CONTRIBUIÇÃO SOBRE O DESENVOLVIMENTO CARSTE EM ROCHAS SILICICLÁSTICAS.....	98
Introdução	98
4.1. Materiais e métodos	99
4.1.1. Definição da área de estudo e coleta de dados	99
4.1.3. Compartimentação da área de estudo e mapeamento geomorfológico.....	99
4.1.4. Análises de laboratório.....	100
4.1.5. Cruzamento dos resultados com as teorias de evolução do carste.....	100
4.2. Resultados e discussão.....	101
4.2.1. Fácies de evolução do carste na área de estudo	101
4.2.2. Fatores condicionantes do processo de alteração das rochas siliciclásticas	103
4.2.3. Criptocarste e pontos de introdução.....	106
4.2.4. Contribuição dos processos cársticos no desenvolvimento da área de estudo.....	111
4.2.4. Considerações finais.....	115
CONSIDERAÇÕES FINAIS	116
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	121
ANEXOS.....	127
Anexo I – Mapas topográficos	128
Anexo II.....	129
Anexo III.....	133

Anexo IV – Análise MEV	134
------------------------------	-----

INTRODUÇÃO

Os primeiros estudos cársticos são provenientes de uma região calcária situada na porção sul da Eslovênia, fronteira com a Itália, conhecida como o carste clássico (SWEETING, 1972). Historicamente, o termo carste foi associado a paisagens semelhantes a essa região, tendo como um dos parâmetros principais a litologia, sobretudo as rochas carbonáticas (DERRUAU, 1965; FÉNELON, 1965; SWEETING, 1972; GÉZE, 1973).

À medida que os estudos foram avançando para várias partes do mundo, morfologias tipicamente cársticas foram demonstradas em vários outros tipos de rochas, inclusive aquelas mais resistentes à dissolução, como as siliciclásticas. Trabalhos como, por exemplo, de Willems (2002), na África Equatorial demonstraram que a litologia não representa um papel determinante para o desenvolvimento do carste.

Quinif (2010) e Rodet (2014) também apoiam a ideia de que a litologia apresenta papel secundário na carstificação, e baseiam-se principalmente nos processos para explicar a formação do carste. Na visão desses autores, mas, também de muitos outros antecessores, é notável que exista um consenso sobre o fato de que as paisagens cársticas sejam decorrentes de processos geoquímicos e hidrodinâmicos (RENAULT, 1967-1969; JENNINGS, 1985; WHITE, 1988; DREYBRODT, 1988; FORD & WILLIAMS, 1989; KLIMCHOUK et al., 2000). Na perspectiva de algum desses autores, a dissolução tem papel fundamental no estabelecimento da rede cárstica, mas ela não acontece em todos os pontos da paisagem, uma vez que o meio não é homogêneo ou isotrópico (RENAULT, 1967-1969; RODET, 2014).

O termo carste consiste, portanto, em um conceito ainda em evolução, tendo passado por várias modificações juntamente com a progressão dos conhecimentos acerca de muitos aspectos das ciências geológicas e geográficas. Através dessas ciências foi possível alcançar um significativo avanço na compreensão das paisagens cársticas. No entanto, ainda hoje existem controvérsias por parte dos pesquisadores da área, sobre a evolução do carste.

Desse modo, esse trabalho parte do princípio que o carste designa porções da superfície terrestre, cujas paisagens se caracterizam por presença de morfologias específicas como cavernas, dolinas, lapiás, sumidouros, entre outras, resultantes de processos geoquímicos e hidrodinâmicos. A princípio, a litologia não representa um fator limitante para que esses processos ocorram. Contudo, entende-se que o

fenômeno cárstico só é possível, uma vez que o meio apresente fatores que permitam que a alteração ocorra de forma concentrada na paisagem.

Por se tratar de litologias mais resistentes do ponto de vista químico, ainda hoje existem resistências sobre uso do termo carste em rochas siliciclásticas. Como evidência disso, há muitos anos a UIS (*Union Internationale de Spéleologie*) mantém um congresso de pseudocarste, no qual se defende que o uso da terminologia carste só possa ser atribuído às litologias carbonáticas.

Diversas hipóteses foram propostas para explicar o desenvolvimento das feições cársticas em rochas siliciclásticas. O modelo genético postulado por Martini (1979) é o mais aceito pela comunidade científica. Segundo o autor, o carste nessas rochas abrange essencialmente duas fases. A primeira dominada pela dissolução, que atua no domínio intergranular, promovendo a individualização dos grãos de quartzo e, tendo como resultado a formação de um material residual denominado saprolito ou neoarenito (*neosandstone*). Após esta fase de desagregação química, denominada arenização¹, prossegue a etapa controlada pelos processos erosivos, em que os grãos de quartzo podem ser evacuados, principalmente via pipes.

Teorias mais recentes de evolução do carste como a fantomização por Quinif (2010) e primocarste por Rodet (2014), questionam os modelos clássicos de gênese de galerias subterrâneas. O principal aspecto abordado é a improbabilidade de a corrosão química ser concomitante à erosão mecânica, ainda que esses processos atuem em rochas mais solúveis. Para esses autores, a formação do carste em duas fases distintas não se restringe às litologias siliciclásticas. Esse mecanismo inclui todos os tipos de rochas, inclusive as carbonáticas. Diferentemente da visão tradicional da carstologia, o processo de carstificação pautado nessas novas teorias também propõe que o processo de dissolução da rocha tenha como resultado a formação de um material residual, denominado como alterita por Rodet (2014) e fantasma da rocha por Quinif (2010). O período de desenvolvimento desse material residual é caracterizado como uma fase pré-cárstica (RODET, 2017).

Estudos sobre o desenvolvimento do carste em rochas não carbonáticas, notadamente as siliciclásticas, são crescentes no mundo. Entretanto, a contribuição de trabalhos cársticos relacionados a essas rochas ainda é muito inferior em relação às carbonáticas.

¹ O termo arenização utilizado nesse trabalho, não está associado ao processo de degradação do solo em terrenos arenosos, em decorrência da retirada de cobertura vegetal, observado em regiões de chuvas constantes como o sudoeste do Rio Grande do Sul (SUERTEGARAY, 1987).

O território brasileiro possui um dos maiores acervos cársticos em rochas siliciclásticas no mundo. Apesar disso, pouco se conhece sobre esse tipo de relevo no país. A Serra do Espinhaço Meridional apresenta predomínio espacial dessas rochas e um grande potencial para ocorrência do fenômeno cárstico, nas mesmas. Recentemente, tem-se observado um número cada vez mais crescente de trabalhos na área, que comprovam a existência de feições com morfologias tipicamente cársticas, desenvolvidas nos quartzitos da região (BAGGIO et al. 2012, VASCONCELOS, 2014, FABRI et al., 2014, 2015, SOUZA e SALGADO, 2015). Tendo em vista a representatividade dessas formas na paisagem, estas colocam em evidência a importância do processo de dissolução na gênese e evolução do relevo da região, tanto em superfície como em subsuperfície. Entretanto, ainda existem indagações sobre os processos envolvidos na origem dessas formas, e qual é o papel dos mesmos no desenvolvimento da paisagem.

Face ao exposto e em busca de contribuir para o melhor entendimento do desenvolvimento de feições cársticas em rochas siliciclásticas, selecionou-se para esse estudo uma área localizada a sudeste da sede municipal de Diamantina, Minas Gerais. Essa área se caracteriza por apresentar uma grande variedade de formas superficiais e subterrâneas, tais como cavernas, lapiás, dolinas, surgências, entre outras, desenvolvidas em quartzitos.

Esse trabalho tem como objetivo geral demonstrar que a origem de morfologias tipicamente cársticas em quartzitos, identificadas na região de Diamantina, Minas Gerais, resulta de processos geoquímicos e hidrodinâmicos.

Esse objetivo foi guiado com propósito de responder algumas questões, que instigaram essa pesquisa. Essas questões surgiram após observações prévias de campo, bem como uma reflexão sobre os quatro modelos distintos de evolução do carste: primocarste, fantomização, visão clássica de carstificação e arenização.

Essas questões são:

- a. Existem testemunhos de fases pré-cársticas nas cavernas estudadas?
- b. Uma vez que a alterita seja identificada nas cavidades estudadas, é possível verificar um padrão de desenvolvimento desse material?
- c. Quais são os fatores que permitem a alteração concentrada nos quartzitos da área de estudo?
- d. Qual é a contribuição do desenvolvimento de formas tipicamente cársticas para a gênese e dinâmica do relevo da área estudo?

Para que o objetivo geral da pesquisa seja alcançado e as questões expostas acima sejam respondidas, foram estabelecidos os seguintes objetivos específicos:

- a. Mostrar a existência de formas tipicamente cársticas na área de estudo e sua distribuição na paisagem.
- b. Compreender a evolução da alteração dos quartzitos nas cavernas de estudo, a partir da identificação e caracterização geoquímica e micromorfológica das suas diferentes fácies de alteração, procurando estabelecer uma relação genética entre elas.
- c. Comparar as teorias de evolução do carste com propósito de estabelecer uma associação entre a área de estudo e essas teorias.

Os resultados desta tese serão apresentados no formato de três artigos acadêmico-científicos. O primeiro deles dedica-se a caracterizar e analisar a paisagem de forma mais abrangente, em escala regional. O segundo investiga os fatores que permitem a alteração concentrada nos quartzitos da área e as etapas de alteração dessa rocha que antecedem a formação do carste. Já o terceiro compara os resultados obtidos nesta pesquisa, com as teorias de evolução do carste. Esses artigos são assim intitulados:

- *“Fenomenologia cárstica em quartzitos da região de Diamantina, Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais”.*
- *“Condições de alteração dos quartzitos em cavernas no Planalto do Espinhaço Meridional, (região de Diamantina / MG)”.*
- *“Processos cársticos identificados nos quartzitos da região de Diamantina, Minas Gerais, e os diferentes modelos de evolução do carste: uma contribuição sobre o desenvolvimento do carste em rochas siliciclásticas”.*

O primeiro artigo aborda a distribuição espacial e a descrição, sobretudo morfológica, das formas identificadas como cársticas na área de estudo. Esse artigo foi escrito na fase inicial da pesquisa e cumpre função de introduzir uma discussão acerca da configuração geral das morfologias identificadas como cársticas, sua organização e relação com a paisagem. Para tanto, essa análise foi feita tendo em conta o espaço, o tempo e a escala de representação dessas formas. Neste contexto, a morfologia foi utilizada como um elemento investigativo para a identificação dos pontos ou zonas de introdução e restituição do sistema, bem como o resgate da história do carste da área, através da compreensão dos estágios de evolução desse ambiente. Outro aspecto importante abordado neste artigo, foi apontar elementos na paisagem que indicam

mudanças das condições ambientais que proporcionam alterações das energias no sistema e, conseqüentemente, condicionam a intensidade da atuação dos processos geoquímicos e hidrodinâmicos.

No segundo artigo foi empregado um conjunto de análises com objetivo principal de comprovar a existência dos processos geoquímicos e descrever as etapas de alteração dos quartzitos no meio subsuperficial da área em questão. Para isso, foram selecionadas as cavernas que apresentam maior potencial para coleta e reconstituição dos estágios de alteração dessas rochas. Como procedimentos, foram adotadas as seguintes análises: (i) descrição macromorfológica das fácies de alteração/depósito, bem como dos pontos de coleta; (ii) granulometria dos materiais coletados; (iii) descrição mineralógica e micromorfológica das fácies coletadas; e (iv) identificação dos elementos químicos associados à alteração dos materiais. Destaca-se que os processos de alteração foram investigados desde os seus estágios iniciais, isto é, buscando identificar fatores que favoreçam a alteração concentrada nos maciços, até o estágio residual rocha. Esses fatores também foram investigados no ambiente externo às cavernas, com objetivo de relacionar os dois ambientes. Por fim, os resultados identificados nas cavernas foram correlacionados, com propósito de identificar um padrão de alteração dos quartzitos entre elas.

O terceiro artigo foi reservado para realizar uma discussão dos resultados identificados nesta pesquisa, com base em algumas teorias de evolução do carste. Essas teorias são: (i) carstificação clássica, cujos estudos são pautados quase que exclusivamente em rochas carbonáticas; (ii) arenização por Martini (1979) desenvolvida para rochas siliciclásticas e (iii) fantomização (QUINIF, 2010) e primocarste (RODET, 2014). As três últimas apresentam suas particularidades, porém, diferentemente da visão clássica de carstificação, estão pautadas no princípio de que é necessária uma fase pré-cárstica.

Cada um dos artigos aqui apresentados, embora abordem temáticas específicas, complementa-se e visam cumprir os objetivos acima já delineados. Após a apresentação dos mesmos, esta tese traz apontamentos finais no item intitulado “Considerações Finais”, em que se busca compilar e relacionar resultados expressos nos três artigos citados, com vistas a cotejá-los aos questionamentos que nortearam a execução deste trabalho.

1. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo se localiza a sudeste da sede de Diamantina, Minas Gerais. Em termos hidrológicos, a área se insere na bacia hidrográfica do rio Jequitinhonha, localizada na borda leste do Serra do Espinhaço Meridional. Os principais cursos d'água que drenam a área de estudo são o Ribeirão do Inferno e seus afluentes, os córregos Curralinho, Mulatino, da Palha, da Prata, Ponte Queimada e Junta - Junta (Figura 1). Essas drenagens são controladas por lineamentos estruturais, fraturas, clivagem e acamamento dos quartzitos (AIVARENGA, 1982; NOGUEIRA e FELINTO, 1982, KNAUER, 1984, VIEGAS, 2010 e SILVA, 2010).

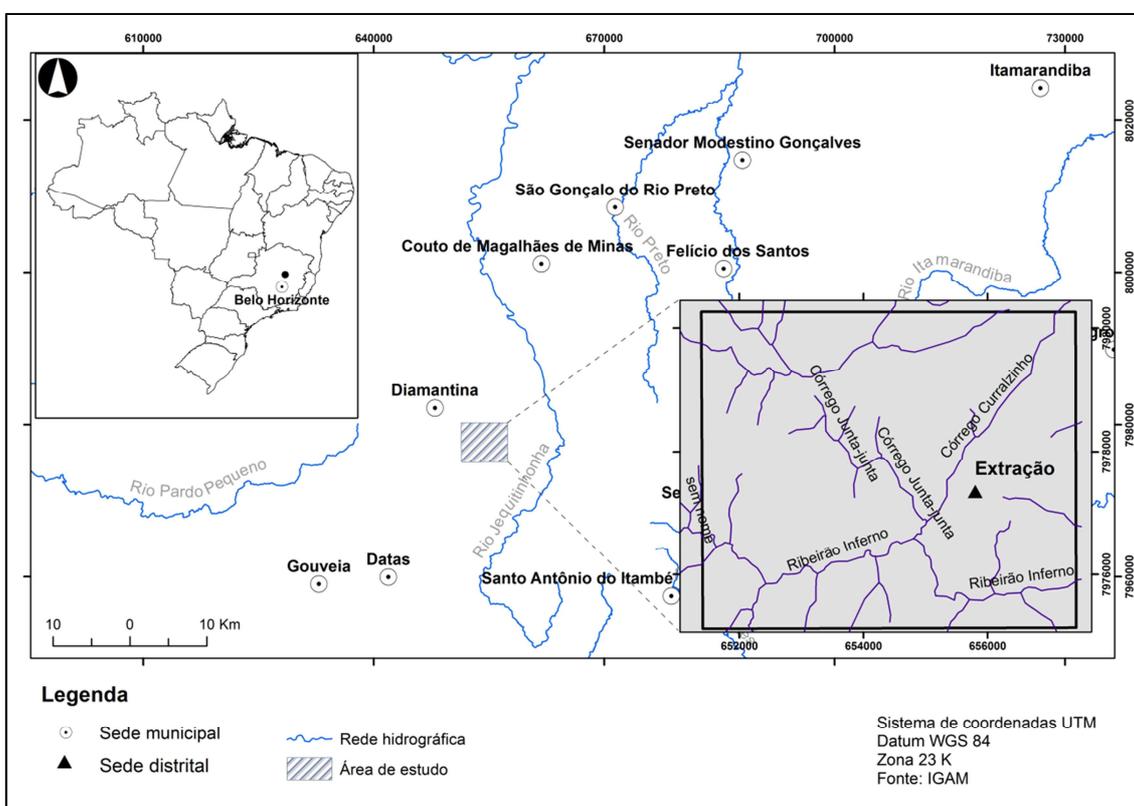


Figura 1. Localização da área de estudo

A geologia da área é caracterizada pelas unidades geológicas da Formação Sopa – Brumadinho, rochas metabásicas e coberturas aluvionares e coluvionares do Terciário/Quaternário (Figura 2). A Formação Sopa – Brumadinho é composta pelos Membros Datas (ambiente lacustre inferior), Caldeirões (aluvial/leques) e Campo Sampaio (lacustre superior) (ALMEIDA ABREU e PFLUG, 1994).

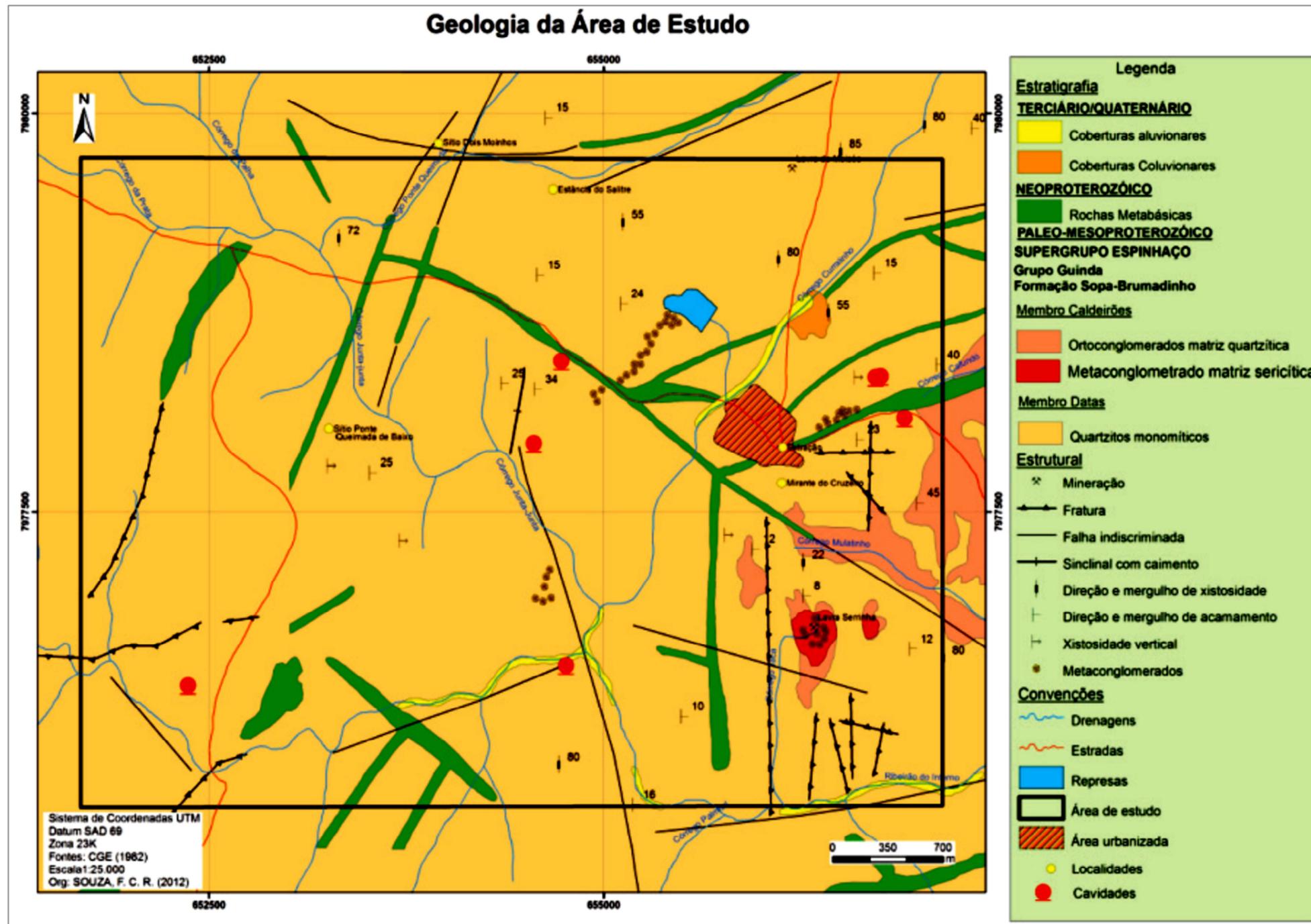


Figura 2. Geologia da área de estudo

Na área de estudo essa formação apresenta a seguinte distribuição da base para o topo: quartzitos monomíticos da Unidade Basal e ortoconglomerados de matriz sericítica e metaconglomerados de matriz quartzítica da Unidade Média (Figura 3). De acordo com a Figura 2, na área, predominam os quartzitos monomíticos e, é também onde estão inseridas as cavidades.

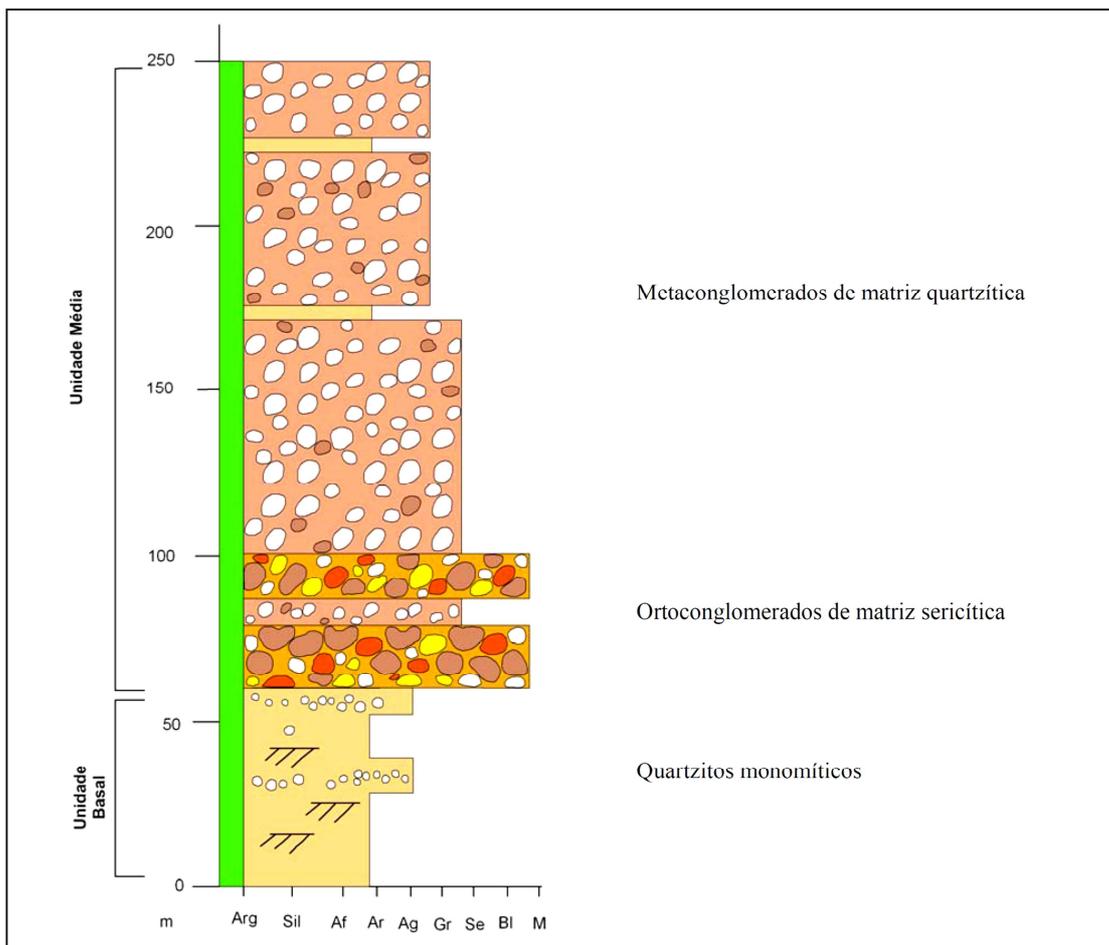


Figura 3. Estratigrafia geral da área de estudo Fonte: Souza (2014)

A Unidade Basal ou Inferior do Membro Caldeirões apresenta cerca de 150 m de espessura. É composta por quartzito conglomerático monomítico branco, bege e rosado e matriz formada por quartzo com porções compostas por sericita e/ou feldspato. A unidade apresenta granulometria areia fina a média, os grãos são subarredondados a subangulosos, sendo mal selecionados. Possui clastos de tamanho granulo a seixo, tipologicamente de quartzo leitoso que podem estar distribuídos de maneira irregular ou intercalados formando horizontes centimétricos de seixos. Identifica-se a existência de estratificações cruzadas tabulares centimétricas a métricas (NOGUEIRA e FELINTO, 1982; VIEGAS, 2010; SILVA, 2010).

O quartzito da unidade basal apresenta laminações de coloração acinzentada, concreções ferruginosas e cristalização de magnetita e hematita distribuídas irregularmente nos pacotes sedimentares (NOGUEIRA; FELINTO, 1982; VIEGAS, 2010).

Quanto ao clima da região, de acordo com a classificação de Köppen e Geiger (1948), o clima da região é do tipo mesotérmico (Cwb), caracterizado por apresentar duas estações bem definidas: chuvosa (novembro a janeiro) e seca (principalmente de junho a agosto). As temperaturas são amenas durante todo o ano, com média anual de 18°C a 19°C.

Segundo a Unesco (2005), a unidade morfoestrutural de Superfície Cimeira, que corresponde a área das rochas siliciclásticas e onde se encontra a região de Diamantina, é classificado como clima subtropical moderado com mínimas entre 13 e 15 C° e máximas em torno de 21 C°. Essa unidade apresenta invernos secos com déficit hídrico inferior a 30 mm anuais e pluviosidade média anual entre 1450 e 1800 mm.

Sobre a geomorfologia, o relevo da Serra do Espinhaço Meridional (SdEM) possui um arcabouço litoestrutural marcado por estruturas herdadas do Evento Brasileiro, as quais interferem e conduzem a morfogênese da região (SAADI, 1995; AUGUSTIN, *et al.*, 2011). A SdEM foi modelada sobretudo, a partir dos quartzitos do Supergrupo Espinhaço, mas também a partir das rochas metabásicas dos diques, rochas xistosas do Grupo Macaúbas, e rochas pelítico-carbonáticas do Grupo Bambuí.

As características das litologias que compõem a Serra apresentam comportamento diferenciado frente ao intemperismo, com maior ou menor grau de resistência aos processos exógenos. Os quartzitos do Supergrupo Espinhaço, sobretudo aqueles pertencentes à Formação Galho do Miguel (os quais apresentam alto teor de quartzo em sua composição), são mais resistentes ao intemperismo (LIMA, 2004), e tendem a sustentar feições morfológicas topograficamente mais elevadas.

Estudos anteriores comprovaram que a SdEM apresenta condições favoráveis para a intensa lixiviação da sílica, como a predominância de clima quente e úmido durante um longo período de tempo e grande período de estabilidade tectônica relativa, principalmente na borda oeste da Serra. De acordo com Augustin *et al* (2011), no relevo da região predominam as Unidades de Superfícies Erosivas sobre as Depositionais, indistintamente da litoestrutura. Esse fato aponta para uma prolongada e intensa evolução das formas de relevo sob condições predominantemente úmidas e

quentes, desde o final do Cretáceo (AUGUSTIN *et al.*, 1994). A espessura e o grau de intemperismo químico dos mantos de alteração da região também comprovam a existência de um ambiente tectônico relativamente calmo, no qual, a taxa de *in put* de energia não é suficiente para ativar mecanismo de retirada rápida e total do manto de intemperismo (AUGUSTIN, 1995).

2. FENOMENOLOGIA CÁRSTICA EM QUARTZITOS DA REGIÃO DE DIAMANTINA, SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL, MINAS GERAIS

Introdução

Existem três tipos de domínios que compõem o relevo cárstico: o exocarste, formado por um conjunto de formas superficiais; o criptocarste, que representa o domínio subsuperficial na região de contato rocha / solo; e o endocarste que contem as cavernas formadas por dissolução (Figura 4) (AULER et al., 2005; VASCONCELOS, 2014).

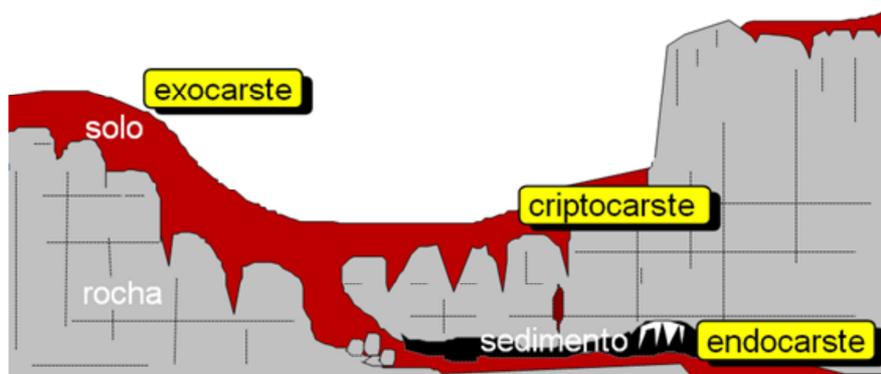


Figura 4. Perfil esquemático dos domínios cársticos. Fonte: Vasconcelos (2014) adaptado de Piló (1998)

O termo exocarste foi empregado por Bögli (1980) para definir o conjunto morfológico superficial do carste, o qual apresenta uma grande variedade de tipologias de feições em função do conjunto de variáveis que se ajustam para configurar o relevo. As formas superficiais são geradas primordialmente pelo ataque químico de águas meteóricas, seja através do contato direto com a rocha promovendo a alteração química da mesma, seja sob a cobertura pedológica (criptocarste), ou através de drenagens (AULER et al, 2005).

O criptocarste é um termo relativamente novo e deriva do conceito de epicarste, que vai da superfície até o seu contato com a zona saturada (BAKALOWICZ, 2012). Alguns autores também descrevem o epicarste como zona subcutânea constituída pela porção superior da rocha subjacente, coberta por material inconsolidado (solo/alterita), contendo uma rede de fissuras alargadas por processos cársticos (FORD & WILLIAMS, 1989; PALMER, 1991; PILÓ, 1998). O contato da rocha com o

solo produz formas de dissolução que, posteriormente podem vir a ser exposta à superfície, podendo também ser denominadas como morfologias do criptocarste exposto (VASCONCELOS, 2014).

Ford & Williams (1989) dividem o sistema cárstico em duas partes: (i) uma onde ocorre a retirada de material, zona de erosão, normalmente localizadas em áreas topograficamente mais elevadas e (ii) outra onde o material é depositado, a zona de deposição. A dinâmica da água no sistema pode ser resultado da sua movimentação a partir da zona de erosão, em direção à zona de deposição. Essa dinâmica, dissolvendo e transportando materiais deve gerar formas cársticas, conforme a zona em que se formarem.

Neste contexto, as formas aparecem como consequência do seu funcionamento hidrogeológico no sistema. Portanto, se o sistema está ativo, a água penetrará em direção ao subsolo - *carste de introdução ou input karst*, até chegar à saída do sistema subterrâneo, *carste de restituição ou output karst* (RODET, 1981; FORD & WILLIAMS, 1989). Quando se estabelece uma conexão entre o carste de introdução e o de restituição, têm-se um *Sistema cárstico*.

Mais tarde, Rodet (2007) define um sistema cárstico como uma adaptação morfodinâmica das feições a um determinado contexto geomorfológico no qual ele evolui. As organizações de um sistema podem ser classificadas segundo o seu grau de desenvolvimento. Sob um contexto ambiental estável, um sistema cárstico pode evoluir desde as suas fases iniciais que são fortemente ligadas às alterações do maciço, até as redes fósseis, desconectadas ou ainda rejuvenescidas pela drenagem atual. O sistema também pode se desenvolver sob um ambiente instável, proporcionando modificações radicais na organização da rede de drenagem, podendo promover a fossilização, desconexão ou mesmo a reativação de antigos sistemas. Essas adaptações muitas vezes podem ser visualizadas na paisagem, por feições que guardam vestígios de adaptações morfodinâmicas às novas condições impostas no ambiente. Sendo assim, em um mesmo sistema podem coexistir diferentes estágios de desenvolvimento do carste.

A região de Diamantina é objeto de levantamentos de dados e estudos sobre feições cársticas desde a década de 1930 (IBGE, 1939; SEE/EMM, 1978; GENSER e MEHL, 1977; BRICHTA *et al*, 1980; WILLEMS *et al*, 2008 e STÁVALE, 2012). Em 2014, Souza (2014) e Vasconcelos (2014) contribuíram com estudos mais aprofundados que

abordam a caracterização morfológica e identificação de aspectos espeleogenéticos das principais cavidades identificadas na área.

A área de estudo apresenta feições cársticas desenvolvidas tanto em superfície, quanto em subsuperfície, sendo esta última conhecida como cavernas, mas também denominadas no Brasil como grutas, lapa, abismo etc (Decreto nº 6.640, 2008). Este capítulo tem como objetivo apresentar uma leitura geomorfológica dessas feições com base na literatura.

2.1. Materiais e Métodos

2.1.1. Seleção das cavernas para amostragem e definição da área de estudo

As cavernas selecionadas para estudo foram Gruta do Salitre, a Gruta Monte Cristo, a Caverna das Dobras e Cav-01. Ressalta-se que a Gruta do Salitre e a Gruta Monte Cristo já foram objeto de estudos anteriores feitos por Vasconcelos (2014) e Souza (2014), e as outras duas foram identificadas em campo e não apresentam estudos anteriores. A partir da seleção dessas cavernas foi definida uma área de estudo representativa.

Ainda em campo, foi realizado um detalhamento geomorfológico das quatro cavernas selecionadas para estudo, com objetivo de interpretar as fases de evolução das mesmas. No interior dessas cavernas foram adotados os seguintes procedimentos:

- Descrição dos principais aspectos morfológicos que denotam diferentes estágios de desenvolvimento das cavernas, sobretudo através da morfologia de condutos e de microformas.
- Descrição dos aspectos hidrológicos, com objetivo de identificar processos ativos ou inativos.
- Os depósitos clásticos foram analisados como propósito de compreender a energia no sistema (atual ou pretérita), associada à capacidade de transporte da água.

As observações em campo também foram voltadas para descrição do entorno das cavernas, buscando caracterizar o contexto de inserção das mesmas. A descrição do contexto de inserção incluiu a delimitação de limites superficiais e subsuperficiais aproximados das bacias de contribuição hídrica das cavernas. Esses limites foram determinados com intuito de verificar as áreas de alimentação atual das cavernas, e se estas ainda correspondem ao contexto da gênese das mesmas.

Em campo também foi feita descrição de feições do exocarste (formadas em superfície e no domínio do criptocarste), localizadas nas proximidades das cavernas selecionadas para este estudo. Na amostragem, foram incluídas feições já identificadas por outros autores (VASCONCELOS, 2014; SOUZA, 2014), dentre outras verificadas em campo. Essas feições também foram avaliadas com base em seu estado de evolução tendo em conta a sua conectividade (atual ou passada) com o sistema hidrológico regente, bem como a sua posição hidrográfica.

2.1.2. Compartimentação do relevo da área de estudo e localização dos fenômenos cársticos

Para uma melhor compreensão da fenomenologia cárstica da área de estudo, foi realizada uma compartimentação do relevo em duas unidades maiores: os afloramentos de rocha e as superfícies arenosas aplainadas. Essa compartimentação foi feita através de observações de campo e de uma classificação de imagem de satélite da área (RAPIDEYE), utilizando o software ArcGis 10.1. Em seguida, foram realizados mapas da área de estudo com a sobreposição das feições cársticas a essas unidades.

2.2. Resultados e discussões

A área de estudo pode ser individualizada em dois compartimentos maiores, os afloramentos rochosos e as superfícies recobertas por formações superficiais. Feições de dissolução de menor dimensão se encontram distribuídas nesses dois compartimentos (Figura 5).

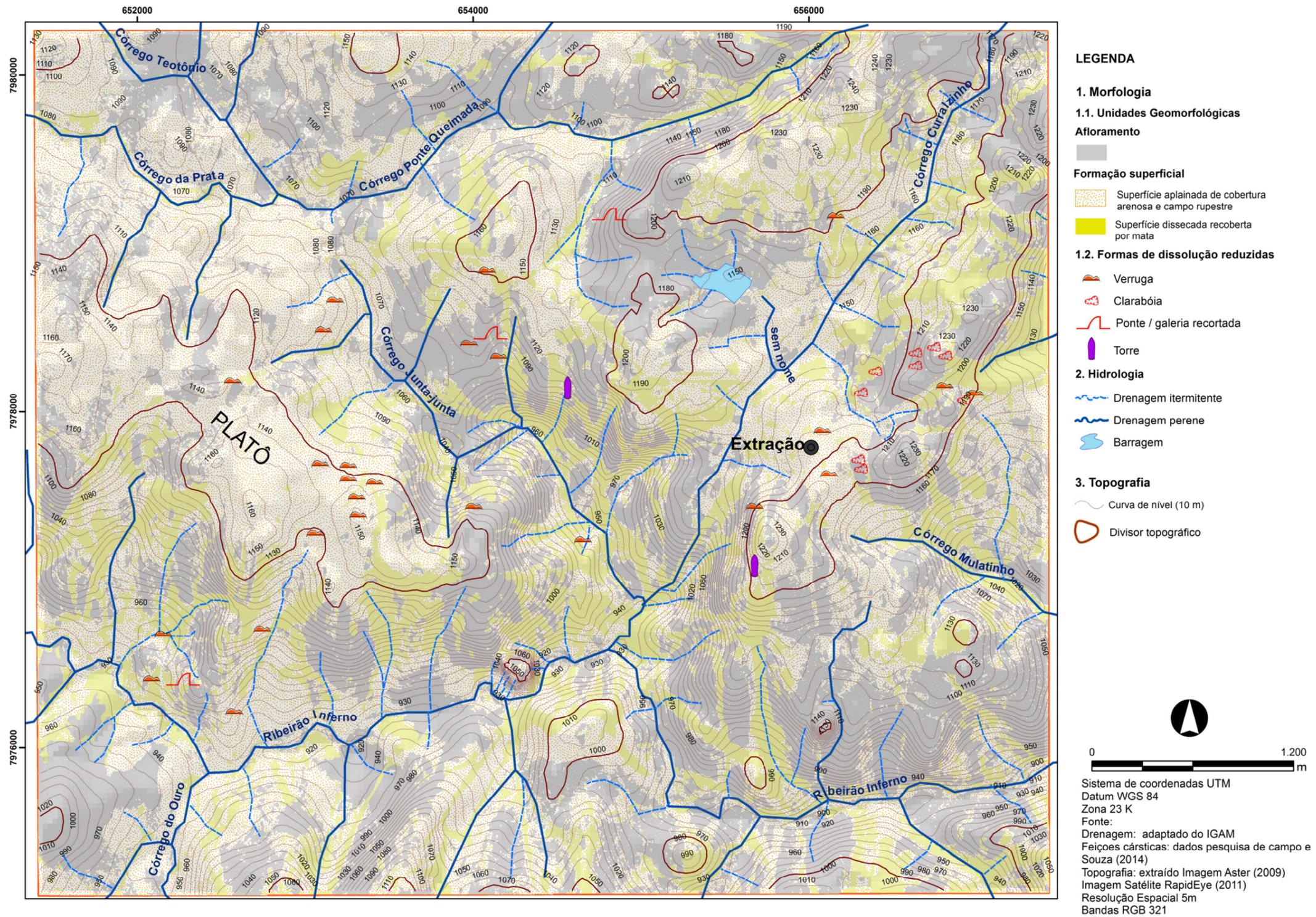


Figura 5. Feições cársticas superficiais na área de estudo

2.2.1. Unidades Geomorfológicas

Afloramentos rochosos

Os afloramentos rochosos representam formas residuais na paisagem, cujos topos situam-se em torno de 1000 m de altitude, mas podendo alcançar cotas mais elevadas, por volta de 1240 m de altitude. Morfologicamente, os afloramentos podem apresentar bordas escarpadas, formando extensos paredões. No entanto, de forma geral, caracterizam-se por apresentar aspectos runíformes de dois tipos: (i) com presença de lapiás no topo ou (ii) composto por sobreposição de blocos (Figura 6).

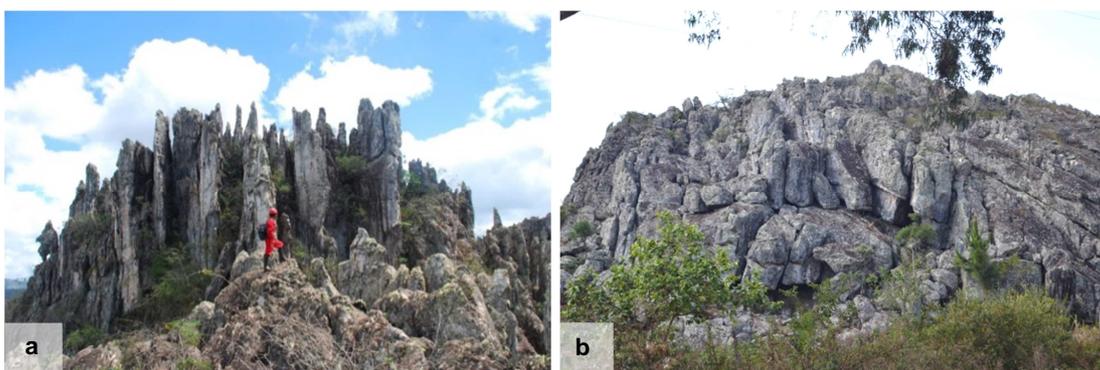


Figura 6. Tipos mais frequentes de afloramentos residuais identificados na área de estudo: a) com presença de lapiás no topo da Gruta do Salitre. Fonte: Fabri e Coelho (2016); b) composto por sobreposição de blocos. O afloramento apresenta cerca de 30 m de altura e 600 m de largura. Foto: Alessandra Vasconcelos

Os lapiás nos topos dos afloramentos são controlados por fraturas subverticalizadas, o que indica que essas estruturas representam um elemento importante para o processo inicial de infiltração hídrica no interior dos maciços, bem como de alteração concentrada. Observa-se que a alteração também tende a se propagar pelos planos de estratigráficos que, por sua vez, são perpendiculares em relação às fraturas. A origem dos afloramentos compostos por sobreposição de blocos pode ser interpretada, portanto, como resultado da alteração a partir dessas estruturas geológicas que se cruzam, formando grandes blocos. Possivelmente, esses afloramentos também apresentavam formas do tipo lapiás no topo que já foram removidas pela erosão.

Formações superficiais

Neste trabalho, foi adotado o conceito de formação superficial proposto por Campy & Macaire (1989), a saber:

Camada superficial e subsuperficial, posicionada no limite entre a litosfera e a atmosfera, que abrange tanto materiais alterados *in situ*, que passaram por processos de pedogênese, como também materiais transportados e depositados em resposta à dinâmica geomorfológica (Campy & Macaire, 1989 p.53).

As formações superficiais apresentam duas tendências de distribuição na área: linear e zonal (Figura 5). O padrão linear ocupa, de forma geral, faixas mais estreitas e, por vezes, em forma de pequenas manchas com largura máxima aproximada de 300 m. Apresenta cobertura vegetal mais densa e de porte arbóreo, representado por áreas de mata. De forma geral, as faixas lineares indicam áreas dissecadas, controladas por estruturas geológicas como falhas e fraturas. Estendem-se ao longo dos vales e nas encostas de afloramentos residuais, na qual concentram canais de escoamento intermitente, promovendo a individualização dos mesmos. O padrão zonal agrupa os recortes espaciais das formações superficiais que se expressam exclusivamente em forma de manchas. Essas manchas apresentam dimensões variadas, por vezes alcançando pouco mais de 2,5 quilômetros de extensão em seu maior eixo. Suas bordas assumem acentuada irregularidade, com morfologia em planta diversificada. Caracterizam-se por rampas revestidas por formações superficiais arenosas cujos perfis longitudinais apresentam gradiente baixo, e vegetação do tipo campo rupestres. Essas rampas podem convergir desde áreas de topo a fundo de vales. Na porção oeste da área, essas formações superficiais arenosas recobrem extensas áreas aplainadas formando platôs, que contrastam com as encostas íngremes dos afloramentos. A existência dessas coberturas arenosas no topo, associada a inúmeras feições de dissolução, entre elas as kamenitzas e as verrugas, coloca em evidência o papel da dissolução no desenvolvimento do relevo.

2.2.2. Feições cársticas

Exocarste

Na área de estudo, observa-se que o início da formação de lapiás se dá através do desenvolvimento de alvéolos milimétricos a centimétricos. Os alvéolos são feições arredondadas, como buracos ou furos, que evidenciam o processo de dissolução diferencial do material (FORD & WILLIAMS, 1989) (Figura 7 a). Essas feições tendem ao alinhamento em função do controle estrutural por fraturas subverticalizadas, que representam zonas de fraqueza no maciço.

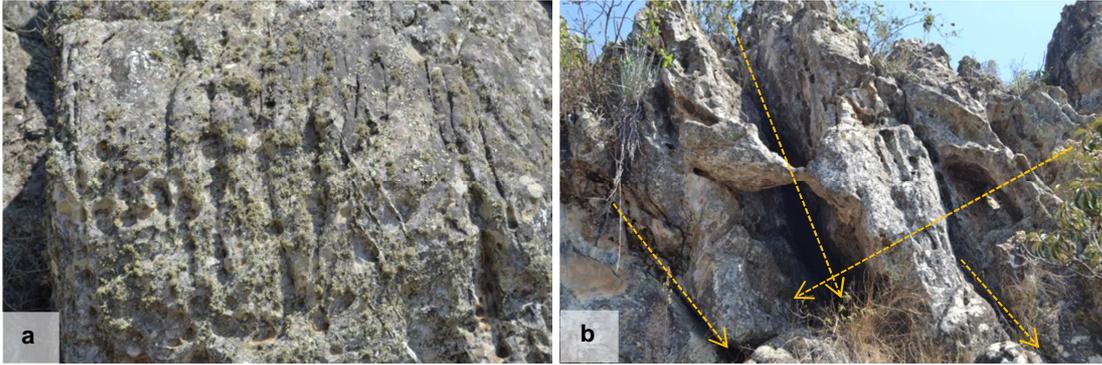


Figura 7. a) Furos milimétricos a centimétricos na rocha denominados alvéolos, controlados por fraturas que formam linhas verticais de alteração concentrada. Esse mecanismo dá origem a formas denominadas karrens ou lapiás; e b) Sobreposição de lapiás (feições mais recentes) no topo, com condutos suspensos na alta encosta (formas mais antigas). As setas indicam as direções preferenciais do fluxo hídrico que deram origem aos condutos

Em algumas áreas como, por exemplo, no topo da Gruta do Salitre, nota-se a existência de fraturas subverticais, permite que essas feições se desenvolvam de forma restrita nos afloramentos e alcancem grandes profundidades. Somado a isso, observa-se ainda a ocorrência de cobertura vegetal e pedológica entre os lapiás, que possivelmente promove a aceleração dos processos de alteração da rocha dada à presença de matéria orgânica. Conforme demonstra a Figura 6 a, o desenvolvimento nos topos dos afloramentos acompanha o aprofundamento e a retirada do solo, dando origem a lapiás exagerados também conhecidos como tsingy (GRUNEWALD e WOLOZAN, 2006).

Na área de estudo, os lapiás interceptam condutos horizontais e sub-horizontais. Esses condutos ocorrem em profusão na alta e meia encosta (Figura 7 b), chegam a alcançar cerca de 1 m de diâmetro e, possivelmente, foram formados pela coalescência de alvéolos. Essas feições podem ser encontradas em diversos níveis, o que demonstra que a água atuou em múltiplas direções, formando canais anastomosados que indicam fluxo lento. Esses condutos parecem convergir água dos pontos mais altos para os mais baixos dentro de um mesmo bloco rochoso, evidenciando que o sistema acompanhou o rebaixamento do nível freático. Esse sistema de condutos suspensos foi desenvolvido quando o aquífero se encontrava acima do seu atual nível. Representam formas relictas, ou seja, feições que se encontram inteiramente desconectadas do sistema hidrológico contemporâneo (RODET, 2007). Já a presença dos lapiás representam formas bem mais recentes na paisagem em relação às cavernas, o que indica a coexistência de diferentes fases de

evolução do carste da área. Dessa forma a sobreposição dessas formas também contribui para a destruição dos registros de fases mais antigas do carste da área.

Por vezes, o nível de desenvolvimento dos lapiás na área de estudo podem atingir grandes profundidades, podendo alcançar a base dos paredões, dando origem a feições do tipo torre. As torres formadas a partir do profundo lapiesamento podem ser consideradas como formas residuais e estruturas marginais que se desprendem de massas rochosas maiores tais como as bordas ou interior de maciços, conforme ilustra a Figura 8 a.

Outros tipos de torres também são encontrados na área, com superfície bastante alterada pela dissolução e presença de furos (Figura 8 b). Essas torres, possivelmente representam resquícios de parede de antigas galerias subterrâneas. As pontes residuais e as galerias recortadas identificadas na área corroboram a existência de fase relictas do carste subterrâneo na área (Figura 8 c ; d)



Figura 8. Formas exocársticas: A) torre próxima a um paredão, como vestígio de uma estrutura que se desprende de uma massa rochosa maior; B) torre de morfologia bastante irregular, alteradas pela dissolução; C) Galeria recortada ou paleoconduto; D) Ponte residual; E) Kamenitza em um afloramento residual; F) Verruga de morfologia convexa. Fontes: C; D; E: Souza (2014)

As kamenitzas (Figura 8 e) provavelmente representam uma das feições cársticas mais frequentes nos afloramentos da área. Além das kamenitzas, as verrugas ou banquetas também são feições cársticas frequentemente encontradas, notadamente sobre as superfícies aplainadas. Trata-se de pequenos afloramentos residuais

alongados, de ordem centimétrica a métrica. Apresentam topo convexo e arredondado, como indicativo de formas residuais de dissolução (Figura 8 f). As verrugas parecem ter sido formadas no domínio do criptocarste (contato do solo / rocha), que atualmente se encontram expostas na superfície.

Souza (2014) identifica a presença de claraboias concentradas em afloramentos na porção leste da área. Segundo essa autora, essas feições possuem aberturas, em média, de um metro de extensão, profundidade média de três metros, vertentes abruptas e possibilitam o acesso a pequenos vazios subterrâneos.

As dolinas são feições pouco recorrentes na área de estudo. Até o momento foram encontradas duas dessas feições, que estão associadas à entrada das cavernas denominadas Monte Cristo e Gruta do Salitre.

Feições subterrâneas

As feições cársticas não são restritas à área de estudo. O mapa da Figura 9 demonstra que estas formas estão distribuídas ao longo de toda a extensão da Serra do Espinhaço Meridional tanto em rochas carbonáticas, como em rochas não-carbonáticas. Essa região possui um grande acervo de feições cársticas, sobretudo em rochas siliciclásticas, concentradas principalmente na borda leste e na porção central do platô de Diamantina (VASCONCELOS *et al.* 2013).

A maior parte das feições cársticas registradas no CEVAV² foi classificada como cavernas (88%). Em menor proporção também foram registradas abrigos (10%), dolinas (1%) e ressurgências (1%). A região apresenta um grande potencial para outras ocorrências ainda não exploradas, inclusive em quartzitos, dada a abrangência dessas rochas ao longo da Serra.

Na área de estudo, Souza (2014) cita a existência de 10 cavernas e 32 abrigos. Em campo, foram identificadas mais 2 cavernas, a Caverna das Dobras e a Cav – 01 (Figura 10).

² Centro Nacional de Pesquisas e Conservação de Cavernas – CECAV.

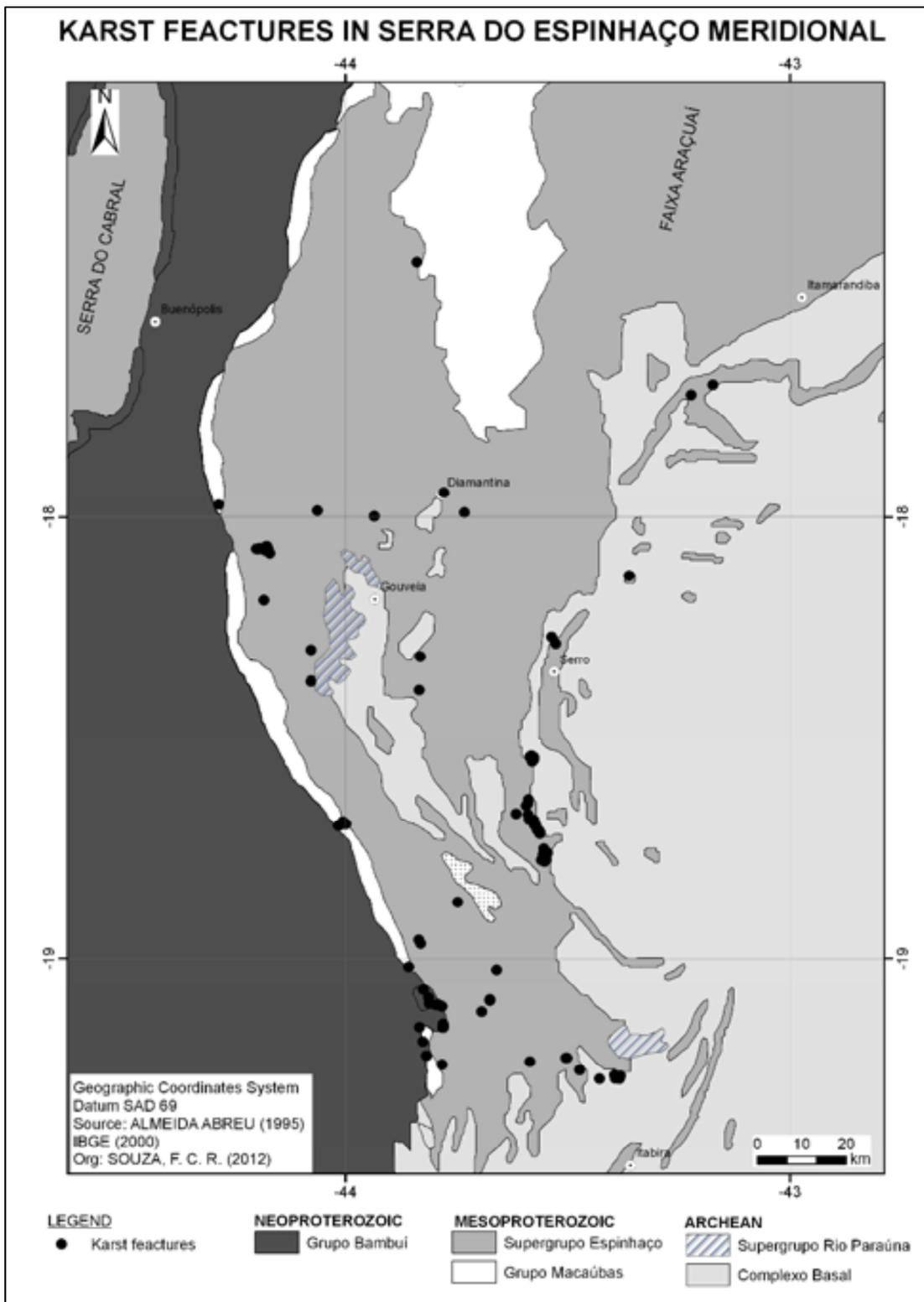


Figura 9. Feições cársticas localizadas na Serra do Espinhaço Meridional. Fonte: Vasconcelos et al (2013)

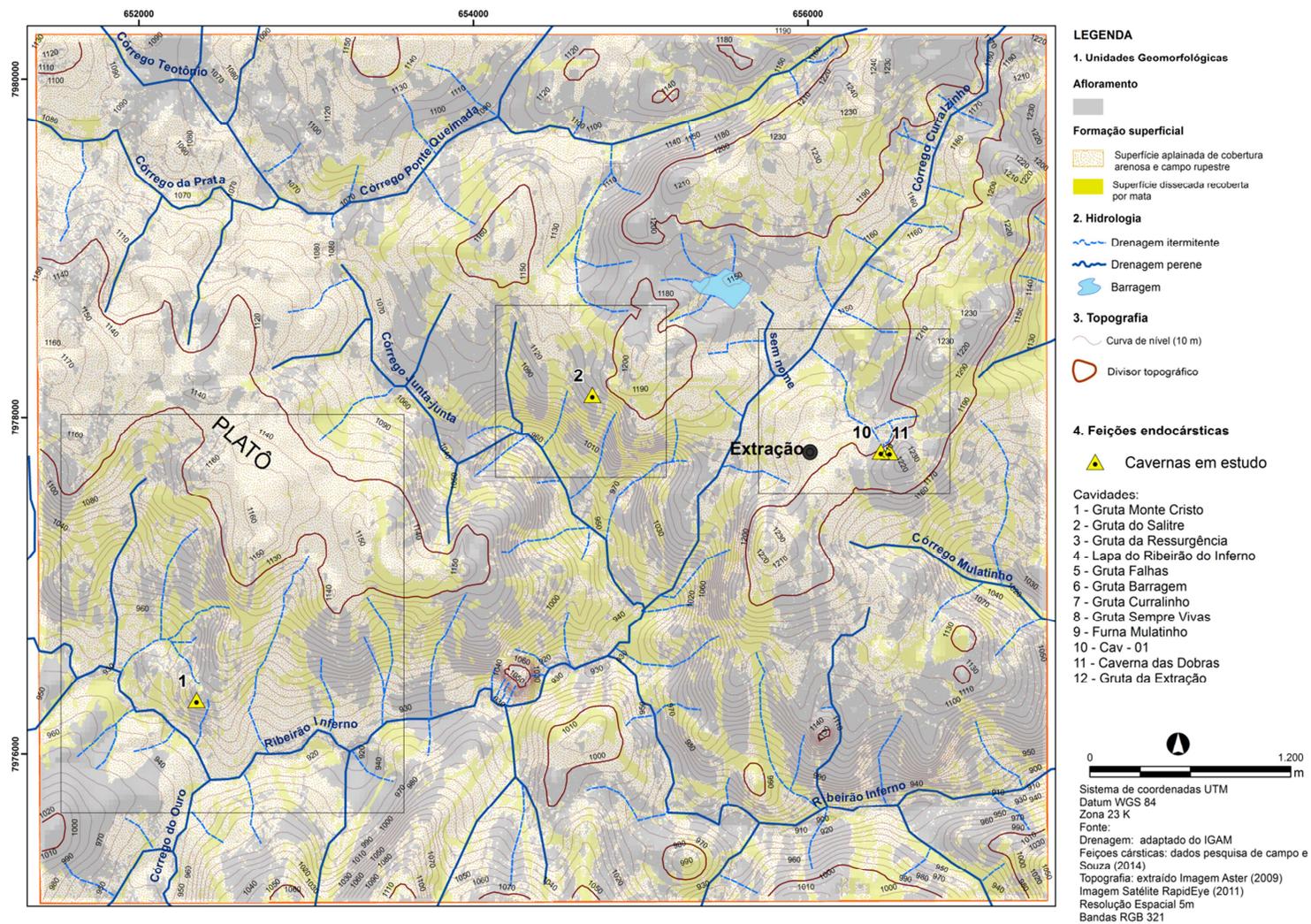


Figura 10. Feições subterrâneas na área de estudo

A Tabela 1 apresenta os dados morfométricos e de localização das cavernas identificadas na área de estudo (Tabela 1).

Tabela 1. Localização e dados espeleométricos das cavidades identificadas na área de estudo

Cavidade	Coordenadas		PH (m)	Desnível (m)	Área (m ²)	Volume (m ³)
	E	N				
Gruta do Salitre	652391	7976363	593,5	28	8582,25	34329
Gruta Monte Cristo	652391	7976363	216	20	3452,5	20715
Caverna das Dobras	656449	7977875	SD	SD	SD	SD
Gruta da Extração	656910	7978079	387	23	3135	9434
Cav-01	656476	7977851	SD	SD	SD	SD
Lapa do Ribeirão do Inferno	654784	7976541	25	1	70	84
Gruta Curralinho	656766	7978324	40,5	7	267,5	481,5
Gruta das Sempre Vivas	656742	7978325	22	5	180,4	216,5
Gruta da Ressurgência	654630	7977918	9,6	2,7	54,7	63,1
Gruta Barragem	656545	7978196	SD	SD	SD	SD
Furna Mulatinho	656372	7977665	SD	SD	SD	SD
Gruta Falhas	656630	7978253	SD	SD	SD	SD

Fonte: dados de campo e Souza (2014). SD = sem dados.

Contexto de inserção e limites hidrológicos das cavernas em estudo

As cavernas em estudo apresentam suas entradas principais nas bordas de afloramentos residuais. Exceto a Cav-01 que se encontra inserida em um corredor no interior do afloramento da Caverna das Dobras. Os afloramentos de inserção dessas cavernas apresentam como característica comum a presença de lapiás nas superfícies.

As Gruta Monte Cristo e a Gruta do Salitre possuem entradas amplas, associadas à dolina, e funcionam como sumidouros intermitentes. No entanto, os pontos de saída dessas drenagens na parte externa dos maciços de inserção ainda não foram identificados. Já as entradas da Caverna das Dobras e a Cav-01 funcionam como surgências intermitentes.

O contexto de inserção da Cav – 01 representa um exemplo claro de como o desenvolvimento de lapiás interceptam formas do endocarste. O corredor de inserção dessa caverna foi gerado pelo aprofundamento e alargamento lapiás existentes no topo do maciço. Essas formas são controladas por um conjunto de fraturas subverticais. A cavidade é formada por único conduto controlado por fratura que também condicionou o desenvolvimento do corredor. As paredes do corredor apresentam marcas onduladas que indicam passagem de água. O ponto de introdução, à montante dessa feição, não foi identificado em campo (Figura 11).

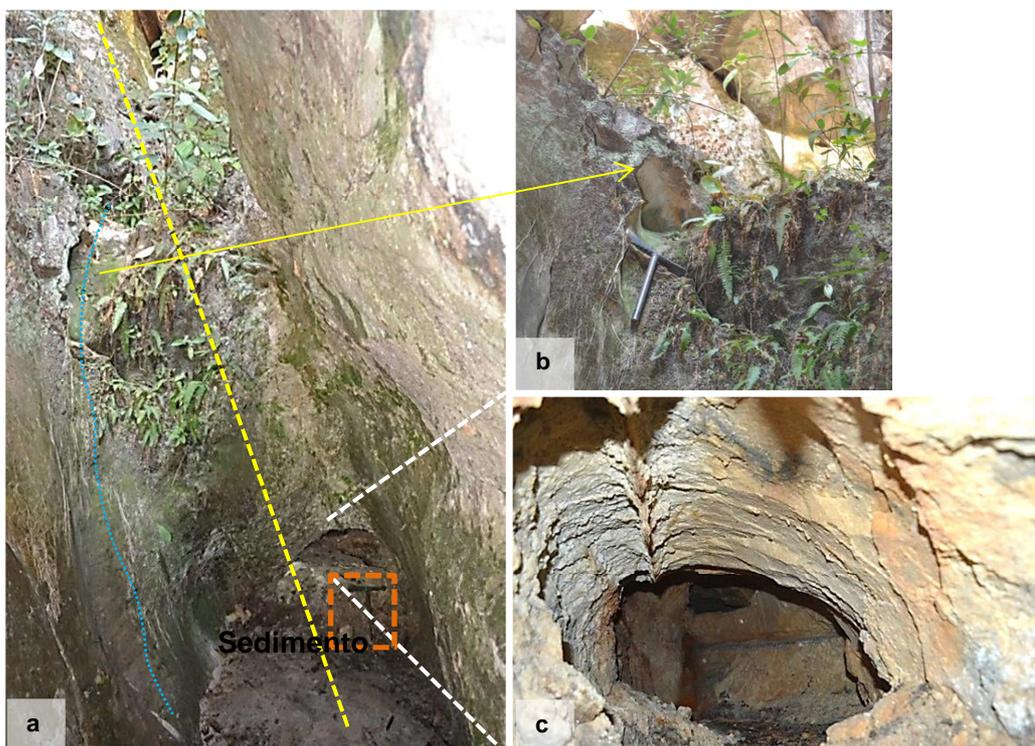


Figura 11. a) caverna cav-01 inserida em corredor, e ambos condicionados por fraturas subverticais (amarelo indica direção aproximada da família de fraturas). Destaque em laranja para martelo como escala; b) Canal de drenagem intermitente; c) interior da caverna com fratura principal no teto, que condicionou o seu desenvolvimento

A Figura 12 representa as bacias de drenagem de contribuição superficial e subsuperficial das cavernas em estudo.

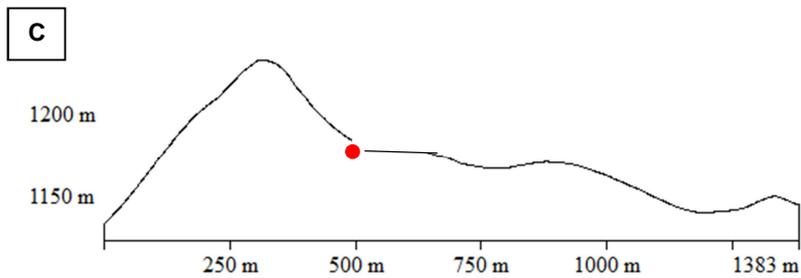
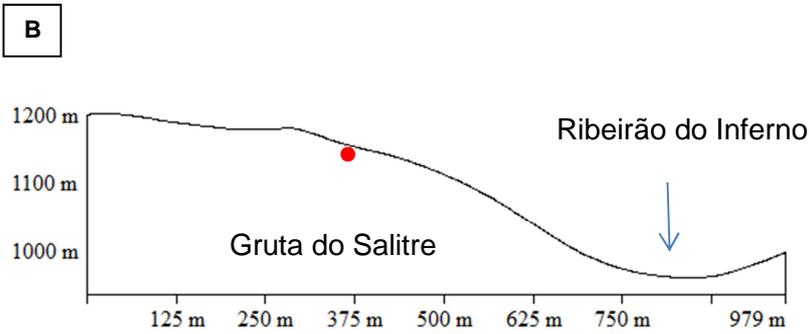
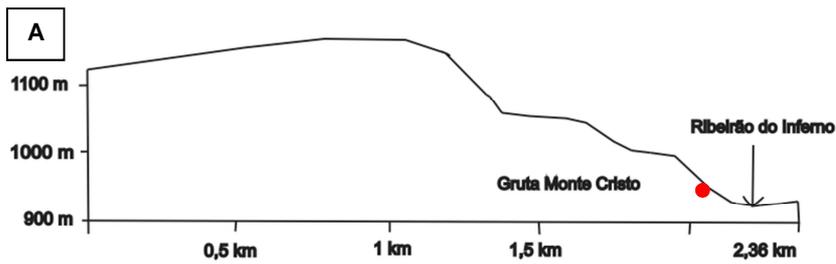
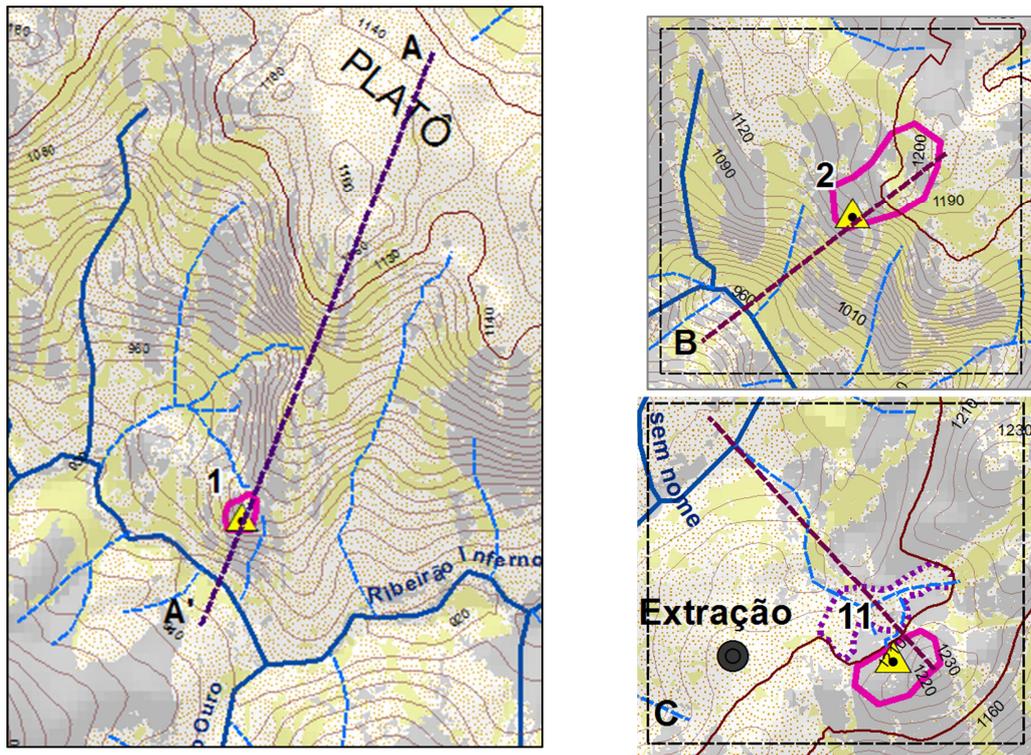


Figura 12. Limite das bacias de contribuição hídrica superficial e subsuperficial das cavernas em estudo, e perfis com a localização aproximada das cavernas e dos limites das bacias. A) Gruta Monte Cristo, B) Gruta do Salitre C) Caverna das Dobras

Para a Caverna das Dobras, foram propostos dois limites de áreas de contribuição hídrica. A primeira proposta, abrange a porção a montante da entrada da caverna até o topo da vertente de inserção, que representa a bacia superficial. Esse limite abrange também a bacia de contribuição da Cav – 01. A segunda proposta, engloba uma pequena planície de inundação temporária ou poljé, localizada na base do paredão do maciço de inserção.

Na base do paredão da Caverna das Dobras foram verificados canais de drenagem intermitentes que fluem em direção ao córrego Curralzinho, transportando material alterado e expondo o maciço. Tal fato representa um indicativo de que o processo de exposição dos maciços da área é controlado pelo nível de base regional. (Figura 13 a).



Figura 13. A) canais de drenagem intermitentes na base do paredão da Caverna das Dobras que fluem em direção ao córrego Curralzinho, transportando material alterado e expondo o afloramento; b) entrada principal da Caverna das Dobras em nível superior em relação à planície

No que diz respeito às cavernas da área de estudo, a dinâmica hidrológica das mesmas parece estar diretamente relacionada ao processo de exposição dos maciços. Conforme demonstra a Figura 13 b, a entrada principal da Caverna das Dobras encontra-se em nível superior em relação à planície de inundação. Isso demonstra que o processo de exumação dos afloramentos tende a promover uma progressiva desconexão das cavidades em relação à rede de drenagem contemporânea. De forma geral, foi constatado que os processos hidrológicos atualmente existentes no interior das cavidades em estudo se resumem basicamente a escoamentos ativos durante períodos chuvosos. No contexto atual, essas cavernas se encontram em estado fóssil, uma vez que perderam sua função hidrológica, mas não estão inertes na perspectiva de um carste (OSBORNE, 2014).

O contínuo processo de exposição dos maciços pode implicar em grandes alterações no relevo, na rede hidrográfica da área e, conseqüentemente em diferentes condições ambientais para a evolução das cavernas. De acordo com a Figura 12, nota-se que as

áreas das bacias da Gruta Monte Cristo e Gruta do Salitre são muito reduzidas, e incompatíveis com o tamanho dessas cavernas. A quantidade de água disponível no sistema atual não é suficiente para formar essas cavernas. Isso possivelmente representa um indutivo de que contexto atual do relevo e da bacia de alimentação apresentam condições muito diferentes daquelas que deram origem às cavernas. A disponibilidade hídrica no sistema no período de formação do endocarste poderia ser muito maior. Sendo assim, as condições climáticas possivelmente também eram diversas, tratando-se, portanto, de um clima mais úmido que o atual. Entretanto, a área carece de estudos paleoclimáticos que comprovem essa hipótese.

Caracterização morfológica, hidrológica e dos depósitos químicos e clásticos das cavernas em estudo

Quanto à morfologia, as quatro cavernas analisadas nesse trabalho exibem morfologias em planta diversificadas, sem um padrão de desenvolvimento entre as mesmas. A planta baixa simplificada dessas cavernas pode ser visualizada Figura 14. Os mapas completos da Gruta do Salitre e Gruta Monte Cristo se encontram no item Anexo I – Mapas topográficos.

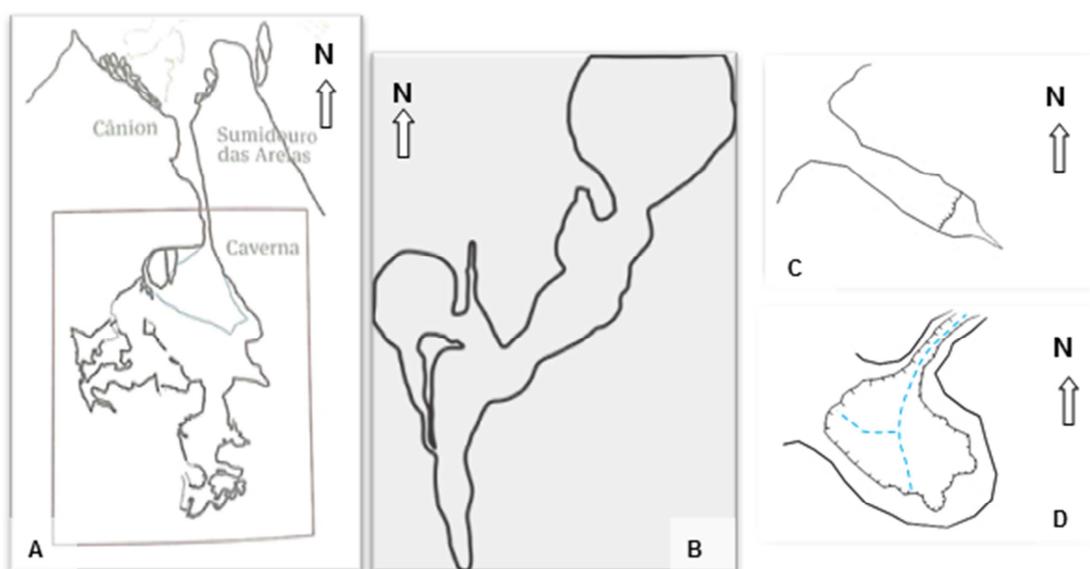


Figura 14. Plantas baixas simplificadas das cavidades em estudo: A) Gruta do Salitre; B) Gruta Monte Cristo; C) Cav-01; D) Caverna das Dobras

A Cav-01 e a Caverna das Dobras possuem morfologia em planta menos complexa que as grutas do Salitre e Monte Cristo. A Cav-01 é formada por um conduto retilíneo com cerca de 3 m de profundidade e 1 m de largura. A Caverna das Dobras contém

duas entradas localizadas na base de paredão. Possui um salão que se conecta a um conduto lateral estreito, condicionado por eixo de uma dobra. O teto é irregular aparentemente condicionado por camadas dobradas. É interessante destacar que o interior da caverna apresenta um piso superior (paleopiso) que bordeia as paredes (Figura 14 d) e vem sendo removido pela alteração da rocha e erosão a montante, expondo o piso em nível inferior (Figura 15 a). O paleopiso se encontra no mesmo nível em relação à entrada principal da caverna que, por sua vez também se encontra em um patamar superior em relação à planície de inundação (Figura 13 b). Sobre o piso inferior são observados canais de drenagens intermitentes associados à oscilação do nível de base, e que convergem para a entrada lateral (possivelmente mais recente que a entrada principal) em mesmo nível que a planície de inundação (Figura 15 b). Tais observações reforçam a ideia de que a evolução das cavernas da área estão estritamente associadas ao rebaixamento do nível de base e exposição dos afloramentos de inserção.

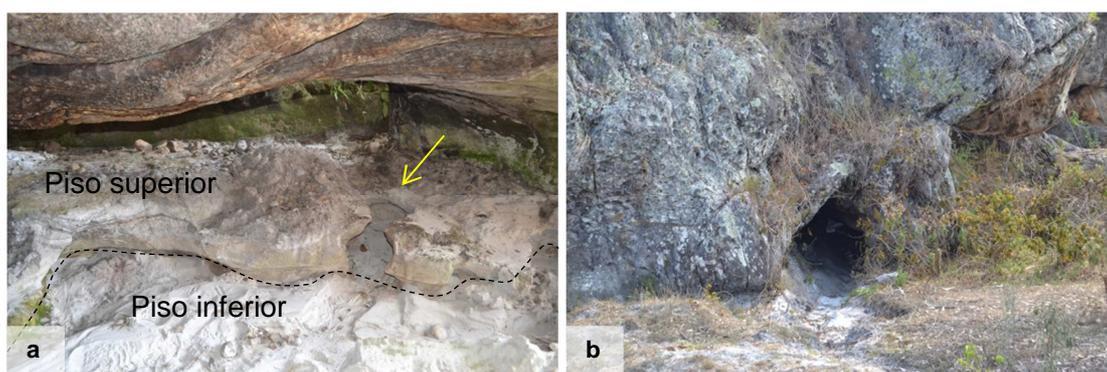


Figura 15. Caverna das Dobras: a) remoção a montante do piso superior (destaque em amarelo) e exposição do nível inferior; b) entrada lateral em mesmo nível que a planície de inundação

O sítio que integra a Gruta do Salitre pode ser compartimentado em dois ambientes, o superficial composto por um cânion e uma dolina, e o subterrâneo, em que se desenvolvem salões e condutos, que se abrem na base das paredes verticais da dolina. A porção subterrânea se desenvolve por duas partes distintas: a primeira caracteriza-se por condutos sub-horizontais fósseis. A segunda parte, posicionada em nível inferior, funciona como sumidouro perene.

A Gruta Monte Cristo possui duas entradas, sendo uma ampla, com cerca de 5 m de altura e 30 m de largura, e outra de menor de passagem estreita. A entrada maior se localiza a montante da rede de drenagem e está associada a uma dolina. Sobre o piso dessa entrada há uma grande concentração de blocos, como indicativo de que a sua

origem é posterior ao desenvolvimento da cavidade (Figura 16 a). A partir desse salão, a cavidade se desenvolve por um conduto descendente, que se afunila e funciona como um sumidouro temporário. Outro conduto paralelo também se desenvolve a partir da entrada menor e se conecta ao conduto principal (Figura 14 b).



Figura 16. Diferentes morfologias identificadas na Gruta Monte Cristo: a) Blocos sobre o piso próximo à entrada principal e desnível de aproximadamente 10 m entre o teto e o piso 9; b) cúpula no teto associada a fraturas indicadas na figura; c) crosta estalagmítica de cor marrom recobrendo afloramento residual de quartzito, com presença de condutos anastomosados; d) pendentes recobertos por espeleotemas

As morfologias identificadas no interior das cavidades estudadas, bem como os depósitos químicos e clásticos também demonstram aspectos relevantes sobre as fases de evolução das mesmas.

A Gruta Monte Cristo apresenta características importantes que evidenciam diferentes fases de evolução. Segundo Willems (2000), feições do tipo cúpulas ou chaminés de equilíbrio sugerem que a caverna passou fases de adaptação e de busca de equilíbrio hidrodinâmico (Figura 16 b). Essas feições também são frequentes na Gruta do Salitre, e estão associadas a fraturas no teto. Para Willems (2000), as cúpulas são originadas em condições de ambiente inundado, dando origem a bolsas de ar que pressionam o teto das cavidades. A ação de corrosão pela atuação do gás carbônico liberado pela água, por período de tempo suficientemente longo, pode levar a eliminação de pequenas reentrâncias no teto e o desenvolvimento de cúpulas muito

regulares. A presença de entrada ampla, associada a condutos com passagem muito estreita para a saída de água do sistema dessas cavernas, também representam evidências morfológicas de que essas cavernas foram inundadas.

Na porção superior da Gruta Monte Cristo há presença de morfologias que indicam a movimentação de fluxo lento. Sobre um afloramento residual, localizado próximo à entrada principal, notam-se vários condutos milimétricos a centimétricos anastomosados, selados por uma crosta estalagmítica (depósito químico) que recobre todo o afloramento (Figura 16 c). Após esse afloramento residual, a cavidade apresenta um desnível abrupto, associado a uma fase de rebaixamento do nível de base regional e, conseqüente aumento da energia hidrodinâmica (Figura 16 a).

Feições do tipo pendente foram identificadas na Gruta do Salitre com indicativos de fase paragenética (Figura 16 d). De acordo com Rodet (2014), a fase paragenética se inicia quando o material de alteração da rocha seca liberando passagem para o fluxo de água lento que forma morfologias no teto como canais de teto e pendente. A origem dessas formas também pode estar associada ao entupimento da caverna durante o seu período de inundação.

A Caverna das Dobras e a Gruta Monte Cristo apresentam material arenoso inconsolidado de estrutura deposicional. Na Caverna das Dobras esse material se encontra tanto no piso atual como sobre o paleopiso. Já na Gruta Monte Cristo esse material aparece em grande quantidade sobre o piso da porção distal da caverna (Figura 17 e Figura 18). Segundo relatos de Msc Chueng no III Simpósio Mineiro do Carste no IGC/UFMG, os estudos de fitólitos realizados na Gruta Monte Cristo apresentaram indicaram que esse material é de origem alóctone, em se tratando, portanto de um depósito (K Chueng 2017, personal communication, 12 dezembro).



Figura 17. À esquerda, conduto lateral da Caverna das Dobras com presença de paleopiso. À direita, material inconsolidado (MI) sobre o paleopiso (P). Destaque para canal controlado rebaixamento do nível de base.

Conforme demonstra a Figura 18, a disposição das camadas de forma sub-horizontalizadas é um indicativo que esse material foi depositado durante uma fase de inundação da caverna. Outro indício que corrobora essa hipótese é o fato de que as camadas deposicionais não acompanham a inclinação do piso da Gruta Monte Cristo, indicando ausência de fluxo. A origem desse material associada a esse tipo de ambiente também pode ter proporcionado uma redistribuição interna entre as camadas.



Figura 18. Material de possível origem deposicional identificado na Gruta Monte Cristo

2.3. Considerações finais

Na área de estudo foram identificadas feições associadas aos três domínios que compõem o relevo cárstico (exocarste, criptocarste e endocarste). Essas formas apresentam diferentes estados de evolução demonstrando a existência de fases diversas de desenvolvimento do sistema cárstico na área.

Tanto as feições superficiais como as subterrâneas apresentam aspectos morfológicos e hidrológicos que refletem adaptações morfodinâmicas das mesmas. Esses diferentes aspectos indicam fases de maior e menor energia no sistema que, por sua vez são comandadas pela mudança no nível de base regional e por processos erosivos. Alguns dos aspectos identificados nas cavernas indicam períodos de inundação (ausência de fluxo), tais como a presença de chaminés de equilíbrio e os depósitos com camadas sub-horizontalizadas. Os canais anastomosados, por exemplo, apontam para uma fase com presença de fluxo lento. A ausência de fluxo ou a existência de fluxo muito lento são geradas sob condições de relativa estabilidade, nas quais são favorecidos os processos geoquímicos. Já os paleopisos e os desníveis abruptos indicam aumento de energia hidrodinâmica no sistema, que favorece os processos erosivos e a saída de sedimentos.

Por fim, as cavernas em estudo se encontram em estado fóssil e suas bacias de alimentação atual não correspondem com tamanho das mesmas. Isso representa um indicativo de que essas cavernas foram formadas sob a configuração de um relevo diferente do atual, bem como uma maior disponibilidade hídrica no sistema. Contudo são necessários estudos paleoclimáticos na área que confirmem essa hipótese.

3. CONDIÇÕES DE ALTERAÇÃO DOS QUARTZITOS EM CAVERNAS NO PLANALTO DO ESPINHAÇO MERIDIONAL (REGIÃO DE DIAMANTINA / MG)

Introdução

Cavernas são expressões da carstificação que correspondem ao produto de uma alteração concentrada. Qualquer tipo de rocha é passível de alteração geral e formação de coberturas superficiais. A questão que muitos espeleólogos têm feito é como e em qual momento essa alteração geral passa a ser concentrada no interior do maciço, formando vazios subterrâneos.

De acordo Rodet (2014), a diferença na formação do carste para o manto de intemperismo é que algum fator no ambiente favorece a infiltração concentrada em pontos da superfície. Esse fator pode ser relacionado à presença de fissuras na rocha ou acúmulo de argilas em camadas, que condiciona uma alteração diferenciada no interior do maciço. O desenvolvimento da alterita acontece pela progressão vertical da água, até que a mesma atinja uma zona saturada, o que permite uma difusão lateral da alteração. A alterita passa por dois estágios de desenvolvimento: (i) isoalterítico, no qual a estrutura e o volume da rocha são preservados e só ocorrem alterações químicas e mineralógicas (alteração isovolumétrica) e (ii) aloalterítico, através do qual há modificação do volume e da estrutura da rocha.

Os termos isoalterita e aloalterita também foram herdados de alguns autores que os utilizam para explicar a dinâmica pedológica em superfície (CAMPY & MACAIRE, 1989; DELVIGNE, 1998). Campy & Macaire (1989) apresentam um esquema de perfil de alteração, na qual a alterita pode apresentar três fácies distintas (Figura 19):

- Rocha alterada compacta (RA): muito semelhante à rocha mãe ou sã. Material coeso que se distingue da rocha apenas pela alteração de alguns minerais detectáveis a nível microscópico, e através da cor ferruginosa ligada à oxidação de ferro.
- Alterita com estrutura da rocha conservada ou isoalterita (ASC): rocha nitidamente alterada, com perda de coesão. A alteração é isovolumétrica, pois há perda de elementos químicos, alteração mineral, mas sem alteração do volume original da rocha. Os grãos de minerais primários que constituem o

esqueleto permanecem no lugar, rodeados por vazios e minerais secundários que formam o plasma.

- Alterita com estrutura da rocha mãe modificada ou aloalterita (ASM): rocha alterada com perda de material (esqueleto). A estrutura e o volume inicial da rocha são alterados.

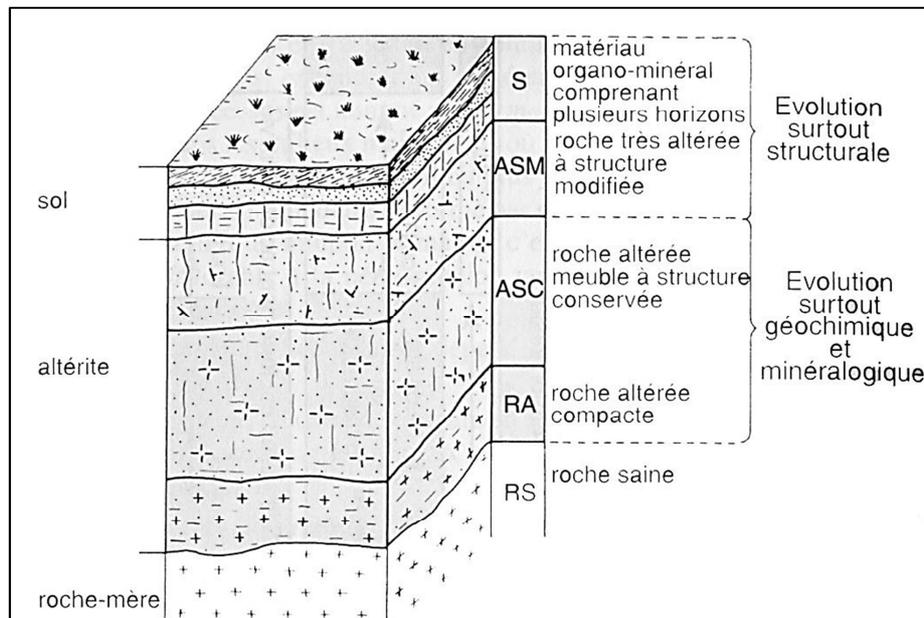


Figura 19. Esquema teórico de um perfil de alteração segundo Campy & Macaire (1989)

Mais recentemente, Rodet (2017) introduziu o termo antecarste, que representa uma fase de alteração inicial da rocha, anterior à formação da alterita. Durante essa fase, a água quimicamente saturada promove o surgimento do fenômeno físico de distribuição dos elementos químicos pela concentração regular na forma de bandas ou anéis, denominados Liesegang. As bandas de Liesegang foram descritas pela primeira vez em 1897, por um químico alemão chamado Raphael Eduard Julius Liesegang (BENEKE, K, 2004). Em termos litológicos, essas formas representam expressões visuais de alteração geoquímica da rocha. A sua origem é atribuída à precipitação rítmica dos óxidos e hidróxidos de ferro e de manganês a partir da água quimicamente saturada com esses mesmos elementos, em circulação dentro da rocha (LECOQ *et al.*, 2015).

As bandas e anéis de Liesegang são muito frequentes dentro das cavidades subterrâneas. No interior da caverna Petites Dales, na região norte da França, por exemplo, pesquisadores identificaram 87 exemplos dessas feições em uma de suas galerias desenvolvida na greda (RODET *et al.*, 2016) (Figura 20). Contudo, esse

fenômeno e sua relação com a carstificação são ainda pouco estudados, levando a questões ainda inconclusivas sobre a tipologia de Liesengang e sua relação com a alteração e a permeabilidade da rocha.

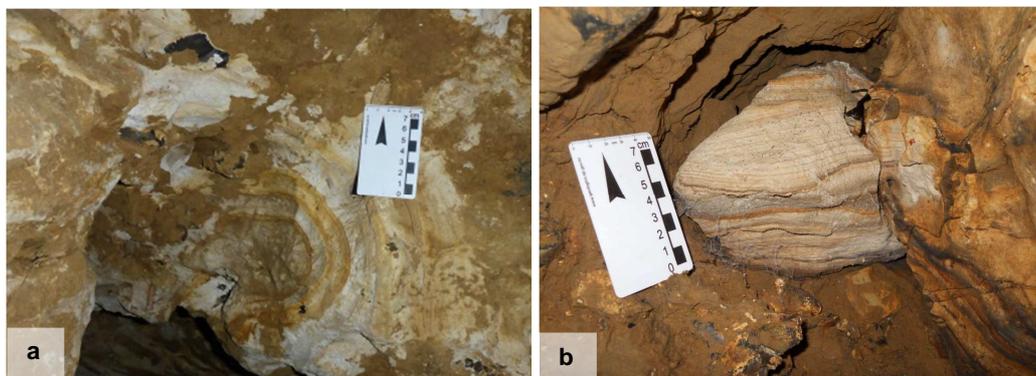


Figura 20. Anéis de Liesengang identificados no interior da caverna Petites Dales (a), e caverna Le Tilleul (B) região da Normandia, França

Este capítulo tem como objetivo apresentar os fatores identificados na área de estudo, que permitem a concentração da água e, conseqüentemente, a alteração diferencial no interior dos maciços quartzíticos. Com base nas análises macroscópicas, micromorfológica, mineralógica e geoquímica, serão demonstradas algumas condições necessárias para a alteração dos quartzitos e a formação das cavernas na área.

3.1. Materiais e métodos

3.1.1. Caracterização geológica sobre o comportamento geoquímico dos quartzitos

Anteriormente à fase de coleta das fácies no interior das cavernas em estudo, foi feita uma caracterização geológica nos maciços residuais quartzíticos da área e no interior das cavernas. Essa caracterização teve como propósito identificar elementos em meio subterrâneo e externo, que permitiram a alteração concentrada nos quartzitos. Essas observações foram feitas tendo como base referências bibliográficas que abordaram esses aspectos (QUINIF, 2010; RODET, 2014), bem como trabalhos de campo realizados no carste na greda da região da Normandia na França e nos arenitos da região de Fontainebleau, sul de Paris.

3.1.2. Coleta de materiais e descrição dos pontos de coleta

As cavernas selecionadas para coleta e análises das alteritas foram: a Caverna das Dobras, a Gruta Monte Cristo e a Gruta do Salitre. A Cav-01 também é citada nesse trabalho, embora não tenham sido realizadas coletas na mesma, uma vez que a

mesma apresenta tamanho muito reduzido e pouco potencial para coleta e análise de material de alteração.

No interior das três cavernas mencionadas acima foram coletadas amostras deformadas e indeformadas de quartzito com diferentes graus de alteração. As amostras indeformadas foram utilizadas para fabricação de lâminas delgadas. Já as amostras deformadas foram usadas para as análises de difração de raios –X.

No interior das cavernas, buscou-se coletar essas amostras em perfis de alteração para que os estágios de intemperismo da rocha fossem compreendidos. Contudo, os perfis de alteração foram observados somente na Gruta do Salitre. Na Caverna das Dobras e Gruta Monte Cristo não foi possível identificar um perfil. Para essas cavernas foi feita a coleta em diferentes partes das cavidades, buscando encontrar o maior número possível de fácies com diferentes níveis de alteração. Na parte exterior dessas cavernas foi realizada a coleta de rocha pouco alterada que foi utilizada como amostra controle para comparação das demais fácies de alteração. Ainda no interior dessas cavidades foi identificado um material inconsolidado com organização semelhante a uma estrutura sedimentar. As análises realizadas sobre esse material tiveram como objetivo buscar a origem desse material (sedimentar ou *in situ*).

A descrição macroscópica das fácies foi feita analisando a cor e o grau de alteração das mesmas, sobretudo com base na consistência e se o material apresentava estruturas aparentes herdadas do material parental ou não. Quando o material se encontrava desagregado, foi verificado se este era passível de ser transportado pela água. Em seguida, as fácies encontradas foram organizadas em grupo de acordo com as suas características macroscópicas semelhantes.

3.1.3. Petrografia, análises mineralógicas e micromorfológica

A análise petrográfica e micromorfológica foi realizada por microscópio óptico no laboratório do departamento de Geografia na Universidade de Rouen, França. As lâminas foram estudadas buscando identificar diversos aspectos, tais como: constituição mineralógica, textura, porosidade, microestrutura, produtos de alteração, etc. As descrições micromorfológicas foram feitas conforme os preceitos de Bullock et al (1985) e Stooks et al (2010), objetivando identificar os diferentes graus de alteração das fácies e os mecanismos que atuam nessa alteração.

A descrição mineralógica das lâminas foi complementada com a análise de difração de raios-X (DRX), utilizando as amostras deformadas relativa em todas as fácies. Esta

análise foi feita no Centro de Pesquisa Professor Manuel Teixeira da Costa (CPMTC), da Universidade Federal de Minas Gerais. Essa análise foi feita apenas para os minerais de fração argila.

3.1.4. Análise granulométrica

A análise granulométrica foi realizada em cada uma das fácies identificadas e coletadas no interior das cavernas em estudo. Essa análise foi realizada no laboratório de Geomorfologia da Universidade Federal de Minas Gerais, e o método empregado para foi baseado no Comunicado Técnico da Embrapa (2012).

Inicialmente foi feita a separação das frações: areia grossa, areia fina, silte e argila. Por se tratar de um material quartzoso, também foi realizada a separação da areia nas seguintes frações: areia muito grossa (2,00 – 1,00), areia grossa (1,00 – 0,50), areia média (0,50 – 0,21), areia fina (0,21 – 0,10) e areia muito fina (0,10 – 0,05). Essa subdivisão da fração areia teve como objetivo verificar se as partículas de areia sofrem alterações com avanço do processo de intemperismo.

3.1.5. Análise geoquímica

No laboratório Morfodinâmica & Continental Costeira, do departamento de Geologia na Universidade de Rouen, França, as lâminas delgadas foram cobertas por uma película de carbono para análise em Microscópio eletrônico de varredura (MEV). Foram selecionadas 6 lâminas mais significativas, para análise no MEV, com objetivo de identificar os elementos químicos associados à alteração das fácies.

3.1.6. Cruzamento dos dados

Por fim, foi feito o cruzamento dos dados de todas as análises realizadas nas fácies coletadas nas cavernas em estudo. A partir desse cruzamento, foi possível estabelecer uma relação entre as condições de alteração dos quartzitos das cavernas de um modo geral.

3.2. Resultados e discussões

3.2.1. Diferentes níveis de alteração dos quartzitos da área de estudo

As características petrográficas que mais se destacam, e que são comuns em ambientes externos e subterrâneos na área, são aquelas que indicam a mobilização e concentração de ferro³ no interior dos quartzitos. Bandas de coloração bruno alaranjadas são frequentes e representam evidências de reações de oxidação do ferro dentro dos quartzitos (Figura 21 a). Essas bandas apresentam espessuras variáveis, entre 1 a 10 cm. Ocorrem como linhas onduladas de oxidação do ferro, que penetram na rocha, sem qualquer relação com as estruturas (Figura 21 d), conhecidas como anéis de Liesengang. Todavia, também podem ser verificadas como linhas mais ou menos paralelas em torno de estruturas da rocha, como os planos estratigráficos e fraturas subverticalizadas (Figura 21 b; c).

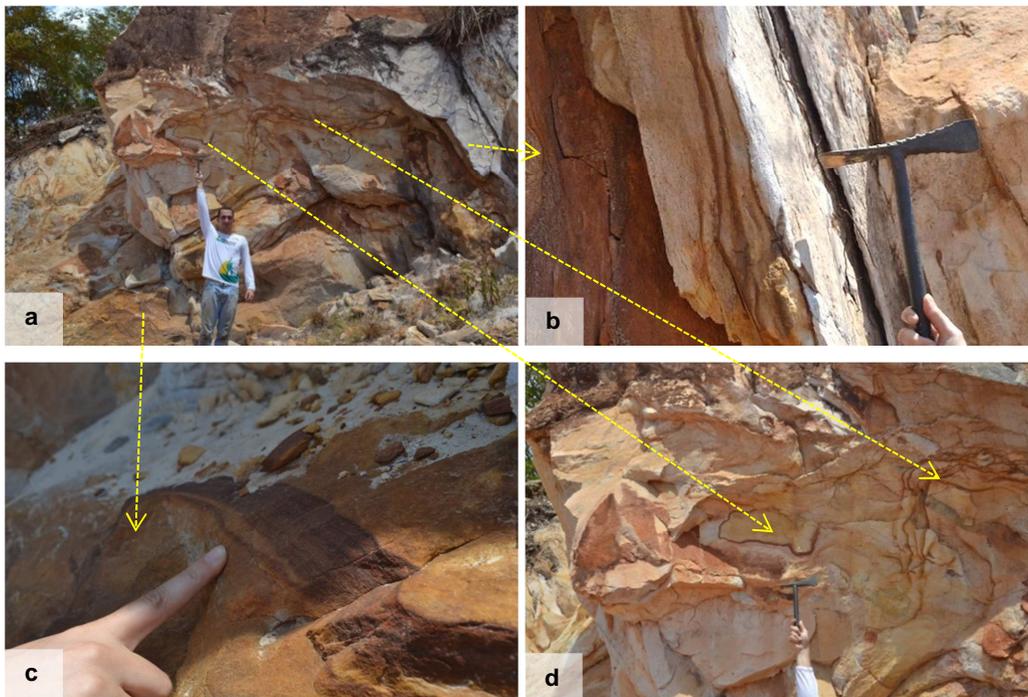


Figura 21. a) Maciço quartzítico próximo à Gruta Monte Cristo com várias evidências de mobilizações de ferro: b) bandas de diferentes gradações de vermelho (concentração de ferro) até a cor branca com pouca ou ausência de ferro que marcam, aparentemente, níveis mais friáveis. Essas bandas estão mais ou menos alinhadas segundo fraturas subverticais; c) linhas onduladas sem que qualquer relação com as estruturas do tipo bandas (c) ou anéis de Liesengang (d)

³ A cor vermelha indica mobilização de ferro. Contudo também pode haver a movimentação de outros elementos além do ferro. Essas informações estão detalhadas no item 3.2.3. Análise geoquímica e mineralógica.

Na Figura 21 b, nota-se níveis de organização de cores mais contrastantes, desde a cor bruna alaranjada que indica maior concentração de ferro, à cor branca que sugere baixa ou ausência de ferro. O nível branco se encontra aparentemente mais friável em função da lixiviação de elementos químicos, notadamente o ferro. Isso demonstra que a intensidade de mobilização de ferro no interior dos quartzitos pode alterar a resistência dessas rochas.

Próximo à superfície do maciço, nota-se que zonas diferenciais de maior alteração dos quartzitos estão associadas às bandas de Liesegang. Isso é decorrente do acúmulo de ferro em finas camadas, que faz com que o fluxo hídrico descendente seja barrado. Esse barramento cria níveis suspensos na forma de bacias, que promovem a alteração gradual do material sobrejacente. Essas bacias podem representar o início da formação de dolinas. Dessa forma, nesta porção do maciço, é possível observar a inscrição morfológica gerada pela alteração concentrada e as primeiras fases de alteração do carste (Figura 22 a). Por outro lado, na Figura 22 b, observa-se que a alteração concentrada no mesmo maciço é menor, não apresenta indicação morfológica, e ocorre na forma de anéis de Liesegang e ao longo de uma fratura subvertical. A alteração maior ocorre de forma generalizada dando origem ao solo.



Figura 22. Exemplos de comportamentos diferenciados da alteração dentro do mesmo maciço, situado próximo à Gruta Monte Cristo: A) Formas onduladas que indicam bandas de Liesegang (indicações em vermelho na figura). Observa-se ocorrência de material próximo à superfície, de cor branca e cobertura de matéria orgânica (indicação em amarelo na figura). A alteração desse material está condicionada a bandas de Liesegang e adquire forma ondulada (bacias), semelhante aos mesmos (destaque e laranja na figura); B) Acerca de 50 m a jusante do ponto (A), observa-se que a alteração no mesmo maciço é menor e não há indicação morfológica. A alteração concentrada ocorre na forma de anéis de Liesegang (círculo vermelho) e ao longo de uma fratura subvertical (detalhe da imagem). A alteração maior ocorre de forma generalizada dando origem ao solo

A Cav-01 é uma evidência de como a mobilização e concentração de ferro representa um mecanismo importante no processo formação de vazios subterrâneos. O desenvolvimento dessa caverna foi condicionado por uma fratura subvertical preenchida por ferro. O preenchimento é composto por um material endurecido e mais resistente, pois o mesmo permanece no teto da caverna. Isso demonstra que os níveis de concentração de ferro podem ser intensos a ponto de promover a recristalização mineral. Quando o fluxo descendente alcança o nível de base, a alteração passa a ser lateral ao longo das camadas da rocha (Figura 23).



Figura 23. Cav – 01. a) Fratura subvertical preenchida por ferro que condicionou o desenvolvimento da caverna. Em vermelho, indicação da localização da fratura. As setas azuis indicam movimento descendente da água em um primeiro momento, e lateral ao alcançar o nível de base, acompanhando o desenvolvimento das camadas levemente dobradas (tracejado de preto). O limite em amarelo indica material mais alterado; b) Detalhe para preenchimento da fratura; c) Preenchimento da fratura que permaneceu no teto da caverna enquanto o fluxo foi redirecionado lateralmente removendo as camadas; d) Fratura preenchida no teto da caverna

No interior da Cav-01, fica evidente que o mecanismo de mobilização e concentração de ferro se propaga no interior do maciço. Até mesmo nas paredes do corredor de inserção dessa caverna, é notável como a redistribuição de ferro pode alcançar níveis dicotômicos de concentração desse material (Figura 24).



Figura 24. À esquerda, linha de concentração de ferro na parede da Cav-01. À direita, anéis de Liesegang com níveis de concentração de ferro. Destaca-se que no entorno o material se encontra branco, demonstrando alto nível de lixiviação de ferro

Exemplo semelhante ao verificado na área de estudo, também foi retratado nos quartzitos micáceos da região fluvial da Pensilvânia. De acordo com Fu *et al* (1993), os arenitos estudados nessa região apresentam manifestação visual de evidências de alteração através da oxidação, relacionada à circulação hídrica ao longo e nas proximidades de fraturas verticais. No interior das fraturas foram identificadas camadas ou crostas formadas por precipitação e deposição de minerais secundários, denominadas como *fracture skin*. As bandas de oxidação de ferro nas proximidades das fraturas foram reconhecidas como bandas de Liesegang, pois não são controladas por essas estruturas. Os resultados das análises demonstraram que essas alterações modificam as propriedades hidrogeológicas da rocha, em vista das variações significativas de porosidade e permeabilidade no interior dos maciços. As *fractures skins* apresentaram um redução significativa da porosidade e permeabilidade em relação à rocha original. Evidências petrográficas revelam que o ferro foi mobilizado e redistribuído durante o desenvolvimento de Liesegang. As bandas de Liesegang representam zonas de comportamento bimodal. As zonas oxidadas apresentam baixos valores de permeabilidade e redução da porosidade. Já as zonas onde o ferro foi perdido via lixiviação apresentam comportamento oposto.

Com base no exposto acima, é notável que o mecanismo de mobilização e concentração de ferro é fundamental no processo de alteração concentrada nos quartzitos da área, pois esse mecanismo cria áreas de maior e menor susceptibilidade à alteração. Essa redistribuição de ferro parece ser gradual na medida em que o processo de alteração avança no maciço, alterando a resistência dos materiais. Os níveis de concentração de ferro podem estar associados a estruturas da rocha ou sem qualquer relação com as mesmas (Liesegang). *Fracture skin* são muito frequentes no

teto e piso da Gruta Monte Cristo e da Gruta do Salitre, indicando que as fraturas subverticais representam um elemento importante para introdução de água em grandes profundidades e na concentração de ferro.

3.2.2. Caracterização das fácies identificadas no interior das cavernas em estudo

Com base na descrição macroscópica das fácies identificadas nas cavernas em estudo, foi possível identificar sete grupos que apresentam características e condições de alteração semelhantes entre si. Conforme demonstra o Quadro 1, foi feita uma tentativa de organizar as fácies de acordo com condições semelhantes de alteração, sendo o grupo I representando por material menos alterado até os grupos VI e VII, que são compostos pelas fácies mais alteradas. Porém, é importante destacar que essa organização não visa estabelecer fases ou cronologia de alteração dos quartzitos dentro das cavernas.

Os grupos I a VI representam fácies de alteração *in situ*. Já o grupo VII indica a presença de material com estrutura mais complexa, associada a uma organização sedimentar, mas que também remete a ideia de uma possível redistribuição mineral no interior do material, semelhante à estrutura de bandas de Liesegang. Este grupo foi identificado na Caverna das Dobras e na Gruta Monte Cristo.

Quadro 1. Características macroscópicas das fácies identificadas nas cavernas em estudo

Grupo	Características macroscópicas das fácies
VII	Muito alterada, consistência solta, completamente desagregada, passível de ser transportada pela água corrente. Organização semelhante a uma estrutura sedimentar, mas que também remete a ideia de redistribuição mineral no interior do material, semelhante à estrutura de bandas de Liesegang.
VI	Muito alterada, consistência solta, completamente desagregada, passível de ser transportada pela água corrente, sem presença de estrutura aparente.
V	Muito alterada, consistência solta, desagregada, passível de ser transportada pela água corrente, conserva estrutura de forma sutil.
IV	Consideravelmente alterada, facilmente de ser desintegrada pela mão (consistência macia), conserva estrutura de forma sutil.
III	Consideravelmente alterada, estruturas preservadas, passível de ser desintegrada pela mão (consistência ligeiramente dura).
II	Moderadamente alterada, preserva as estruturas e consistência dura.
I	Rocha pouco alterada

Ressalta-se que nem todos os grupos de fácies foram identificados em cada uma das cavernas, conforme demonstra os resultados. Por outro lado, fácies de um mesmo grupo podem se repetir dentro da caverna, mas com características particulares. Sendo assim, quando necessário, foram criadas subdivisões para apontar essas diferenças de fácies dentro de um mesmo grupo. Por fim, os pontos de coleta das fácies também foram caracterizados para melhor análise das condições de alteração dos quartzitos.

CAVERNA DAS DOBRAS

Localização dos pontos de coleta e caracterização macroscópica

No interior da Caverna das Dobras foram identificados três tipos de fácies com base na descrição dos grupos apresentados no **Erro! Fonte de referência não encontrada.** As fácies VII, IV e II estão localizados no piso da caverna, onde se verifica que os processos ainda são atuantes, devido à presença de um canal intermitente (Figura 25). A fácies representa um material inconsolidado que recobre as fácies IV e II, identificadas como materiais alterados *in situ*. A fácies VII e IV estão posicionadas a montante da caverna, e a fácies II a jusante, próxima à entrada e em nível inferior as outras duas fácies. Além desses pontos, foi coletado um material rochoso na parte exterior da caverna, que representa a amostra menos alterada ou fácies I. O Quadro 2 apresenta a descrição macroscópica das fácies identificadas na caverna.

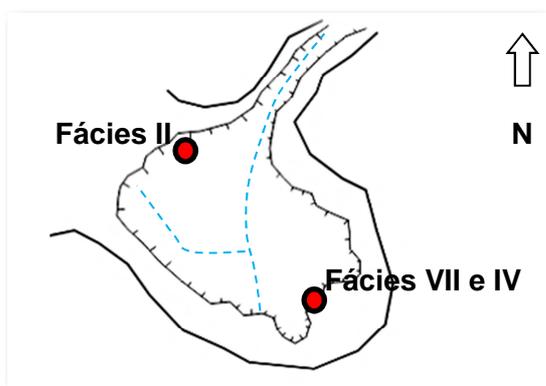


Figura 25. Localização dos pontos coletados na Caverna das Dobras

Quadro 2. Descrição macroscópica das fácies de alteração identificadas na Caverna das Dobras. .

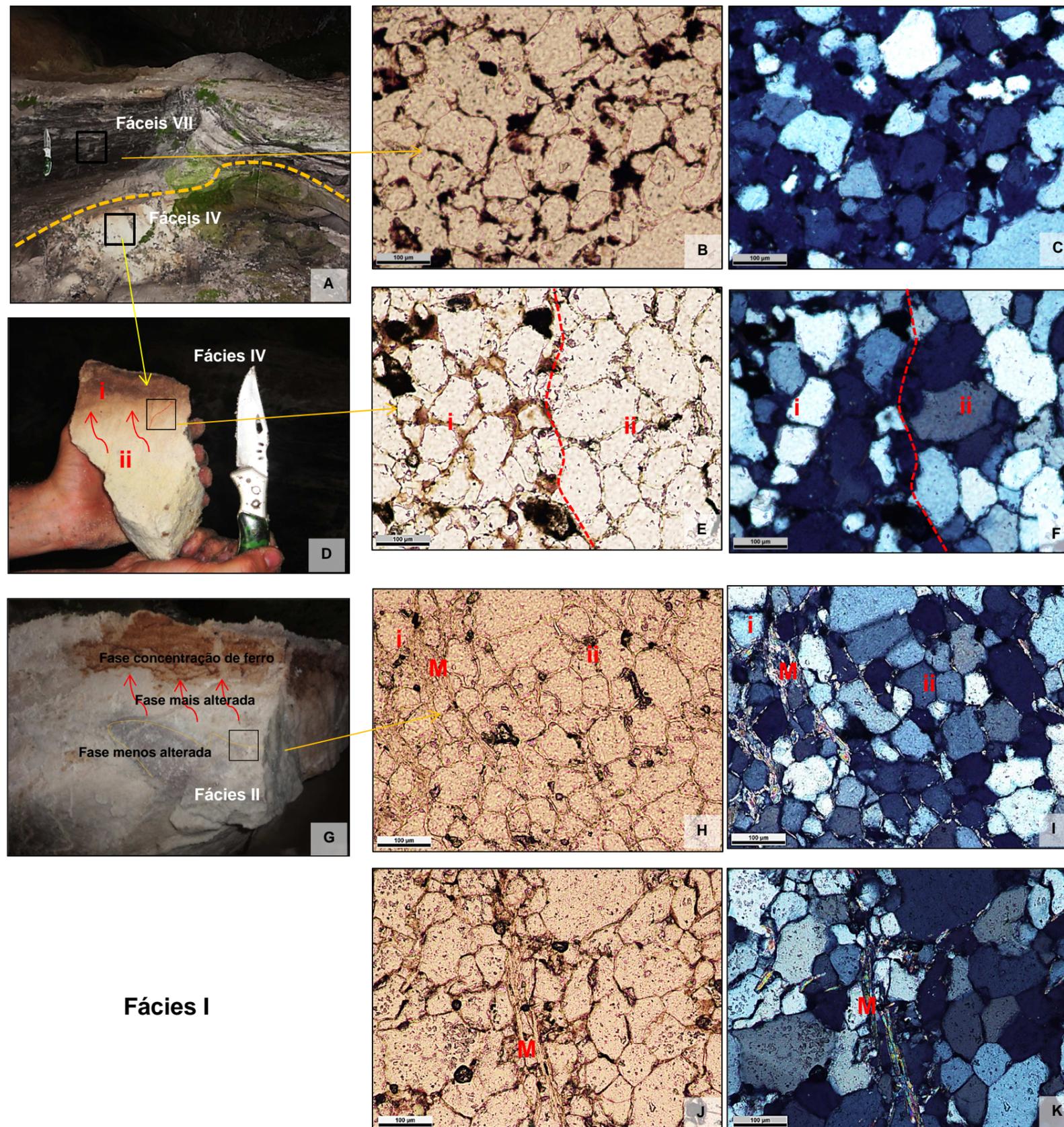
Fácies	Grau de alteração da fácies	Espessura e cor da fácies
VII	Muito alterada, consistência solta, completamente desagregada, passível de ser transportada pela água corrente. Organização semelhante a uma estrutura sedimentar, mas que também remete a ideia de redistribuição mineral no interior do material, semelhante à estrutura de bandas de Liesegang.	Possui cerca de 40 cm de espessura, com intercalações de camadas finas de cor clara e escura, semelhante a uma estrutura sedimentar. Essa distribuição de cores também remete a ideia de redistribuição elemento no interior da fácies. Essa redistribuição parece ser proporcionada pela oscilação do nível de base, originando níveis intercalados de oxidação e redução de Mn (Figura 26 a).
IV	Consideravelmente alterada, fácil de ser desintegrada pela mão (consistência macia), conserva estrutura de forma sutil.	Possui cerca de 20 cm de espessura. Representa um quartzito alterado <i>in situ</i> , com distribuição de cores que indicam difentes níveis de concentração de ferro. A porção inferior possui cor amarelada que indica presença de goethita e menor concentração de ferro. A porção superior apresenta um cortex de cor avermelhada em degradê, que sugere maior concentração de ferro, com formação da hematita (Figura 26 b). A amostra foi coletada no período chuvoso e se encontrava úmida.
II	Moderadamente alterada, preserva as estruturas e consistência dura.	Apresenta cerca de 20 cm de espessura. Possui três colorações distintas: (i) cinza clara na base; (ii) esbranquiçada em posição intermediária e (iii) um capeamento superficial de cor avermelhada. De acordo com a Figura 26 h, nota-se que a cor cinza representa a fácies menos alterada, que ainda conserva características da rocha. A cor esbranquiçada indica esvaziamento geoquímico, portanto perda de elementos e, aparente remobilização para a parte superior de cor vermelha, a qual indica concentração de ferro. É válido destacar que o material de cor vermelha é superficial e recobre quartzito de cor branca (ver seta amarela na Figura 26 h).
I	Rocha pouco alterada	-

Descrição micromorfológica das fácies

A fácies VII possui material de textura arenosa, composto predominantemente de quartzo e material fino na forma de agregados (cor escura) entre os grãos de quartzo. Os agregados não ocupam totalmente os espaços intersticiais, que são preenchidos por espaços vazios (19%), semelhante a uma trama enáulica de acordo com Stoops & Jongerius apud (BULLOCK,1985). De forma geral, o material apresenta uma microestrutura desordenada se comparada com a fácies I. Os grãos de quartzo não apresentam relação de contato entre si, possuem bordas muito alteradas (morfologia subarredondada), e na forma de fragmentos (Figura 26 b; c).

A fácies IV possui material de textura arenosa, composto predominantemente de quartzo de morfologia angulosa a subangulosa. Essa fácies apresenta características microscópicas que podem ser agrupadas em dois tipos: (i) grãos de quartzos embutidos a uma massa de finos, semelhante a uma trama porfírica de acordo com Stoops & Jongerius apud (BULLOCK et al, 1985); e (ii) presença de plasma na forma de preenchimentos incompletos entre os grãos de quartzo (Figura 26 f; g), semelhante a uma trama aglomeroplástica de acordo com Brewer apud BULLOCK et al (1985). Macroscopicamente, o tipo (i) corresponde à cor avermelhada (concentração de ferro) e o tipo (ii) corresponde à cor amarelada (esvaziamento geoquímico) (Figura 26 e). De forma geral, a porosidade é de 16%, mas a interconectividade entre os grãos pode ser visualizada somente no tipo (ii).

A fácies II possui material de textura arenosa, composto predominantemente de quartzo de morfologia angulosa a subangulosa. Assim como a fácies IV, também pode ser dividida internamente em: (i) menos alterada, uma vez que conserva minerais primários como a muscovita, e (ii) mais alterada, em que se observa início da abertura de espaços entre os grãos (porosidade intergranular interconectada), e resquícios de preenchimentos (material de alteração de cor preta) (Figura 26 i; j). Nota-se que em nível macroscópico, esse material possui uma zona de acumulação de ferro na parte superior (cor vermelha), que sugere que houve uma mobilização desse elemento abrindo espaços entre os grãos (Figura 26 h). A microestrutura é do tipo aglomeroplástica, com presença de preenchimentos incompletos. O material preserva relação de contanto entre os grãos de quartzo, uma vez que os espaços entre os mesmos são pequenos, conservando, de certa forma, a estrutura original da rocha.



A: Perfil das fácies VII e IV
 B: Fotomicrografia da fácies VII
 C: Fotomicrografia da fácies VII (polarização)

D: Visão macroscópica da fácies IV
 E: Fotomicrografia da fácies IV
 F: Fotomicrografia da fácies IV (polarização)
 (i): trama porfirítica
 (ii) trama aglomeroplástica

G: Visão macroscópica da fácies II
 H: Fotomicrografia da fácies II
 I: Fotomicrografia da fácies II (polarização)
 (i): fase menos alterada
 (ii) fase mais alterada
 (M): muscovita

J: Fotomicrografia da fácies I
 K: Fotomicrografia da fácies I (polarização)
 (M): muscovita

Figura 26. Aspectos macroscópicos e microscópicos das fácies identificadas na Caverna das Dobras

A fácies I representa um material rochoso pouco alterado, de textura arenosa e baixo grau de metamorfismo. Composto predominantemente por quartzo de morfologia angulosa. Ainda conserva a muscovita (mineral primário), que ocorre como uma matriz entre os grãos de quartzo, por vezes pouco orientada. A microestrutura é do tipo granular, pois o plasma ocorre somente como pedofeições do tipo preenchimentos (BULLOCK et al, 1985). A porosidade é baixa (1%), pois o material intersticial (muscovita e finos) ocupa os espaços entre os grãos, mantendo a relação de contato entre os mesmos e conservando a estrutura original da rocha (Figura 26 j; k).

De forma geral, o material grosso das fácies analisadas apresenta textura predominantemente arenosa. Nas fácies I e II, a muscovita se encontra bastante alterada. Nas fácies IV e VII a muscovita já foi quase totalmente substituída por minerais secundários (material fino).

O material fino nas cores bruna e preta está associado, sobretudo à alteração da muscovita. A Figura 27 ilustra o início da alteração da muscovita, na fácies I. O material de cor preta parece ser o mais alterado, uma vez que forma nódulos. É interessante observar que o material fino é passível de ser removido promovendo a formação de porosidade intergranular. Na fácies VII, o material fino é diferente, pois possui aspecto denso e cor escura avermelhada (Figura 26 b;c).

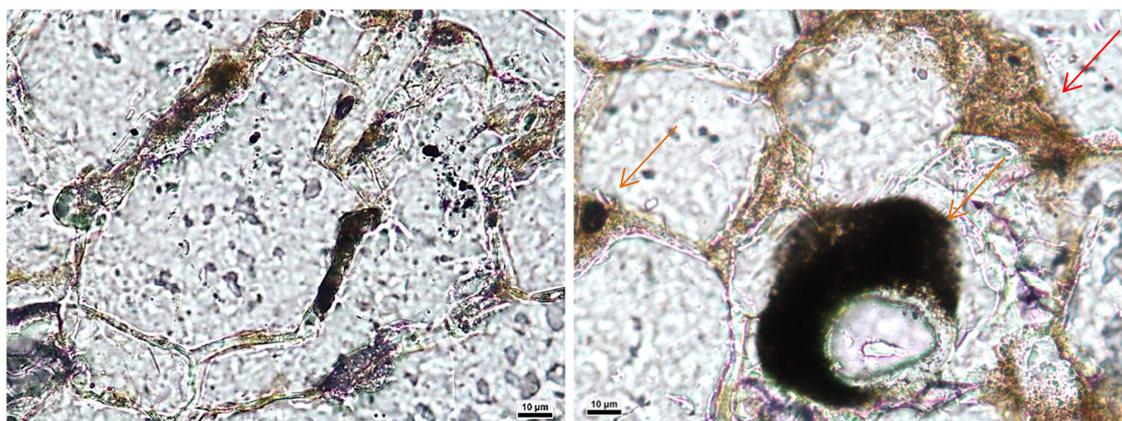


Figura 27. Início da alteração da muscovita na fácies 1, nas cores bruna e preta (a esquerda). A direita, dispersão do material fino (indicação de vermelho) e formação de nódulos na cor preta (indicação em laranja)

A análise de difração de raios $-X$ identificou minerais secundários como a caulinita, montmorilonita e gibbsita, que são produto de alteração da muscovita (também identificada nesta análise). Estes minerais secundários compõem o plasma.

Nas fácies I e VII foram identificados quartzos fissurados, preenchidos por óxidos de Fe e/ou Al, denominados ruiniquartz⁴ (STOOPS et al., 2010). Isso demonstra que a alteração pode ser efetiva também no interior dos grãos. Na fácies VII são encontrados muitos fragmentos de quartzo, como consequência do processo de fratura dos grãos (Figura 28).

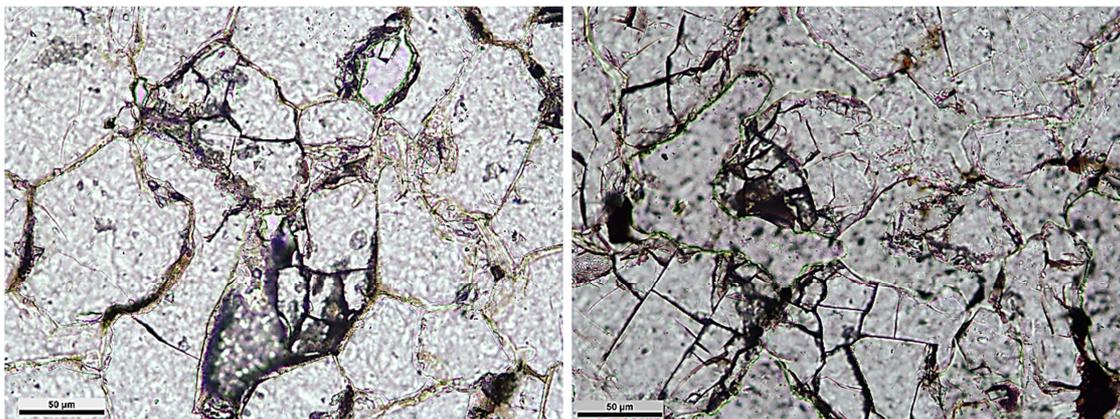


Figura 28. Exemplos de ruiniquartzs presentes nas fácies I a esquerda e VII a direita

Quantificação dos elementos microscópicos das fácies

De acordo com o gráfico da Figura 29, observa-se que o aumento da porosidade está diretamente relacionado com a diminuição dos elementos quartzo e muscovita. Observa-se uma diminuição na porcentagem de finos da fácies I para fácies II, e um aumento significativo nas fácies IV e VII. Na fácies IV esse aumento ocorre de forma concentrada, conforme pode ser observado na Figura 26 f; g. Na fácies VII a porcentagem de finos também é relativamente grande, contudo esse material não é capaz de sustentar os grãos de quartzo, devido a porcentagem maior de poros. Esta fácies apresenta uma estrutura completamente desordenada e totalmente diferente das fácies *in situ*.

⁴ O ruiniquartz é formado pela infusão de material fino de ferro ou alumínio amorfo dentro das fissuras dos grãos de quartzo, que se transformam em goethita, hematita ou gibbsita. Está associado ao processo de laterização dos solos (STOOPS et al, 2010).

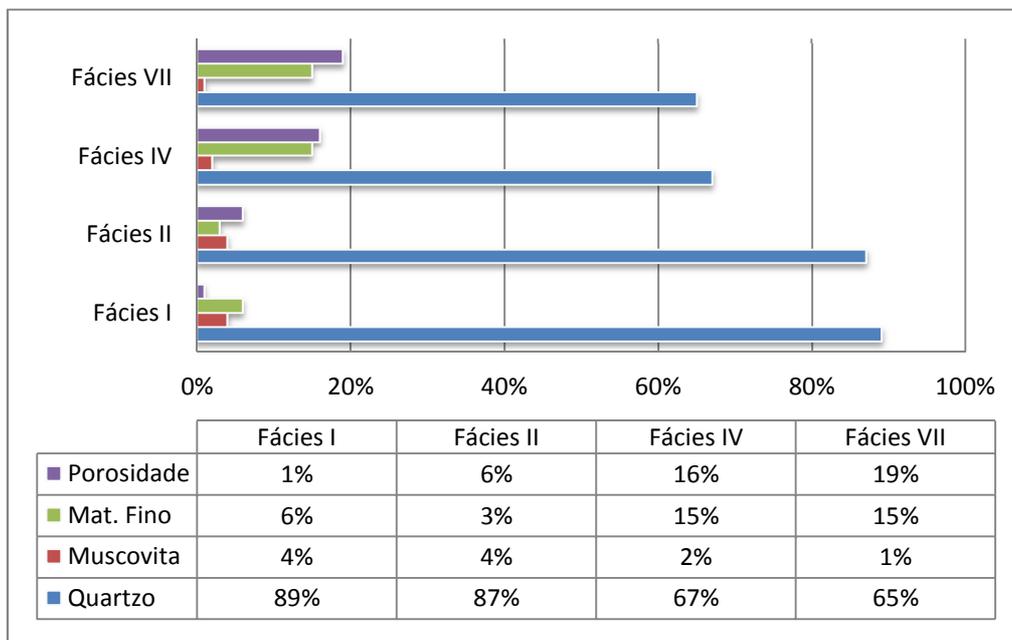


Figura 29. Gráfico da relação entre os elementos: quartzo, muscovita, material fino e porosidade

Sobre a alteração da morfologia dos grãos de quartzo, nota-se que ela está diretamente associada à abertura de vazios. Quanto maior a exposição dos grãos à circulação hídrica, maior o grau de alteração das bordas (Tabela 2 no Anexo II).

GRUTA MONTE CRISTO

Localização dos pontos de coleta e caracterização macroscópica

Na Gruta Monte Cristo foram descritos quatro pontos de coleta localizados em diferentes partes no interior da cavidade. O ponto mais a montante da caverna (P1), onde os processos hídricos são praticamente inativos devido ao rebaixamento do nível de base, conserva as fácies mais alteradas (V e VI). Este ponto se localiza no piso da caverna. No ponto P2 foram identificadas as fácies II, III e VII. A fácies VII representa um material inconsolidado inserido em uma reentrância. Possui cerca de 90 cm de altura e 3 m de largura. As demais localizadas neste ponto se encontram na parede, próxima à reentrância.

Os Pontos 3 e 4 se situam a jusante do conduto principal, próximo ao sumidouro. O Ponto 4 está na parede da cavidade, e o Ponto 3 está próximo ao piso e ao canal de drenagem.

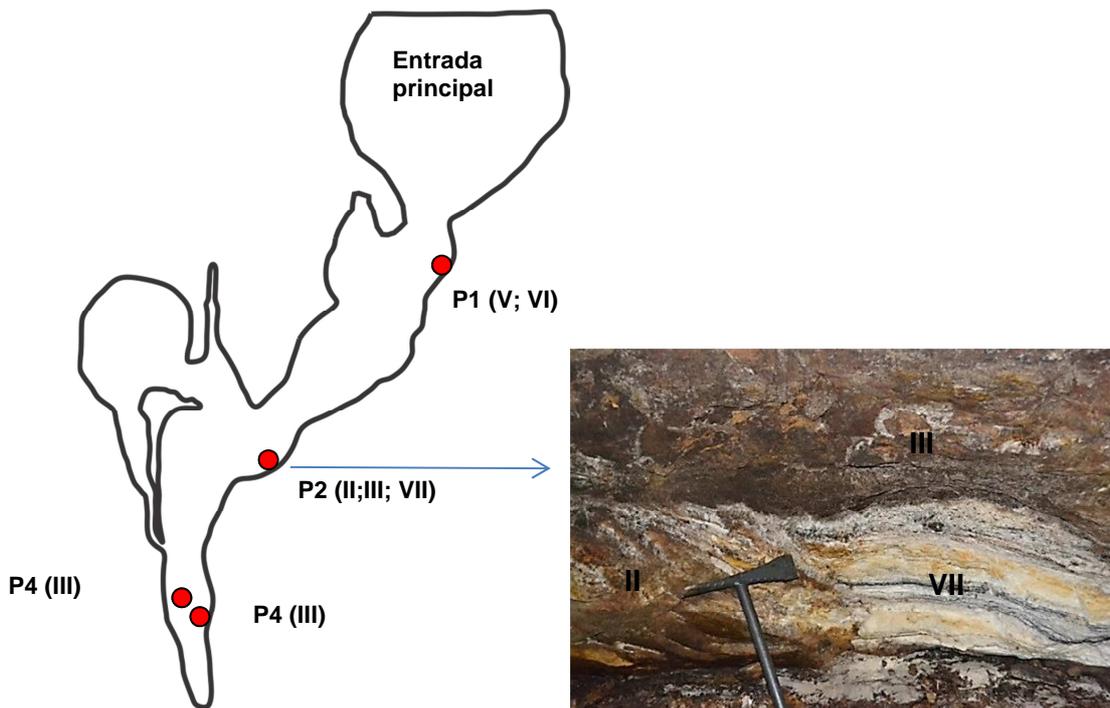


Figura 30. Localização dos pontos de coleta da Gruta Monte Cristo

Conforme demonstra o Quadro 3, no total, foram descritas quatro fácies diferentes relativas à Gruta Monte Cristo. Destaca-se que a fácies III foi subdividida em 3 tipos (i; ii; iii).

Quadro 3. Descrição macroscópica das fácies de alteração identificadas na Gruta Monte Cristo

Fácies	Grau de alteração das fácies	Espessura e cor das fácies
VII	Muito alterada, consistência solta, completamente desagregada, passível de ser transportada pela água corrente. Organização semelhante a uma estrutura sedimentar, mas que também remete a ideia de redistribuição mineral no interior do material, semelhante à estrutura de bandas de Liesegang.	Possui cerca de 90 cm espessura. Organiza-se em camadas amareladas (goethita) com cerca de até 5 cm, e finas camadas escuras e brancas (1 mm a 3 cm) de distribuição rítmica, semelhante a uma estrutura observada na fácies C1 da Caverna das Dobras (Figura 31 a).
VI	Muito alterada, consistência solta, completamente desagregada, passível de ser transportada pela água corrente, sem presença de estrutura aparente.	Possui cerca de 30 cm de espessura. Cor predominantemente branca, com mancha amarelada na base (goethita) (Figura 31 d).
V	Muito alterada, consistência solta, desagregada, passível de ser transportada pela água corrente, conserva estrutura de forma sutil.	Possui cerca de 30 cm de espessura. Possui cor branca a bruna clara, com presença de linhas horizontalizadas bruna escura (Figura 31 d)..
III	Consideravelmente alterada, estruturas preservadas, passível de ser desintegrada pela mão (consistência ligeiramente dura).	i - Apresenta coloração predominantemente bege, com presença de córtex de cor avermelhada alterando gradativamente para cor amarelada. Nota-se presença de minerais máficos, sobretudo ao longo do cortex Figura 32 a.
		ii - Apresenta coloração cinza claro, com poucas manchas de cor amarela (indicando presença de goethita). Nota-se ocorrência de pontos pretos que indicam presença de minerais máficos (Figura 32d).
		iii - Possui cor amarelo claro, com manchas mais escuras amarelas. Os minerais máficos são mais frequentes nessa fácies que a fácies ii. Observa-se uma crosta escura de 2 cm de espessura aproximadamente Figura 32 g.
II	Moderadamente alterada, preserva as estruturas e consistência dura.	Encontra-se capeada por uma crosta escura intercalada com as cores preta, bruna e amarela. Internamente o material é caracterizado por um quartzito de cor branca com manchas amareladas (Figura 33 a).
I	Rocha pouco alterada	-

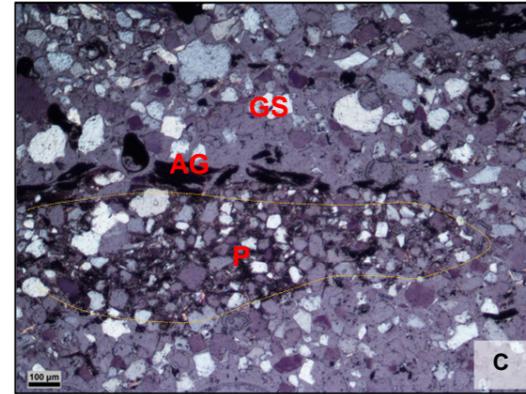
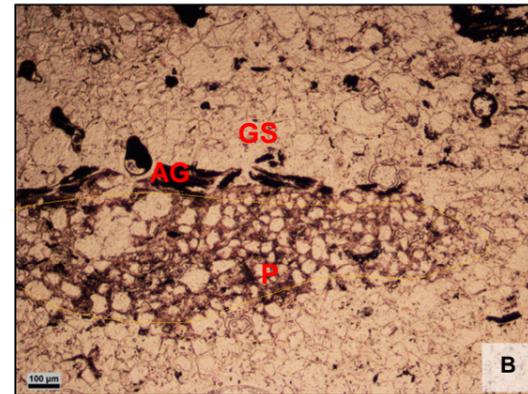
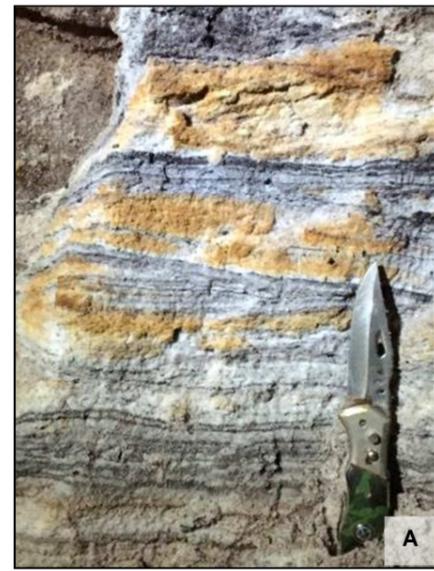
Descrição micromorfológica das fácies

Na fácies VII a estrutura principal é do tipo grão simples (70%- GS). O material fino denso aparece mais ou menos alinhado e aglomerado na forma de lâminas horizontalizadas (AG). Essa fácies também possui o padrão do tipo porfírico (P), mas de ocorrência restrita na amostra e na forma de aglomerados suspensos (20%). A porosidade é elevada, cerca de 20% (Figura 31b; c).

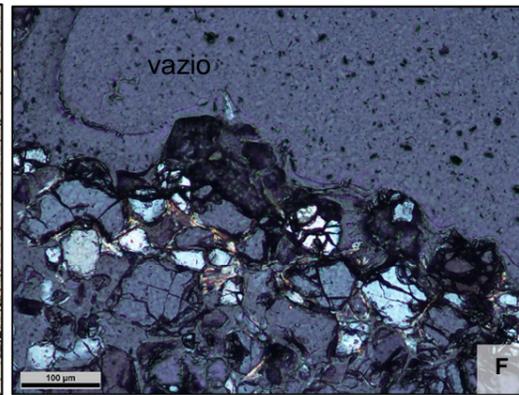
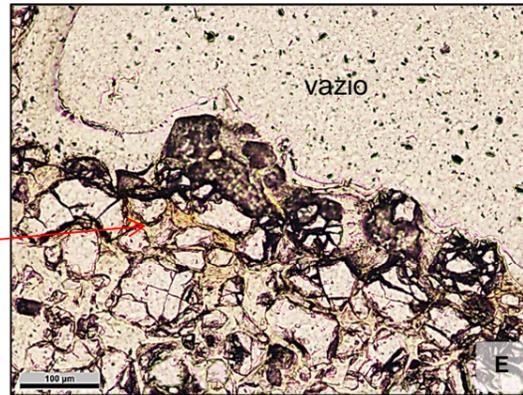
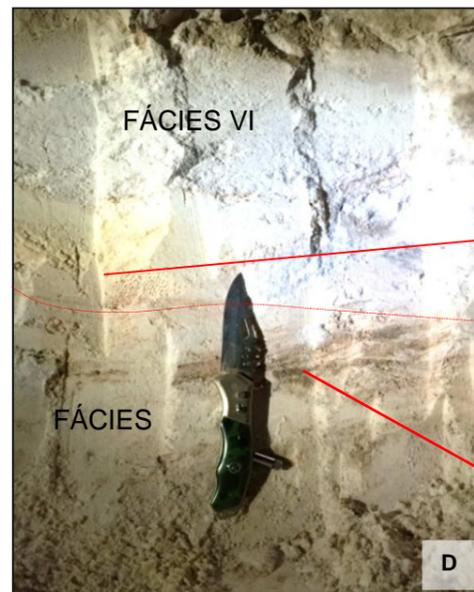
Na fácies VI, a estrutura é do tipo grão simples, pois os grãos são soltos ou se tocam apenas parcialmente (BULLOCK et al, 1985). Nota-se que a textura do material é basicamente arenosa. Observa-se material de alteração translúcido de cor amarela (goethita). Os grãos de quartzo se encontram muito alterados (ruiniquartz) e/ou na forma de fragmentos. A porosidade é elevada, cerca de 27%, com presença de poros maiores, do tipo meso e macroporos (Figura 31e;f).

Na fácies V, a estrutura é do tipo grãos simples (40%), localizada sobretudo na porção superior da amostra. Porém, nota-se predomínio do padrão aglomeroplástico (60%), predominante na base da amostra. Embora o material seja muito friável, em termos microscópicos, a relação de contato entre os grãos é ainda perceptível, sobretudo no padrão aglomeroplástico. A amostra também conserva elementos primários da rocha, como a muscovita pouco orientada na subhorizontal, mesmo que muito alterada. Tais características comprovam que se trata de um material alterado *in situ*. A porosidade é elevada, cerca de 23% (Figura 31g;h).

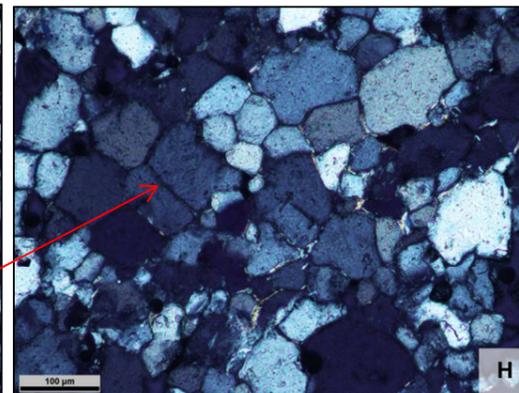
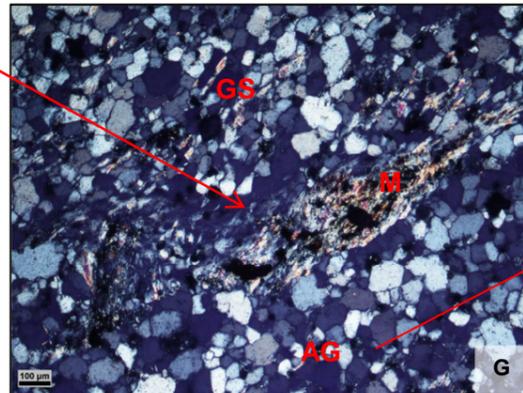
De forma geral, a fácies III possui porcentagem considerável de material intersticial (muscovita (8% a 12%) e finos (7% a 8%)). A muscovita se encontra bastante alterada (cores marrom e preta), perceptível pelo material de cor preta visível mesmo a olho nú (destaque para pontos pretos na fácies III (iii)). A porosidade é baixa (1%) e do tipo granular, com presença de mesoporos (30 a 75 μm) de ocorrência mais localizada. O material intersticial conserva a relação de contato entre os grãos, fazendo com que a estrutura original da rocha esteja bem preservada, bem como a forma dos grãos de quartzo (subangulosa). A microestrutura é do tipo granular, semelhante àquela observada na fácies I.



- A: visão macroscópica da fácies VII
- B: fotomicrografia da fácies VII
- C: fotomicrografia da fácies VII (polarização)
- (AG): aglomerado na forma de lâminas
- (GS): grãos simples
- (P): porfírica

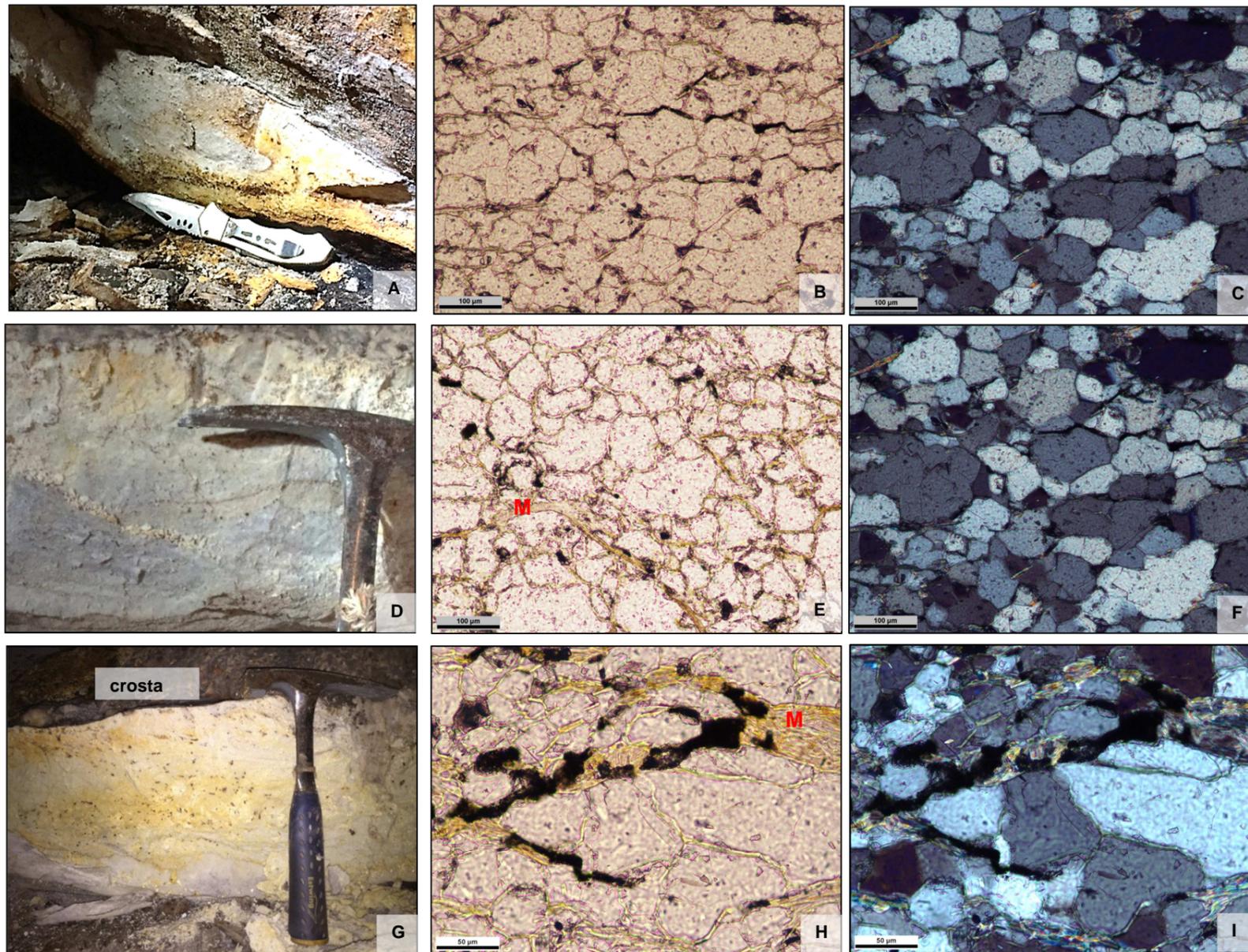


- D: perfil das fácies V e VI
- E: fotomicrografia da fácies VI
- F: fotomicrografia da fácies VI (polarização)



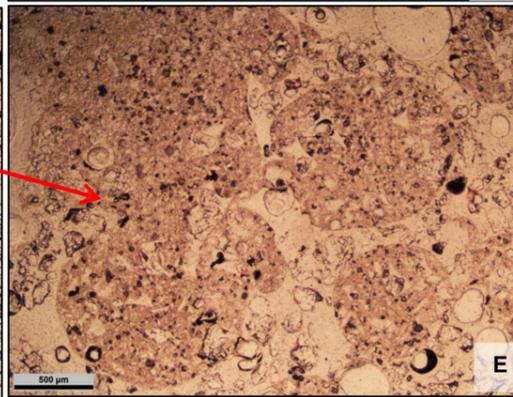
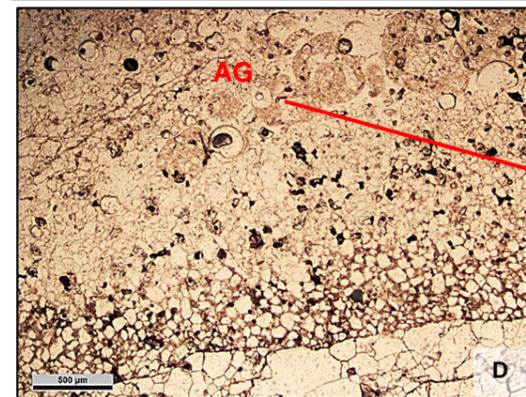
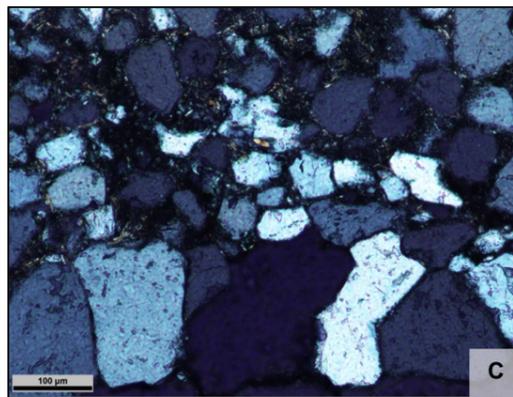
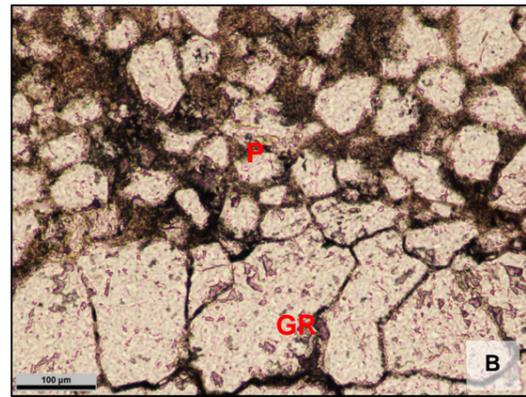
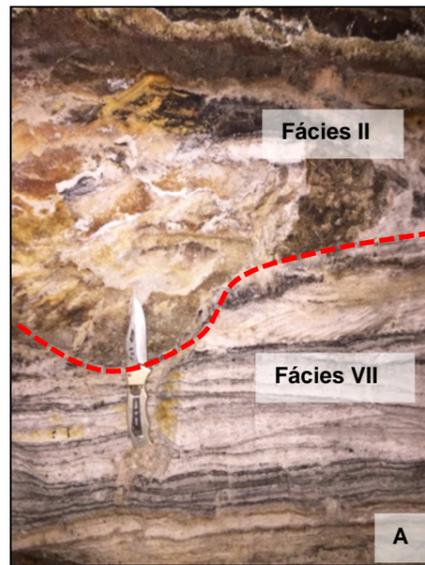
- G: fotomicrografia da fácies V (polarização)
- H: fotomicrografia da fácies V (polarização)
- (M): muscovita
- (AG): aglomerado na forma de lâminas
- (GS): grãos simples

Figura 31. Aspectos macroscópicos e microscópicos das fácies V; VI VII identificadas na Gruta Monte Cristo



- A: visão macroscópica da fácies III (i)
- B: fotomicrografia da fácies III (i)
- C: fotomicrografia da fácies III (i) (polarização)
- D: visão macroscópica da fácies III (ii)
- E: fotomicrografia da fácies III (ii)
- F: fotomicrografia da fácies III (ii) (polarização)
- G: visão macroscópica da fácies III (iii)
- H: fotomicrografia da fácies III (iii)
- I: fotomicrografia da fácies III (iii) (polarização)
- (M): muscovita

Figura 32. Aspectos macroscópicos e microscópicos das fácies III (i; ii; iii), identificadas na Gruta Monte Cristo



- A: visão macroscópica das fácies II e VII
- B: fotomicrografia da fácies II
- C: fotomicrografia da fácies II (polarização)
- (P): porfírica
- (GR): granular
- D: fotomicrografia da fácies II
- (AG): muscovita
- E: fotomicrografia da fácies II
- F: fotomicrografia da fácies I – destaque para saída de muscovita
- G: fotomicrografia da fácies I (polarização) destaque para saída de muscovita
- (M): muscovita
- H: fotomicrografia da fácies I - ruiniquartz
- I: fotomicrografia da fácies I (polarização) - ruiniquartz

Fácies I

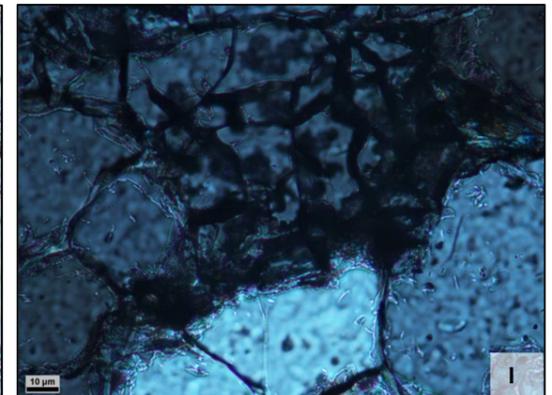
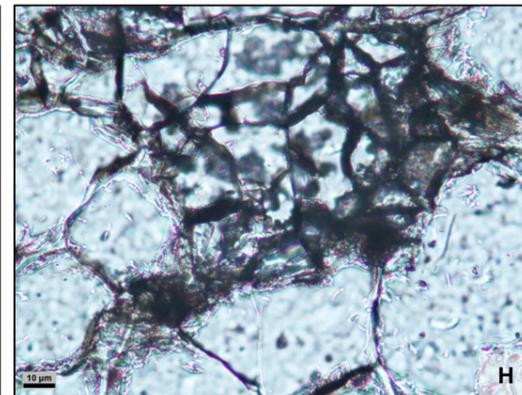
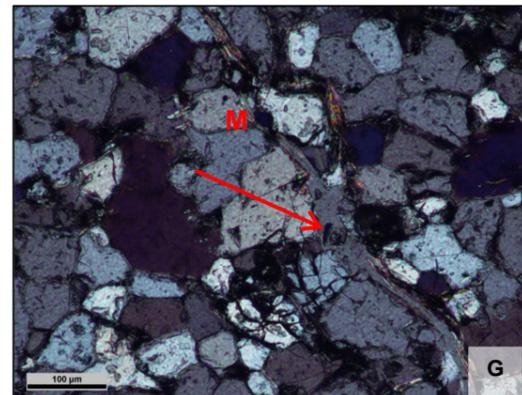
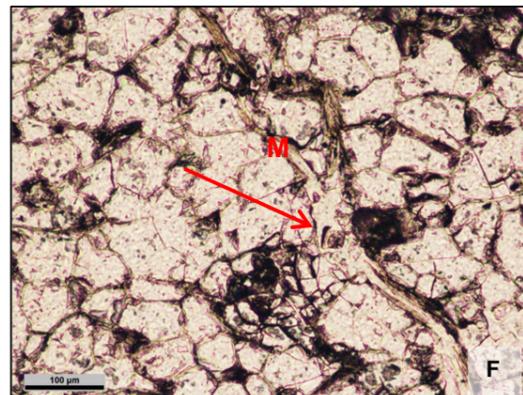


Figura 33. Aspectos macroscópicos e microscópicos das fácies I e II identificadas na Gruta Monte Cristo

A fácies II apresenta organização complexa. Na Figura 33 b;c, observa-se que a parte superior da amostra é muito alterada, com grãos de quartzo muito finos e/ou fragmentos de quartzos em meio a uma massa de finos (Microestrutura porfirítica). Na parte inferior da amostra, o padrão é granular, com presença de grãos de quartzo médios a grandes, circundados por mica muito alterada e/ou material de alteração. A porosidade é baixa em relação à parte superior, do tipo intergranular (10%). Na Figura 33d, verifica-se presença de agregados arredondados fortemente desenvolvidos. A porosidade é elevada e ocorre entre-agregados (40%) e intra-agregados (50%), conforme observado em na Figura 33 e.

A fácies I caracteriza um material rochoso pouco alterado, de textura arenosa e baixo grau de metamorfismo. Composto predominantemente por quartzo de morfologia angulosa. Ainda conserva a muscovita, que é o mineral acessório, e ocorre como uma matriz entre os grãos de quartzo, por vezes pouco orientada. Destaque para parte da muscovita que foi removida abrindo espaço entre os grãos de quartzo (Figura 33f;g). A porosidade é baixa, pois o material intersticial (muscovita e finos) ocupa os espaços entre os grãos, mantendo a relação de contato entre os mesmos e conservando a estrutura original da rocha. A microestrutura é do tipo granular, uma vez que o plasma ocorre como pedofeições do tipo preenchimentos. Na Figura 33 h;i, nota-se presença de ruiniquartz, indicando que esse mineral é passível de alteração intensa já na fácies I.

De forma geral, o material grosso das fácies analisadas apresenta textura predominantemente arenosa. A muscovita aparece como matriz nas fácies I e III. Na fácies II, a muscovita se encontra muito alterada, nas cores bruna e preta. Na fácies VII o material ocorre na forma de agregados de aspecto denso e cor escura avermelhada. Já nas fácies alteradas, o material intersticial é praticamente ausente.

Sobre a composição, a análise de raios – X identificou a presença de muscovita que compõe o esqueleto das fácies, além do quartzo. Essa análise também identificou minerais secundários como a caulinita, montmorilonita e gibbsita, que são produto de alteração da muscovita.

Quantificação dos elementos microscópicos das fácies

De acordo com o gráfico da Figura 34, as fácies I e III são aquelas que apresentam maior porcentagem de quartzo (79% a 88%) e menor porosidade (1%). Contudo, a fácies III possui maior porcentual de muscovita (8% a 12%), mas já bastante alterada (material fino – 7%), o que justifica o fato das amostras serem mais alteradas, e com

menor grau de coesão, em relação à fácies I. Além disso, as amostras da fácies III foram coletadas próximas ao canal perene a jusante da caverna, onde o processo de alteração está constantemente ativo.

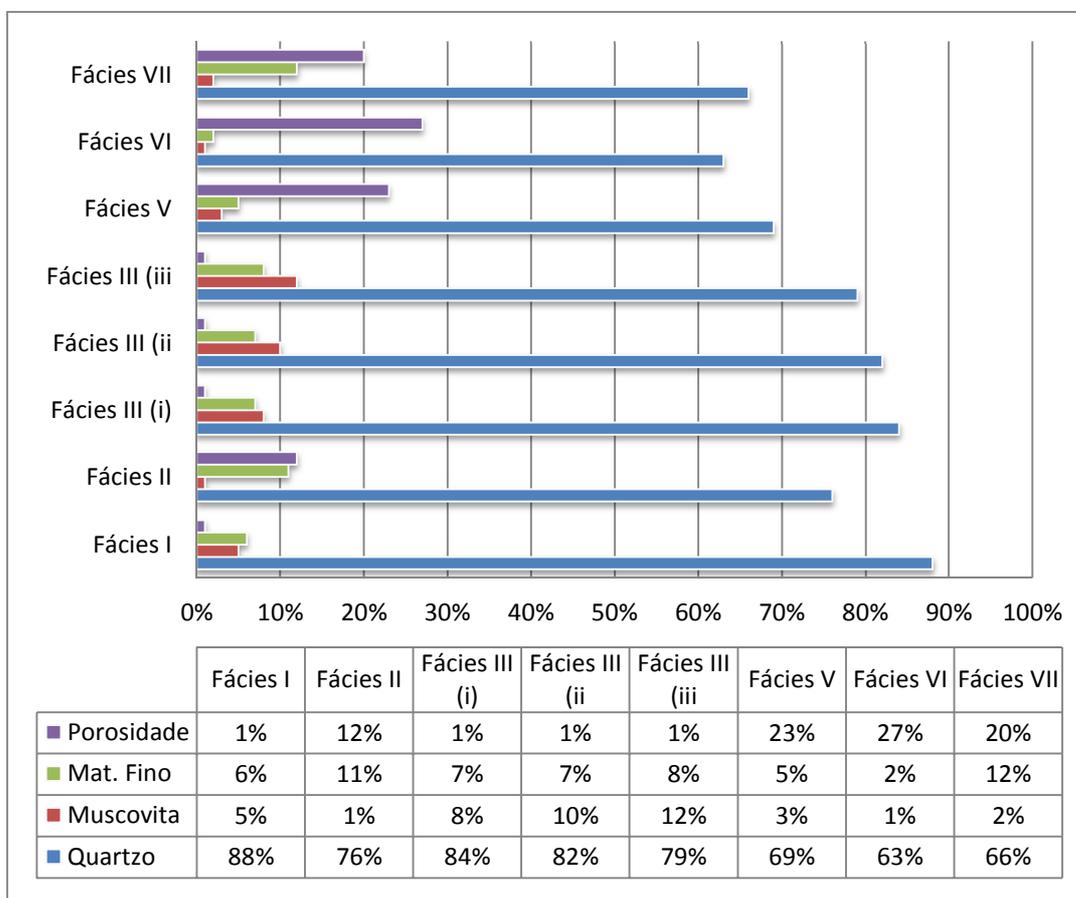


Figura 34. Gráfico da relação entre os elementos: quartzo, muscovita, material fino e porosidade

Na fácies II, observa-se aumento significativo da porosidade (12%), em relação às fácies I e III (1%), e diminuição da muscovita (1%) e quartzo (76%). Diferentemente das demais, essa fácies apresenta uma porcentagem significativa de grãos de quartzo médios (10%) a grandes (30%), localizados na base da amostra. Isso faz com que o material apresente uma maior consistência. A divisão nítida entre grãos de quartzo maiores e menores pode indicar duas hipóteses de alteração nos quartzitos: (i) os quartzitos podem apresentar camadas com granulometria diferenciada, em que se observa maior grau de alteração e pedogenização nos grãos finos em relação aos grossos; (ii) um dos processos de alteração dos quartzitos analisados consiste em mecanismos de fragmentação dos grãos de quartzo, até mesmos aqueles de granulometria média e grande, conforme mostra a Figura 35.

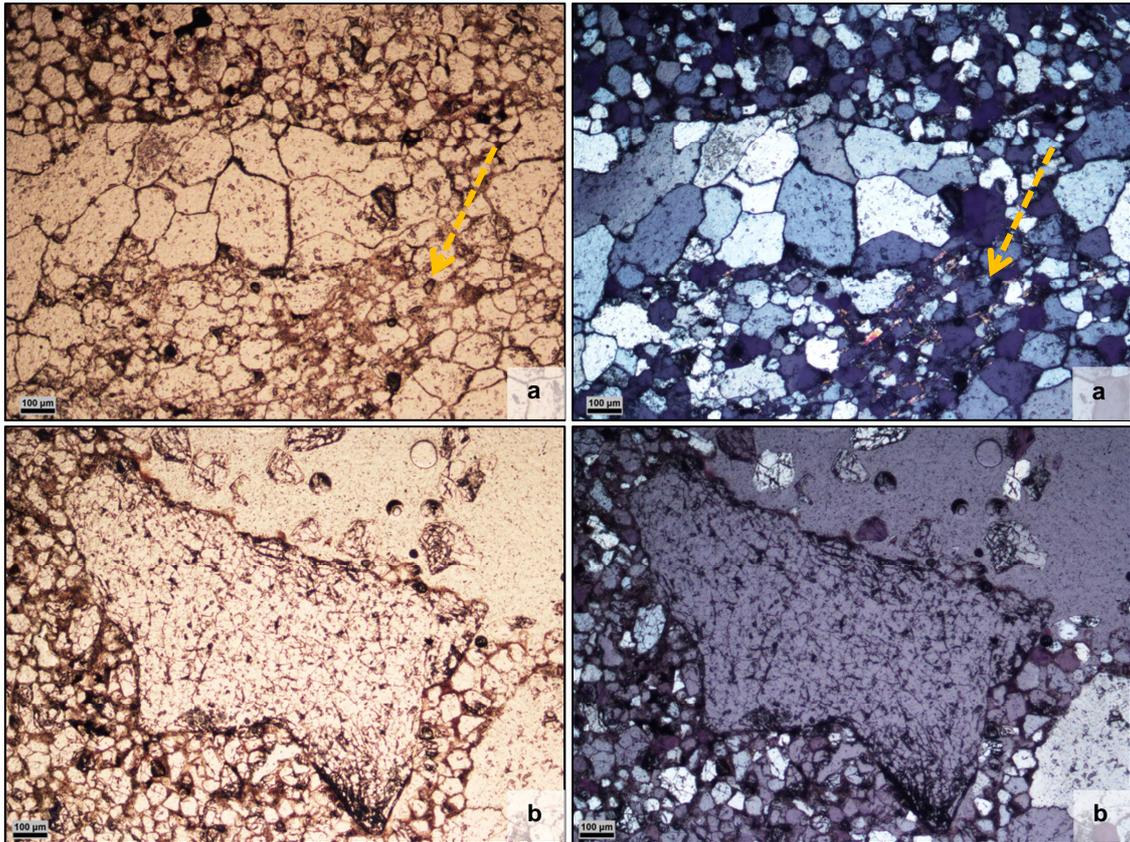


Figura 35. Em A) observa-se o processo de alteração avançando sobre a zona de grãos de quartzo maiores, e promovendo a sua fragmentação. Em B) é demonstrado o processo de alteração efetiva nos grãos maiores

Nas fácies V e VI, percebe-se uma diminuição significativa da porcentagem de quartzo com 69% e 63%, respectivamente. Essa diminuição é decorrente da perda de sustentação dos grãos, devido à saída do material intersticial (muscovita e finos), que é bastante reduzido nessas fácies. A perda do material intersticial e de quartzo tem como consequência o aumento significativo da porosidade (23% a 27%). A fácies VII apresenta porcentagem dos elementos analisados semelhante às fácies V e VI. Contudo, essa fácies se difere muito em termos de organização dos mesmos.

Assim como na Gruta das Dobras, o principal tipo de porosidade identificada é a intergranular. Nas fácies V e VI, passa a ser interconectada, dada a saída significativa de material intersticial e grãos de quartzo.

A mesma relação observada na Caverna das Dobras também é observada na Gruta Monte Cristo, quando se considera a alteração da morfologia dos grãos de quartzo e a abertura de vazios. Nota-se que quanto maior o tamanho dos poros, maior é o grau de arredondamento dos grãos (ver Tabela 4 do Anexo II).

GRUTA DO SALITRE

Localização dos pontos de coleta

Na Gruta do Salitre foram descritos dois perfis, ambos localizados na porção subterrânea da caverna, no conduto em nível inferior com presença de drenagem perene, de baixa vazão (Figura 36).

O perfil 1 se situa em uma parede próxima à entrada, com presença de depósito de blocos. A parede apresenta morfologia côncava, indicando atuação pretérita de escavação do rio sobre a mesma. Atualmente, esse rio escoar na base desse perfil em direção ao sumidouro. Já o perfil 2 se encontra em um pilar localizado em um ponto mais a jusante da cavidade, em relação ao perfil 1.

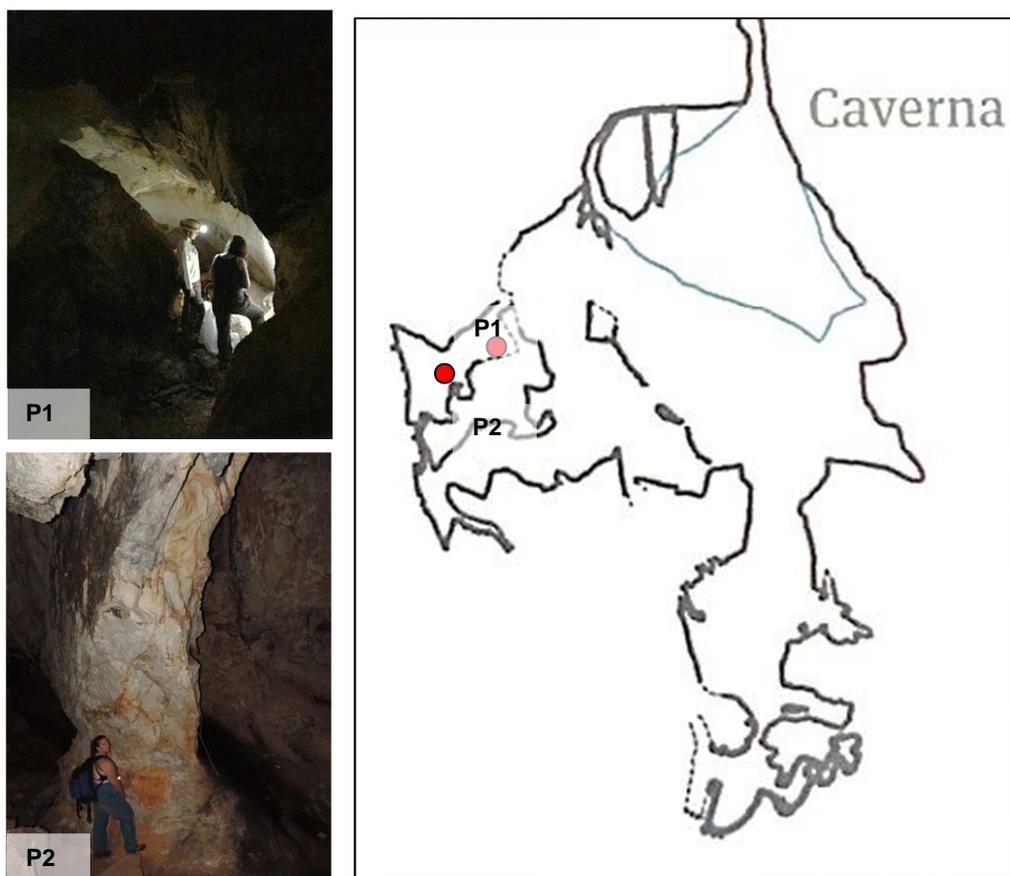


Figura 36. Localização dos perfis na Gruta do Salitre

Caracterização macroscópica do Perfil 1

No perfil 1 foram identificadas 4 fácies de alteração *in situ*. No entanto, diferentemente da caverna das Dobras e Gruta Monte Cristo, não foi coletada uma amostra de rocha, a qual representaria a fácies I. As fácies identificadas no perfil são: I ,III ,V e VI (Quadro 4). Na caracterização microscópica foi analisada uma zona intermediária (II / V) entre as fácies III e V, por apresentar uma coloração mais avermelhada.

Quadro 4. Descrição macroscópica das fácies de alteração identificadas na Gruta do Salitre

Fácies	Grau de alteração	Espessura e cor das fácies
VI	Muito alterada, consistência solta, completamente desagregada, passível de ser transportada pela água corrente, sem presença de estrutura aparente.	É a mais superficial, com até 15 cm de espessura. Apresenta coloração branca, com presença de manchas avermelhadas na base e no contato com a fácies V, que indicam mobilização de ferro (Figura 37 a).
V	Muito alterada, consistência solta, desagregada, passível de ser transportada pela água corrente, conserva estrutura de forma sutil.	Possui cerca de 30 cm de espessura. Representa a camada mais máfica do perfil. O contato entre as fácies VI e V se dá de forma gradual. Nota-se presença de faixas onduladas com diferentes tons de cor vermelha a alaranjada. Essas faixas possivelmente marcam o antigo nível da água, com presença de fluxo lento, que permitiu a mobilização e concentração de ferro no local (Figura 37 b).
III	Consideravelmente alterada, estruturas preservadas, passível de ser desintegrada pela mão (consistência ligeiramente dura).	Possui aproximadamente 20 cm de espessura, de coloração vermelha clara mais homogênea (camada menos máfica) em relação à fácies 5. Nota-se a presença de manchas escuras e pequenos alinhamentos subverticais (fraturas) avermelhadas, possivelmente pela acumulação de ferro (Figura 37 c).
II	Moderadamente alterada, preserva as estruturas e consistência dura.	Encontra na base do perfil e possui aproximadamente 30 cm. Apresenta coloração predominantemente branca, com poucas manchas avermelhadas e pequenas concreções de ferro (Figura 37 d).

Descrição microscópica das fácies Perfil 1

A fácies VI possui características semelhantes a aquelas observadas na fácies V. Difere-se pelo menor percentual de material intersticial (3%) e quartzo (67%), e consequente aumento da porosidade (30%) (Figura 38).

A fácies V constitui um material de textura predominantemente arenosa (70%), e cerca de 10% de material intersticial. Nota-se uma perda significativa de grãos de quartzo e aumento da porosidade (20%). A estrutura é do tipo grão simples. Observam-se muitos fragmentos de quartzo com bordas suavizadas.

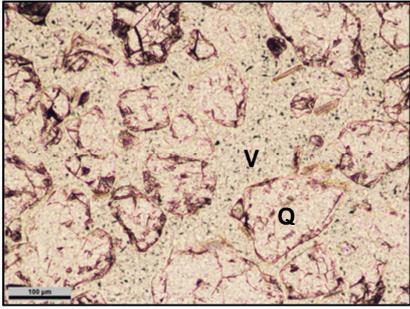
A zona III / V representa uma transição entre as fácies III e V. A amostra apresenta a maior porcentagem de muscovita (10%), já muito alterada e fragmentada. Em termos de organização dos materiais, é possível perceber que a partir da fácies III / V os materiais adquirem um padrão desorganizado, no qual se observa pouca ou nenhuma relação de contato entre grãos (estrutura do tipo grão simples). Esse padrão parece estar relacionado ao fato de que a fácies V marca o antigo nível de água, que permaneceu nessa faixa por um período considerável a ponto de desestabilizar a estrutura do material. A estrutura de acamamento (zona de fraqueza da rocha), ainda visível nessa fácies, pode ter sido um fator que favoreceu uma maior circulação hídrica local.

A fácies III possui material de textura arenosa (81%) e com estrutura semelhante àquela observada na fácies II, com organização aglomeroplástica e baixa porcentagem de material intersticial (7%). Difere-se da fácies II, sobretudo por apresentar porosidade intersticial maior (12%) que favorece a circulação hídrica interna. Assim como na fácies II, os grãos de apresentam muitas fraturas internas.

A fácies II constitui material de textura predominantemente arenosa (84%). A microestrutura é do tipo aglomeroplástica, com presença de preenchimentos incompletos, compostos por material de alteração de cor preta (5%) e muscovita (3%) muito alterada entre os grãos de quartzo. Devido à baixa porcentagem de material intersticial (8%), a porosidade é significativa (8%) e do tipo intergranular interconectada. A porosidade interconectada favorece a circulação hídrica entre os grãos, promovendo a alteração das bordas dos mesmos, que apresentam morfologia subangulosa a arredondada. De forma geral, os espaços entre os grãos são pequenos (microporos) e preservam a relação de contato.



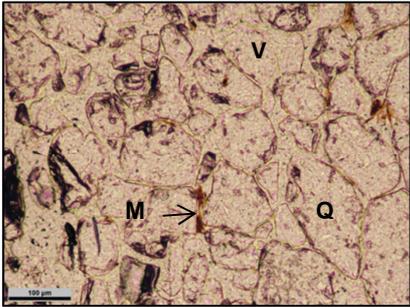
Figura 37. Aspectos macroscópicos do perfil 1 da Gruta do Salitre



FÁCIES VI

V: vazio

Q: quartzo

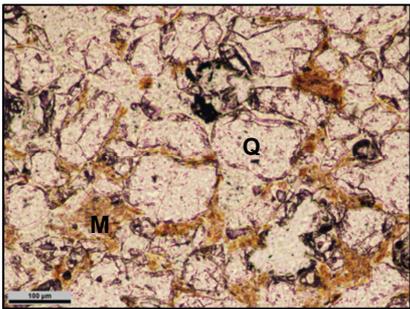


FÁCIES V

V: vazio

Q: quartzo

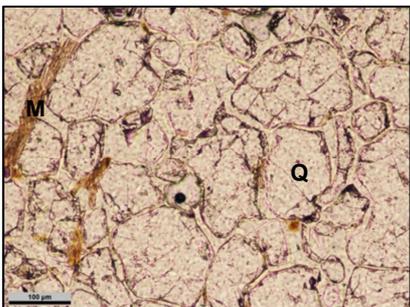
M: muscovita muito alterada



FÁCIES III/VI

Q: quartzo

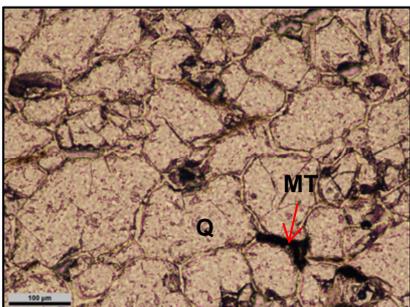
M: muscovita muito alterada



FÁCIES III

Q: quartzo

M: muscovita muito alterada



FÁCIES II

Q: quartzo

MT: material de alteração

Figura 38. Fotomicrografias do perfil 1 da Gruta do Salitre

Quantificação dos elementos microscópicos das fácies do Perfil 1

De acordo com o gráfico da Figura 39, observa-se uma diminuição considerável da porcentagem de quartzo entre as fácies do perfil 1 (84% a 67%). Nota-se também a diminuição da muscovita e do material fino na fácies VI em relação à fácies II, embora seja observada uma acumulação desses elementos nas fácies intermediárias (III e III/V). Em contrapartida, a perda de material grosso (quartzo e muscovita) e fino, gerou um aumento considerável da porosidade nas fácies finais de alteração (V e VI).

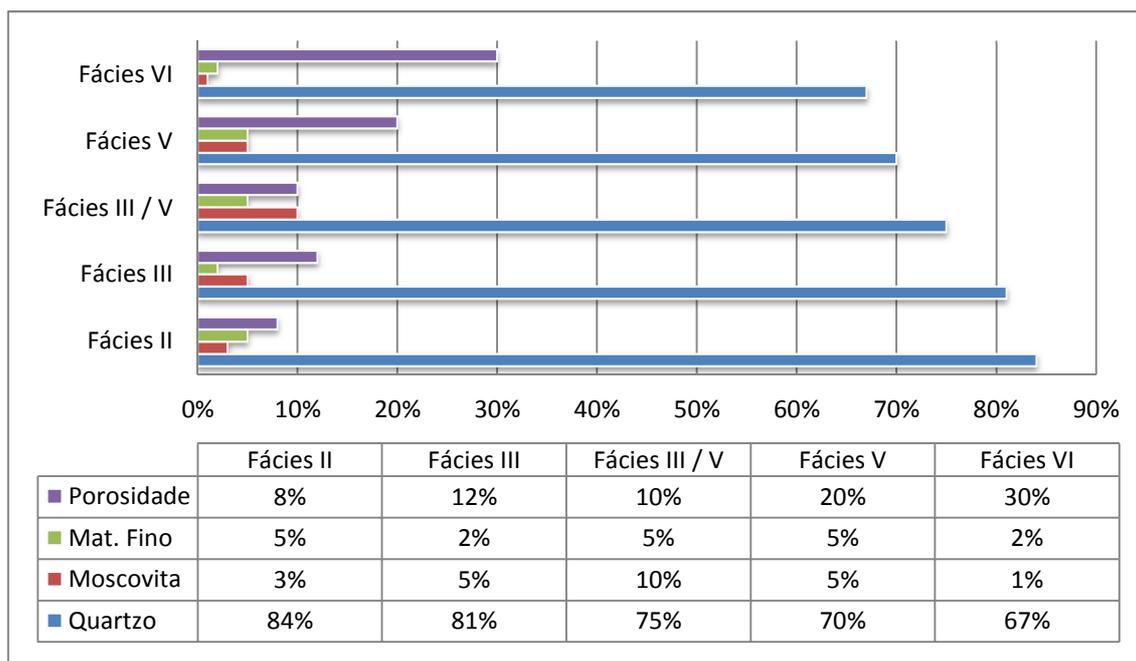


Figura 39. Gráfico da relação entre os elementos: quartzo, muscovita, material fino e porosidade

O tipo de porosidade identificada nas fases é a intergranular interconectada. Diferentemente da Caverna das Dobras e da Gruta Monte Cristo, o perfil 1 da Gruta do Salitre se inicia a partir da fácies I, que apresenta baixa concentração de material intersticial em relação à fácies I das cavernas anteriores, possibilitando a interconectividade dos poros entre os grãos. Nota-se que os grãos de quartzo já se encontram arredondados desde a segunda fácies de alteração. O grau de arredondamento é aumentado ao longo das fases, na medida em que o tamanho dos poros é alargado (ver Tabela 5 do Anexo II).

Caracterização macroscópica do perfil 2

O Quadro 5 apresenta a descrição macroscópica das fácies do perfil 2.

Quadro 5. Descrição macroscópica das fácies de alteração identificadas na Caverna das Dobras. A leitura da segunda coluna deve ser acompanhada Figura 40

Fácies	Grau de alteração das fácies	Espessura e cor das fácies
VI	Muito alterada, consistência solta, completamente desagregada, passível de ser transportada pela água corrente, sem presença de estrutura aparente.	Apresenta cerca de 20 cm de espessura e encontra-se em quantidade muito reduzida, na forma de “bolsão”. Possui coloração branca, com manchas alaranjadas.
IV	Consideravelmente alterada, facilmente de ser desintegrada pela mão (consistência macia), conserva estrutura de forma sutil.	iii) representa a camada mais superficial fase 4 (total de 1 m espessura), inserida em uma feição caracterizada por fissura horizontal, parcialmente preenchida por um material arenoso com alto teor de ferro.
		ii) possui coloração cinza e manchas alaranjadas.
		i) possui coloração alaranjada, com linhas horizontalizadas e subhorizontalizadas mais escuras que concentram ferro.
III	Consideravelmente alterada, estruturas preservadas, passível de ser desintegrada pela mão (consistência ligeiramente dura).	Possui até 20 cm de espessura. Apresenta coloração predominantemente branca.
II	Moderadamente alterada, preserva as estruturas e consistência dura.	Apresenta aproximadamente 30 cm de espessura. Possui coloração predominantemente alaranjada clara (material coletado), e é revestida por uma crosta de coloração marrom.

Descrição micromorfológica das fácies do perfil 2

A fácies VI constitui material de textura predominantemente arenosa (63%). Apresenta estrutura do tipo grãos simples com fragmentos de material intersticial (7%) e elevada porosidade (30%). Observam-se muitos fragmentos de quartzo, com bordas suavizadas (Figura 41).

A fácies IV (iii) apresenta textura predominantemente arenosa (63%). Apresenta duas zonas muito distintas: (a) com ausência de porosidade, devido à presença de grandes nódulos ferruginosos (cerca de 1000 µm), que abrangem cerca de 30% da amostra (estrutura porfirítica); e outra (b) com estrutura do tipo grão simples no entorno dos nódulos com porosidade elevada (17%) e interconectada.

A fácies IV (ii) possui textura predominantemente arenosa (65%). Possui dois tipos de organização: porfirítica (15%) caracterizada por grãos de quartzo em meio a uma massa de finos (material denso de cor escura avermelhada) e aglomeroplástica (85%). A porosidade é de 15% e intergranular interconectada na estrutura de grãos simples e nula na estrutura porfirítica.

A fácies IV (i) constitui material de textura predominantemente arenosa (75%). Possui dois tipos de organização: porfirítica (10%) caracterizada por grãos de quartzo em meio a uma massa de finos (material denso de cor bruno alaranjada) e aglomeroplástica (90%), com resquícios de material fino preto. A porosidade é de 13% e intergranular interconectada na zona aglomeroplástica.

A fácies IV (i) apresenta textura predominantemente arenosa (83%). A microestrutura é do tipo aglomeroplástica, mas com menor proporção de preenchimentos entre os grãos (8%), em relação à fase 2. Como consequência a porosidade (9%) é maior que na fase 2 (5%), e passa a ser intergranular interconectada.

A fácies II possui textura predominantemente arenosa (83%). A microestrutura é do tipo aglomeroplástica, com presença de preenchimentos incompletos, compostos por material de alteração de cor preta (5%) e muscovita (5%) muito alterada entre os grãos de quartzo. A porosidade é relativamente baixa (5%) e intergranular.

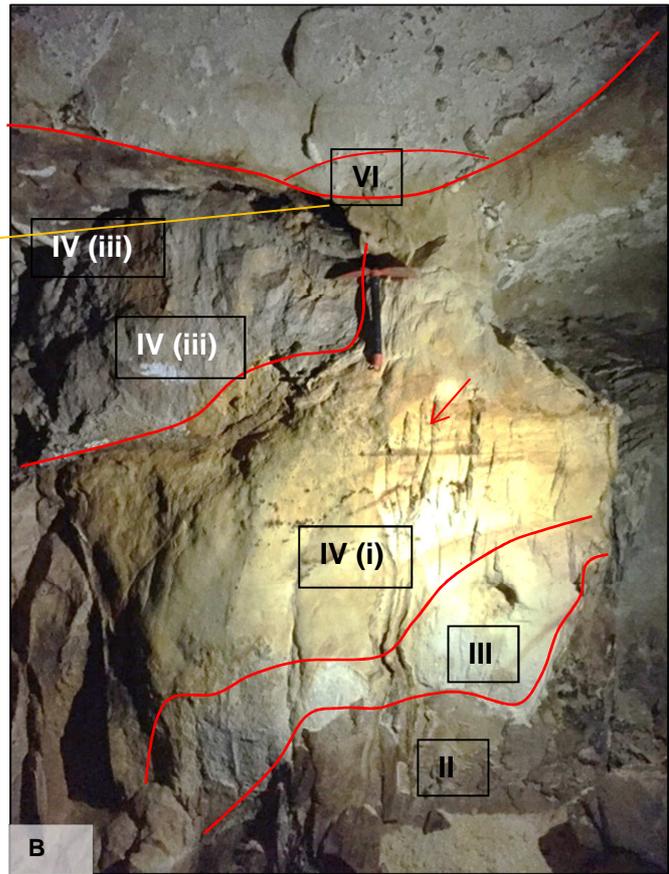
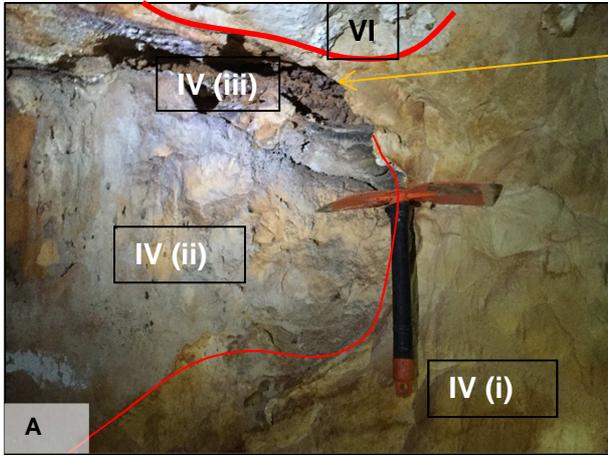
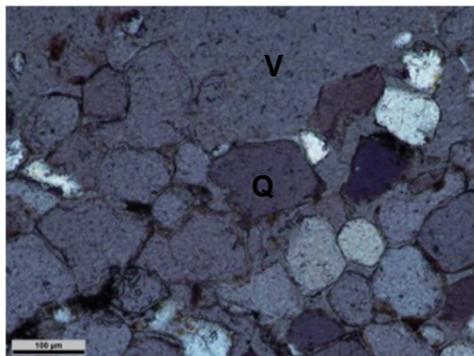
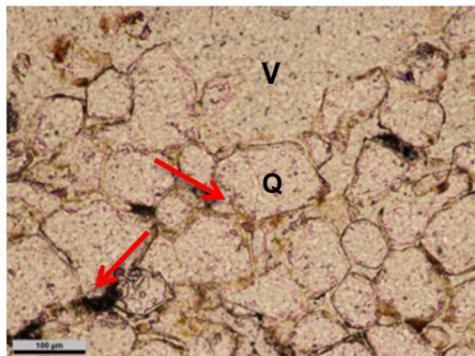


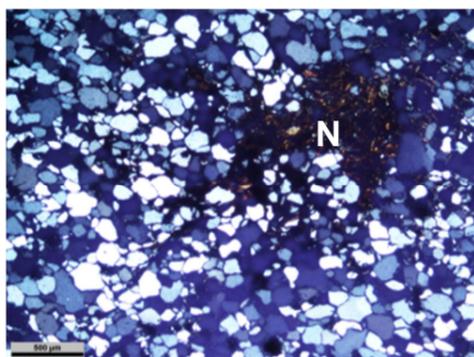
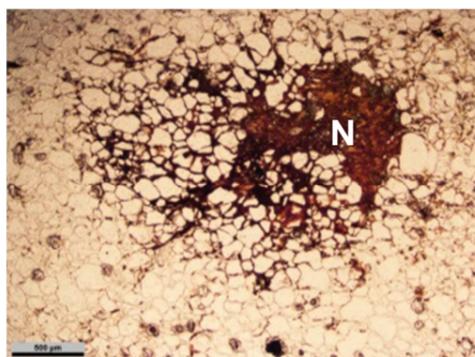
Figura 40. A) Detalhe da porção superior do perfil 2. B) Fácies de alteração do perfil 2. Indicação de linhas horizontalizadas com concentração de ferro



FÁCIES VI

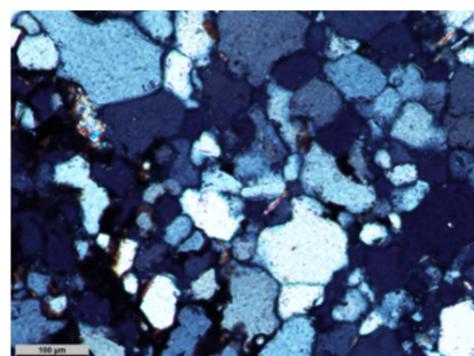
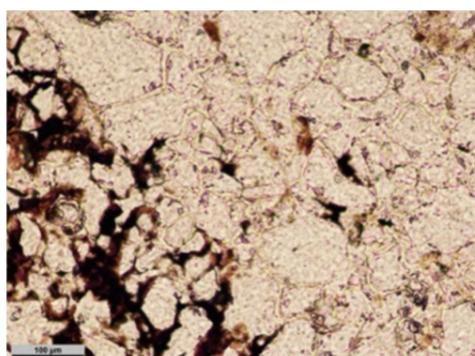
Q: quartzo V: vazio

→ material de alteração de preta e alaranjada



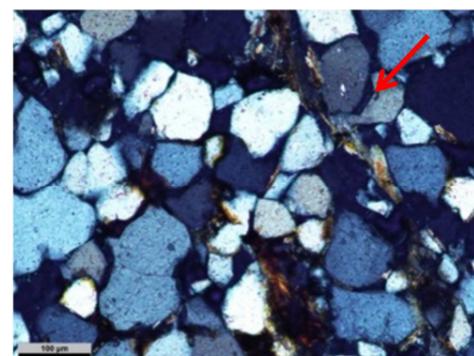
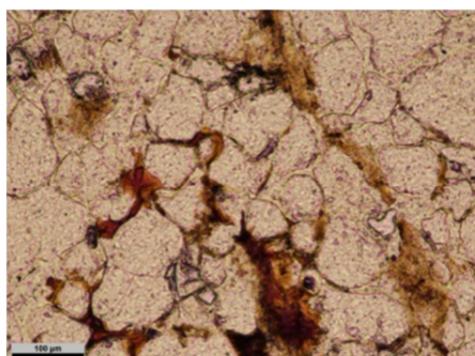
FÁCIES IV (iii)

N: nódulo ferruginoso



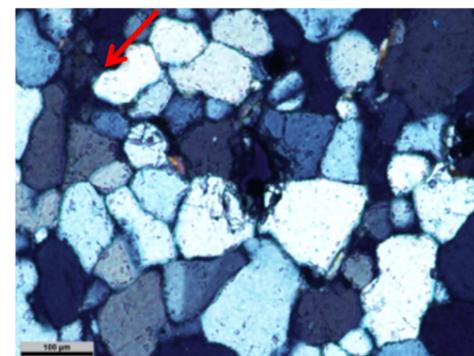
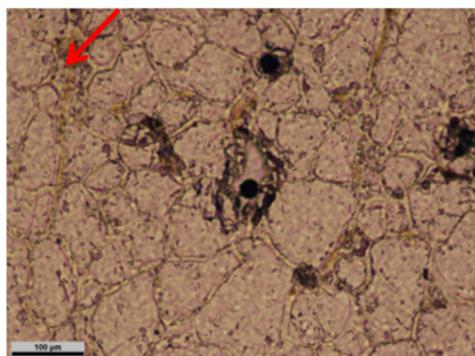
FÁCIES IV (ii)

Material de alteração de cor escura avermelhada



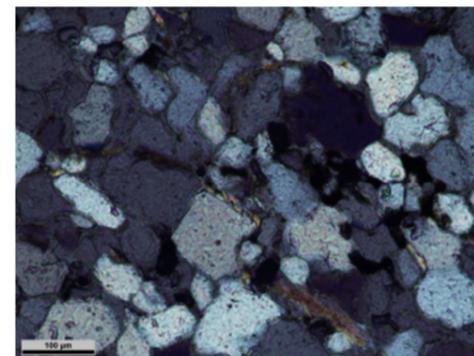
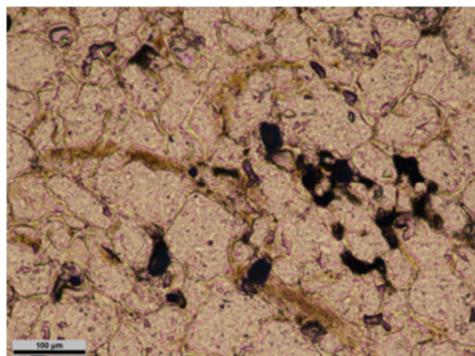
FÁCIES IV (i)

↙ Muscovita alterada



FÁCIES III

↙ Resquícios de material de material de alteração



FÁCIES II

Material de alteração de cor preta e alaranjada

Figura 41. Fotomicrografias das fácies do perfil 2, escala de 100 µ. Coluna da direita com polarização

Quantificação dos elementos microscópicos do perfil 2

Com base no gráfico da Figura 42, observa-se uma redução significativa da percentagem de grãos de quartzo, a partir da fácies IV. A percentagem de material fino apresenta um aumento significativo na fácies IV, que representa uma zona de acumulação. Conforme verificado na análise microscópica, observa-se que o aumento de finos ocorre de forma gradual e em áreas concentradas ao longo das amostras da fácies IV. A percentagem de finos é maior na fase fácies IV (iii), pois esta se encontra inserida em uma fissura e representa um local favorável à circulação de água e acúmulo de ferro. Embora a porosidade intergranular seja praticamente nula nos aglomerados de finos (padrão porfírico), a fácies IV apresenta altas taxas de porosidade identificadas no entorno das áreas de concentração de finos, em que se observam os padrões do tipo aglomeroplástico e grãos simples. A fácies VI apresenta maior porosidade (30%), devido à remoção geral de finos e grãos de quartzo.

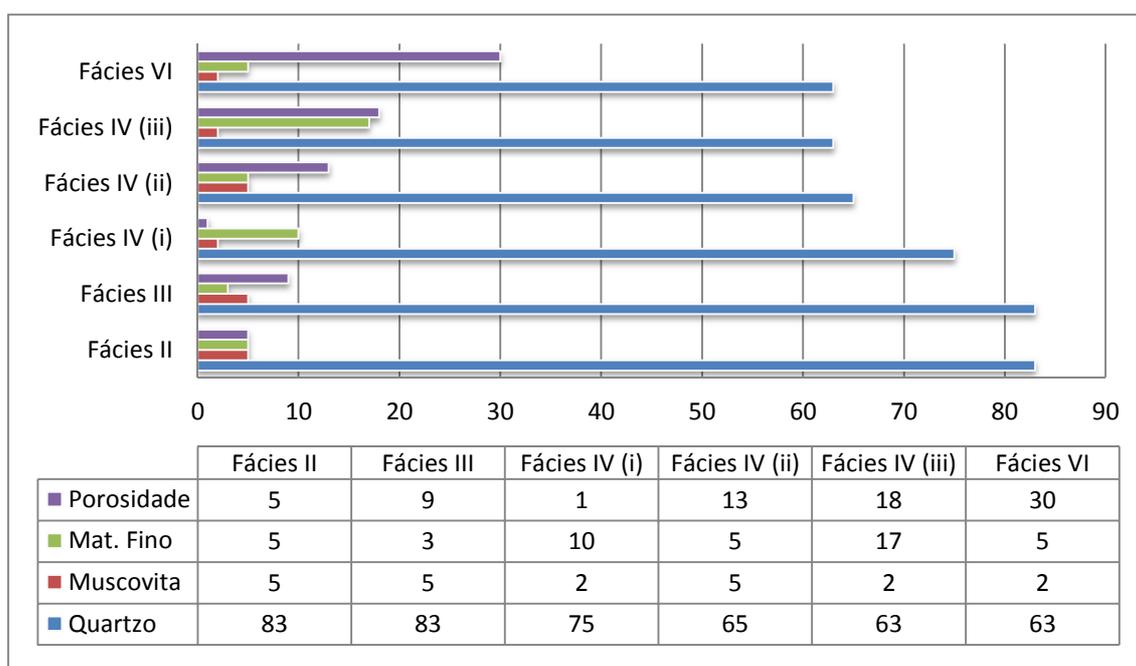


Figura 42. Gráfico da relação entre os elementos: quartzo, muscovita, material fino e porosidade

O tipo de porosidade identificado nas amostras é o intergranular. A partir da fácies III esta passa a ser interconectada, com a saída mais efetiva do material intersticial e aumento dos espaços entre os grãos. Na fácies IV (iii), observam-se fendas sobre o material denso ferruginoso. Isso demonstra que, embora o acúmulo desse material represente zonas de elevada impermeabilidade, o mesmo é passível de ser removido (Figura 55 do Anexo III).

O grau de arredondamento dos grãos de quartzo é considerável desde a II. O processo de suavização das bordas também parece ter relação com o aumento dos espaços entre os grãos (Tabela 6 do Anexo II). Contudo, destaca-se que os grãos de quartzo inseridos na massa de finos da IV (iii), apresentam elevado grau de deformação e fraturas internas (ver

Figura 56 no Anexo III).

3.2.3. Análise geoquímica e mineralógica

Com base na análise do MEV foram identificados os seguintes elementos associados ao material de alteração: Al, K e Fe (Anexo IV – Análise MEV). Esses elementos estão associadas ao intemperismo da muscovita $[K(Si_3Al)Al_2O_{10}(OH)_2]$. No processo de alteração das micas, o K^+ é liberado, transformando-as em vermiculita e esmectita. Contudo, esses minerais não foram encontrados nas análises de raios-X (Quadro 6). O Fe não está presente na composição da muscovita, mas a sua presença está associada à formação de minerais do grupo da caulinita (presentes nas fácies IV, V e VI), através da substituição de Fe^{3+} por Al^{3+} (Costa & Bigham, 2009). A presença de Fe é marcante na composição do material de alteração identificado dentro da fissura do perfil 2 da Gruta do Salitre (fácies IV (iii)). Isso comprova que esse elemento tende a se acumular, formando áreas de baixa permeabilidade. A acumulação de ferro (na forma de concreções, nódulos, etc) é indicativo de ambientes de formação de solo com drenagem impedida e, ou, saturação hídrica (Costa & Bigham, 2009).

Quadro 6. Análise dos minerais de fração argila identificados nas fácies de alteração dos quartzitos

Fácies	Minerais de fração argilas
VII	Caulinita, goethita
V	Caulinita, goethita
IV	Caulinita, goethita, gibbsita
III	gibbsita, goethita
II	montimorilonita, gibbsita, goethita,
I	-

De acordo com a análise de difração de raios-X das fácies, não foi possível identificar uma evolução mineralógica entre as fácies de alteração dos quartzitos (Quadro 6). Minerais como a goethita e gibbsita, que indicam maior fases de alteração da

muscovita, foram identificados na base do perfil (fácies II e III). Esse resultado pode ser explicado pelo fato de que a porcentagem de minerais na fração argila nas amostras é muito reduzida, dificultando a análise mineralógica e tornando-a inconclusiva.

3.2.4. Análise granulométrica

Por se tratar de um material quartzoso, as fácies analisadas nas cavernas apresentam textura arenosa. Conforme pode ser observado na Tabela 2, os teores de silte e argila encontrados nas fácies são bem inferiores em relação ao teor de areia.

Tabela 2. Dados sobre a composição granulométrica das fácies de alteração

Composição Granulométrica das fácies (g/kg)			
Caverna das Dobras			
Fácies	Areia (2 – 0,05 mm)	Silte (0,05 – 0,002 mm)	Argila (< 0,002 mm)
VII	945,1	29,20	22,00
IV (s)	943,4	32,20	29,20
IV (i)	933,9	38,10	19,00
II	971,6	36,70	14,70
Gruta Monte Cristo			
VI	974,7	23,80	0,90
V	744,4	95,70	5,80
III (iii)	936,5	64,30	22,90
III (ii)	877,9	120,20	5,10
III (i)	949,2	42,20	6,30
II	934,4	47,10	2,60
Gruta do Salitre –perfil 1			
VI	849,1	97,70	5,80
V	942,3	53,10	13,70
III	963,6	30,60	3,200
II	984,9	1,300	12,00
Gruta do Salitre –perfil 2			
VI	968,6	9,800	18,10
IV (iii)	945,4	19,60	30,40
IV (ii)	971,3	9,00	8,000
IV (i)	952,5	17,60	23,00
II	988,2	8,000	1,500
I	982,0	14,80	25,70

(s) superior; (i) inferior

Na porção superior, fácies VI do perfil 1 da Gruta do Salitre foram observadas concreções ferruginosas nas frações cascalho e calhau. Isso demonstra que o processo de acumulação de ferro e formação de nódulos, é eficiente a ponto de alcançar visibilidade a nível macroscópico (Figura 43).

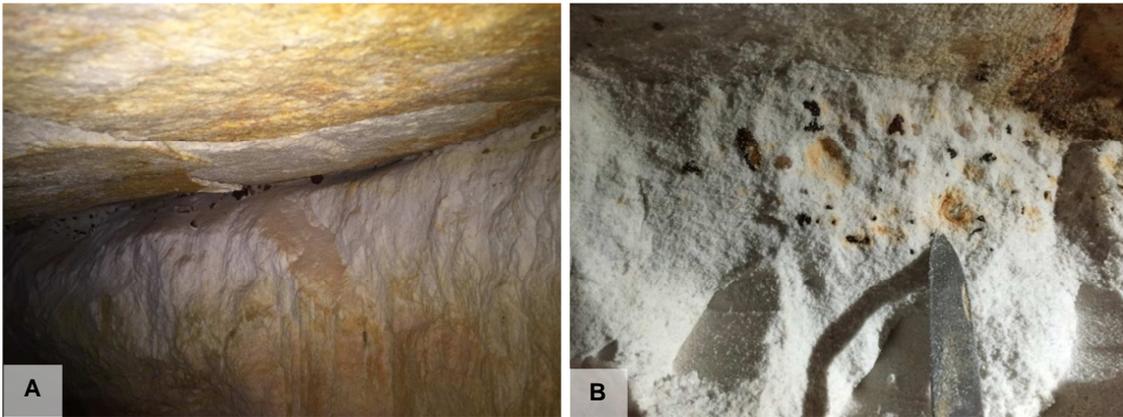
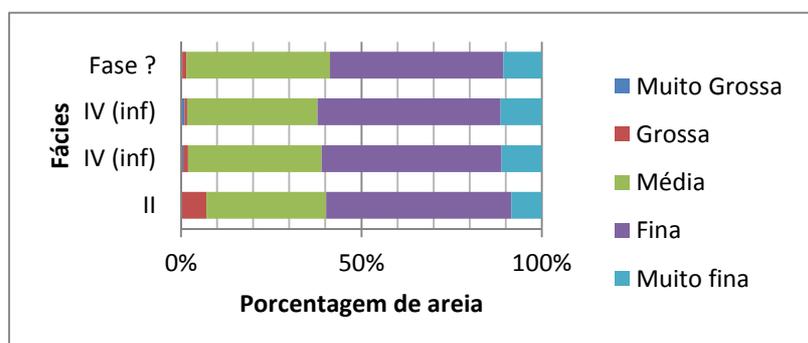


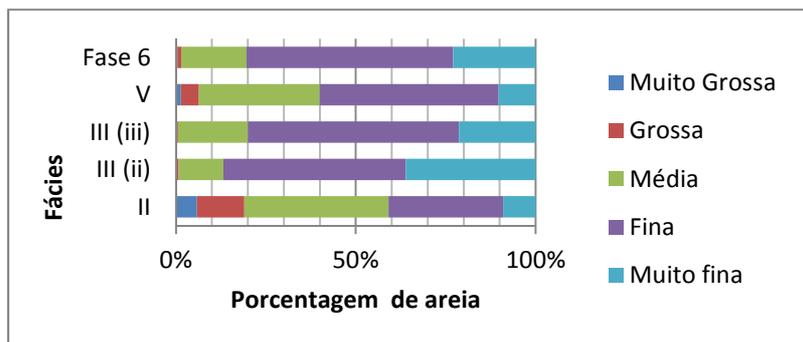
Figura 43. Concreções ferruginosas nas frações cascalho e calhau, na porção superior fácies VI do perfil 1 da Gruta do Salitre

Com base na análise dos gráficos da Figura 44, observa-se que as fácies tendem a apresentar maior teor de areia média e fina. As frações areia grossa e muito grossa são as que aparecem em menor proporção. Geralmente essas frações estão presentes nas fácies menos alteradas, que se encontram na base dos gráficos. Nas fácies intermediárias e avançadas de alteração, nota-se que há uma variação de porcentagem das areias média, fina e muito fina. Mas, pode-se dizer que essa variação não é muito significativa entre as fácies analisadas em cada caverna. Com base na análise micromorfológica, observa-se que os grãos de quartzos se encontram muito fragmentados nas fácies com maior grau de alteração. Esses fragmentos nas frações areia fina a muito fina são mais susceptíveis ao transporte através da água. No entanto, tal aumento de material mais fino (areia fina e muito fina) não foi comprovado na análise granulométrica, provavelmente, porque esse material já foi transportado pela água.

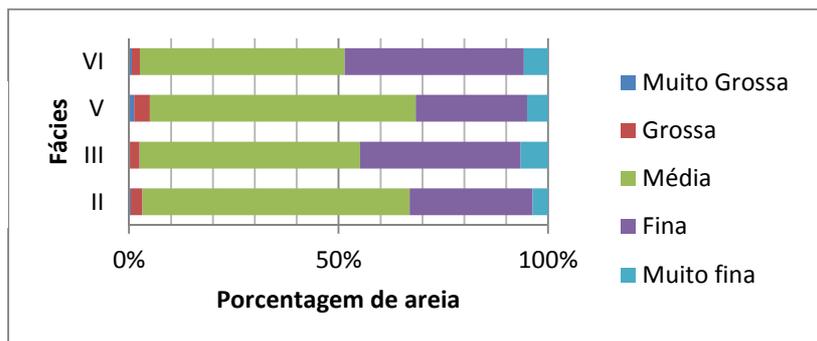
Caverna das
Dobras



Gruta Monte Cristo



Gruta do Salitre
Perfil 1



Gruta do Salitre
Perfil 2

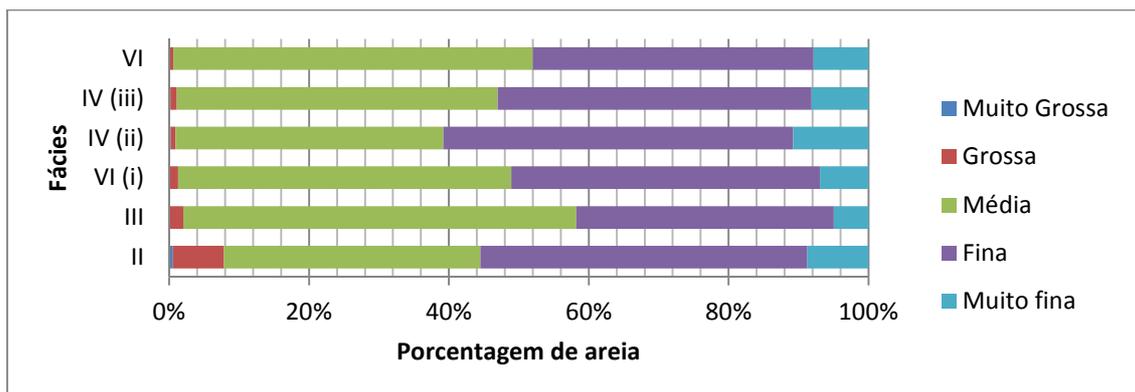


Figura 44. Análise granulométrica da fração areia nas cavernas em estudo

3.2.5. Cruzamento dos dados analisados nas fácies

Ainda que as cavernas em estudo não apresentem todas as fácies, com base nos resultados foi possível identificar um padrão geral de desenvolvimento macro e micromorfológico entre as mesmas, que está associado a condições semelhantes de alteração. O Quadro 7 apresenta uma síntese de todos os dados analisados nas fácies das cavernas em estudo.

Quadro 7. Síntese das características microscópicas associadas às fácies analisadas em campo

FÁCIES	CARACTERÍSTICAS MACROSCÓPICAS DAS FÁCIES	COR	CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS DAS FÁCIES	Caverna das	Gruta Monte	Gruta do Salitre	
				Dobras	Cristo	P6	P7
VII	Muito alterada, consistência solta, completamente desagregada, passível de ser transportada pela água corrente. Organização semelhante a uma estrutura sedimentar, mas que também remete a ideia de redistribuição mineral no interior do material, semelhante à estrutura de bandas de Liesegang.	Camadas brancas e escuras	Quartzo: 65% a 66% % Muscovita: 1% a 2% Material fino: 12% a 15% Forma dos grãos de quartzo: subarredondada a arredondada Porosidade: 19% a 20% / Tamanho: Microporos (5 µm a 10 µm); mesoporos (30 a 75); µm macroporos grosseiro (>5000 µm);./ Tipo: Intergranular interconectada, canais e planar Microestrutura: Grãos simples ESTRUTURA DO MATERIAL SEM RELAÇÃO COM MATERIAL PARENTAL				
VI	Muito alterada, consistência solta, completamente desagregada, passível de ser transportada pela água corrente, sem presença de estrutura aparente.	Predominantemente branca com manchas amareladas / branca com manchas avermelhadas na base / vermelha clara	GRÃOS DE QUARTZO SOLTOS COM POUCO OU NENHUM MATERIAL FINO INTERSTICIAL Quartzo: 63% a 67% % Muscovita: 1% a 2% Material fino: 2% a 12% Forma dos grãos de quartzo: subarredondada a arredondada Porosidade: 20% a 30% / Tamanho: Microporos (5 a 10 µm) a macroporos muito finos (100 µm)/ Tipo: Intergranular interconectada Microestrutura: Grãos simples ESTRUTURA DO MATERIAL SEM RELAÇÃO COM MATERIAL PARENTAL				
V	Muito alterada, consistência solta, desagregada, passível de ser transportada pela água corrente, conserva estrutura de forma sutil.	Cor branca a bruna, com presença de linhas horizontalizadas escuras	GRÃOS DE QUARTZO SOLTOS COM POUCO OU NENHUM MATERIAL FINO INTERSTICIAL Quartzo: 69% % Muscovita: 3% Material fino: 5% Forma dos grãos de quartzo: subarredondada a arredondada Porosidade: 23% / Tamanho: Microporos (5 a 30 µm) / Mesoporos (30 a 75 µm)/ Tipo: Intergranular interconectada Microestrutura: Aglomeroplástica (60%) a grãos simples (40%) ESTRUTURA DO MATERIAL COM POUCA RELAÇÃO COM MATERIAL PARENTAL				
IV	Consideravelmente alterada, facilmente de ser desintegrada pela mão (consistência macia), conserva estrutura de forma sutil.	Amarela com córtex vermelho / vermelho claro / o cinza com cor manchas avermelhadas / vermelho escuro	INDIVIDUALIZAÇÃO DE ZONAS DE CONCENTRAÇÃO DE FERRO Quartzo: 63% a 75% % Muscovita: 2% a 5% Material fino: 10% a 17% Forma dos grãos de quartzo: subarredondada a arredondada Porosidade: 13% a 18% ou nula nos nódulos de ferro / Tamanho: Microporos (5 µm 10 µm) a macroporos muito finos (100 µm)/ Tipo: Intergranular interconectada Microestrutura: Aglomeroplástica, porfírica e grãos simples ESTRUTURA DO MATERIAL COM POUCA OU NENHUMA RELAÇÃO COM MATERIAL PARENTAL				
III	Consideravelmente alterada, estruturas preservadas, passível de ser desintegrada pela mão (consistência ligeiramente dura).	Branca / vermelho claro	INTERCONECTIVIDADE ENTRE OS POROS É ESTABELECIDO E ALTERAÇÃO DAS BORDAS DOS GRÃOS DE QUARTZO É SIGNIFICATIVA Quartzo: 81% a 83% % Muscovita: 5% Material fino: 2% a 3% Forma dos grãos de quartzo: subanguloso a subarredondado Porosidade: 9% a 12% / Tamanho: ultramicroporos (0,1 a 0,5 µm) a microporos (5 a 30 µm) / Tipo: Intergranular interconectada Microestrutura: Aglomeroplástica ESTRUTURA ORIGINAL DA ROCHA PARCIALMENTE PRESERVADA				
II	Moderadamente alterada, preserva as estruturas e consistência dura.	Cinza e branco / branco com manchas vermelhas / vermelho claro	INÍCIO DA INTERCONECTIVIDADE ENTRE OS POROS E DA ALTERAÇÃO DAS BORDAS DOS GRÃOS DE QUARTZO Quartzo: 83% a 87% Muscovita: 3% a 5% Material fino: 3% a 5% Forma dos grãos de quartzo: subangulosa a subarredondada Porosidade: 5% a 8% / Tamanho: ultramicroporos (0,1 a 0,5 µm) a Macroporos muito finos (500 µm) / Tipo: Intergranular a intergranular interconectada Microestrutura: Aglomeroplástica. ESTRUTURA ORIGINAL DA ROCHA PARCIALMENTE PRESERVADA				
I	Rocha pouco alterada		INÍCIO DA ALTERAÇÃO DA ROCHA ATRAVÉS DA MUSCOVITA Quartzo: 88% a 89% Muscovita: 4% a 5% Material fino: 6% Forma dos grãos de quartzo: angulosa Porosidade: 1% / Tamanho: ultramicroporos (0,1 a 0,5 µm) / Tipo: Intergranular Microestrutura: Granular ESTRUTURA ORIGINAL DA ROCHA BEM PRESERVADA				

Na fácies I, foi verificado que a muscovita, embora em pouca quantidade, compõe uma matriz mais solúvel que o quartzo, a partir da qual a alteração se inicia. Essa alteração dá origem a minerais secundários e nódulos ferruginosos. A fácies II dá início à interconectividade entre os poros e à alteração das bordas dos grãos de quartzo. Isso ocorre em função da saída dos minerais secundários, que liberam os primeiros espaços, permitindo a circulação hídrica entre os grãos de quartzo. Na fácies III, a interconectividade entre os poros é estabelecida e a alteração das bordas dos grãos de quartzo é ainda mais significativa. A fácies IV é caracterizada pela criação de zonas de acumulação de ferro. No perfil 2 da Gruta do Salitre, nota-se que essa acumulação é gradual e tende a ser mais eficiente em fissuras da rocha (planos estratigráficos e fraturas), criando nódulos ferruginosos. No entorno desses nódulos a porosidade é elevada, pois representam áreas de lixiviação intensa e de mobilização para as áreas de acumulação (nódulos). Em relação ao perfil 2 da Gruta do Salitre, nota-se que as zonas de acúmulo de ferro podem criar níveis suspensos, intensificando a alteração a montante. Como evidência disso, foi identificada uma fácies mais avançada (VI) acima da zona de acumulação, com grãos de quartzos soltos, fragmentados e com pouco ou nenhum material intersticial.

O processo de intemperismo dos quartzitos na área promove a alteração do substrato em diferentes níveis, que podem ser observados tanto a nível macroscópico quanto microscópico. Os diferentes níveis observados nas cavernas em estudo apresentam relação próxima com dinâmica pedológica em superfície retratada por Campy & Macaire (1989) e Delvigne (1998). Essa diferenciação entre os diferentes níveis de alteração é baseada na resistência e ou no desaparecimento da textura e da fábrica petrográfica do material parental, que resulta na distinção dos conceitos de isoalterita e aloalterita.

A Figura 45 apresenta os diferentes níveis de alteração identificados nas cavernas em estudo pautado, sobretudo, no perfil 2 da Gruta do Salitre. Externamente, observa-se que as três primeiras fácies perdem gradativamente as características herdadas da rocha sã, sendo classificadas como isoalterita.

FÁCIES VI

FÁCIES IV (iii)

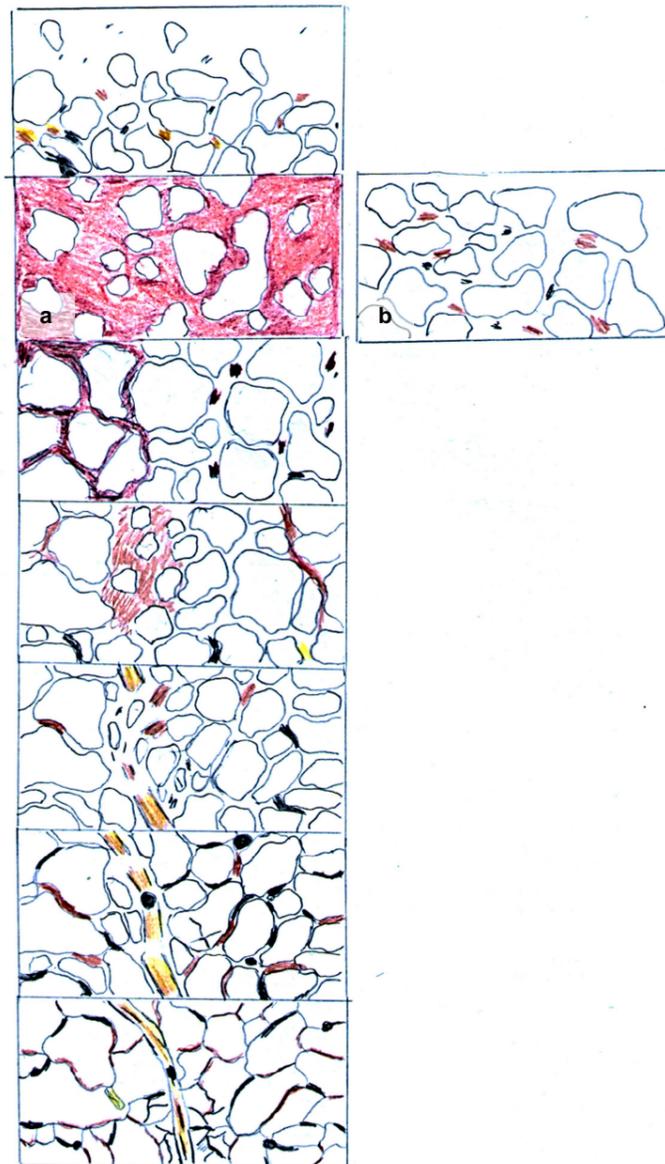
FÁCIES IV (ii)

FÁCIES IV (i)

FÁCIES III

FÁCIES II

FÁCIES I



Legenda:

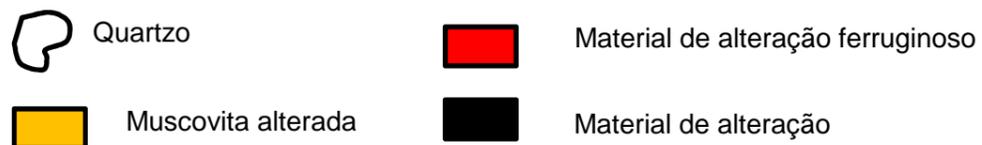


Figura 45. Modelo de evolução macro e microscópica das fácies de alteração das cavernas em estudo

FÁCIE	MACROESTRUTURA	MICROESTRUTURA	TIPO DE ALTERITA
VI	Muito alterada, consistência solta, completamente desagregada, passível de ser transportada pela água corrente, sem presença de estrutura aparente.	Apresenta estrutura do tipo grãos simples com fragmentos de material intersticial (7%) e elevada porosidade (30%).	Aloalterita
IV (iii)	Consideravelmente alterada, facilmente de ser desintegrada pela mão (consistência macia), conserva estrutura de forma sutil.	Apresenta duas zonas muito distintas: a) com ausência de porosidade, devido à presença de grandes nódulos ferruginosos (cerca de 1000 µm), que abrangem cerca de 30% da amostra (estrutura porfirítica); e outra (b) com estrutura do tipo grão simples no entorno dos nódulos com porosidade elevada (17%) e interconectada.	Aloalterita
IV (ii)	Consideravelmente alterada, facilmente de ser desintegrada pela mão (consistência macia), conserva estrutura de forma sutil.	Semelhante à organização da fácies anterior, mas com distribuição diferente: porfirítica (15%) e aglomeroplástica (85%). Possui cerca de 15% de porosidade.	Isoalterita / Aloalterita
IV (i)	Consideravelmente alterada, facilmente de ser desintegrada pela mão (consistência macia), conserva estrutura de forma sutil.	Pequenas zonas de concentração de ferro (10%), com grãos de quartzo em meio a uma massa de finos, semelhante a uma trama porfirítica. Mas com domínio da organização do tipo aglomeroplástica (90%), com resquícios de material fino. Possui cerca de 13% de porosidade.	Isoalterita / Aloalterita
III	Consideravelmente alterada, estruturas preservadas, passível de ser desintegrada pela mão (consistência ligeiramente dura).	Aglomeroplástica com menor porcentagem de finos, em relação à fácies 2. Resquícios de muscovita muito alterada. Possui cerca de 9% de porosidade.	Isoalterita
I	Moderadamente alterada, preserva as estruturas e consistência dura.	Aglomeroplástica: o plasma ocorre na forma de preenchimentos incompletos entre os grãos de quartzo. Possui cerca de 5% de porosidade.	Isoalterita
I	Rocha pouco alterada	Granular: plasma ocorre somente como pedofeições do tipo preenchimentos de minerais secundários (alteração da muscovita) entre os grãos de quartzo. Possui cerca de 1% de porosidade.	Isoalterita

Em nível microscópico, nas fácies I, II e III, a muscovita (mineral primário) é gradativamente transformada e substituída por minerais secundários ou por espaços porosos, mantendo as relações espaciais pré-existentes entre os minerais primários. Isso caracteriza uma transformação isovolumétrica (DELVIGNE, 1998). Nesse caso, a isoalterita tende a permanecer *in situ* com a sua estabilidade mecânica assegurada (QUINIF, 2010). Os padrões micromorfológicos identificados variam de granular (fácies I) a aglomeroplástico (fácies II e III).

A fácies IV marca a passagem da isoalterita para aloalterita que foram subdivididas em dois contextos: i; ii; iii. Nos contextos i e ii, o material se encontra consideravelmente alterado, mas ainda preserva parte da estrutura da rocha. No contexto iii o material se encontra irreconhecível em relação ao material parental. Conforme colocado por Delvigne (1998), nas aloalteritas é possível verificar mudanças na coloração do material, associada à redistribuição ou dissolução parcial de alguns constituintes (especialmente óxidos e hidróxidos de ferro). Externamente, as fácies IV (i) e IV (ii) apresentam cores alaranjadas e cinza que, em nível microscópico estão associados a zonas de concentração de ferro (padrão porfírico). Contudo, a estrutura ainda é preservada no padrão aglomeroplástico, que é o dominante. Já na fácies IV (iii), o padrão porfírico é proporcionalmente maior em relação às fácies anteriores, devido à maior concentração de ferro (nódulos).

Segundo Delvigne (1998), o processo dominante na aloalterita é a pedoplasmação que, por sua vez, é uma reorganização plásmica que resulta, necessariamente, de uma migração de matéria, com subtração, transporte em solução ou suspensão, além de acumulação e adição. Esse processo consiste na destruição progressiva das feições de sustentação das estruturas primárias e as remobilizações geoquímicas. Esse processo resulta em um material pouco consolidado, cujas características estruturais, texturais e volumétricas não são conservadas. Esse material foi identificado no entorno dos nódulos da fácies IV (iii) e na fácies VI, com o padrão do tipo grãos simples.

Porém, conforme Campy & Macaire (1989), a morfologia dos perfis de alteração é sempre complexa. As fácies podem passar de uma para outra progressivamente verticalmente ou lateralmente, ou mesmo pular de fácies, uma vez que existem vários fatores controladores da intensidade ou taxa das reações químicas (eficiência da drenagem, localização, composição mineralógica e textural, etc). Em relação às cavernas, a reconstituição das fácies é ainda mais complexa, pois grande parte do material de alteração foi removida restando apenas resquícios do mesmo.

Quanto à fácies VII localizada na caverna das Dobras e na Gruta Monte Cristo, não foi possível identificar a origem do material (depósito e *in situ*). No entanto, com base na organização macroscópica do mesmo, acredita-se que as bandas alternadas nas cores branca e escura representem reações de oxirredução de Mn, em função da oscilação do nível de base.

3.2.6. Considerações finais

As observações de campo e análises realizadas em laboratório revelaram diferentes condições de alteração dos quartzitos. Em ambiente externo, foram identificados os níveis iniciais de alteração geoquímica dessas rochas, expressas a partir das bandas de Liesegang. Essas bandas de cor alaranjada a brunada representam níveis saturados de ferro, sem qualquer relação com as estruturas da rocha. Os níveis saturados de ferro são decorrentes da alteração da muscovita, que compõe a matriz dos quartzitos. À medida que o processo de alteração avança, observa-se um comportamento bimodal na distribuição do ferro, através níveis com elevada concentração e níveis com baixa ou ausência de ferro (de cor branca). A redistribuição desse elemento altera o comportamento hidrogeológico no interior dos maciços, no que diz respeito à porosidade e permeabilidade, bem como a friabilidade do material. As estruturas da rocha foram verificadas como elementos importantes na concentração de ferro, uma vez que favorecem a circulação hídrica a grandes profundidades. Além disso, a partir do momento em que a concentração de ferro ocorre a partir dessas estruturas, passa a ser mais intensa dando origem ao comportamento bimodal mais intenso. Sendo assim, dois fatores foram diagnosticados como fundamentais para a evolução do carste na área, pois são propulsores do processo de alteração concentrado nos maciços: (i) mobilização e concentração de ferro associados às (ii) estruturas da rocha.

No interior das cavernas em estudo, foi verificado que a alteração dos quartzitos passa pelos níveis isoalterítico e aloalterítico, conforme já foi observado na dinâmica pedológica da formação de cobertura superficial. O estágio final de alteração dos quartzitos (aloalterita) é caracterizado por um material solto composto basicamente por areia (quartzo) e de baixa resistência mecânica. Os níveis aloalteríticos foram identificados, muitas vezes, nas proximidades dos níveis de acumulação de ferro (associados a estruturas da rocha), em que se observa maior intensidade de lixiviação desse elemento. Este mecanismo também foi verificado nos maciços, em ambiente externo às cavernas.

4. PROCESSOS CÁRSTICOS IDENTIFICADOS NOS QUARTZITOS DA REGIÃO DE DIAMANTINA, MINAS GERAIS, E OS DIFERENTES MODELOS DE EVOLUÇÃO DO CARSTE: UMA CONTRIBUIÇÃO SOBRE O DESENVOLVIMENTO CARSTE EM ROCHAS SILICICLÁSTICAS

Introdução

O carste pode ser definido como um tipo de relevo resultante dos processos geoquímicos e hidrodinâmicos (RENAULT, 1967-1969; JENNINGS, 1985; WHITE, 1988; DREYBRODT, 1988; FORD & WILLIAMS, 1989; KLIMCHOUK et al., 2000). Na visão clássica de carstificação que é pautada, sobretudo em rochas carbonáticas, esses dois processos ocorrem de forma simultânea. A água percola através de fissuras e descontinuidades da rocha e remove simultaneamente tanto os elementos dissolvidos como as partículas insolúveis, promovendo o contínuo alargamento dessas estruturas no interior do maciço, até que se forme um sistema cárstico.

As teorias mais recentes de evolução do carste, denominadas arenização por Martini (1979), fantomização (QUINIF, 2010) e primocarste (RODET, 1996; 2014), oferecem como alternativa ao paradigma tradicional na carstologia, a individualização dos processos geoquímicos e erosão mecânica em duas fácies distintas, independentemente da litologia. A primeira fácies de alteração química é caracterizada pela eliminação de elementos solúveis e acumulação *in situ* de um material residual, com características muito distintas do material parental. Na fácies hidrodinâmica esse material vem a ser removido, formando o sistema cárstico. Contudo, essas teorias apresentam suas particularidades.

A teoria de arenização foi desenvolvida especificamente para as rochas siliciclásticas, e interpreta a evolução do carste em duas fácies distintas. Na primeira fácies, há o domínio da dissolução que atua no entorno dos grãos de quartzo. O final dessa etapa tem como resultado um material residual arenoso (grãos de quartzo), muito friável. Na segunda fácies esse material é removido pela atuação mecânica da água.

Na perspectiva de muitos autores, a dissolução das rochas siliciclásticas se difere das carbonáticas por ser mais eficiente no domínio intergranular e ser incongruente (MARTINI, 1979; 2000; GALÁN, 1991; YOUNG & YOUNG, 1992; WRAY, 1997; WIEGAND, 2004). Tal perspectiva é fortemente arraigada à ideia de que a dissolução nas rochas carbonáticas desempenha papel dominante no processo de remoção da rocha (acima de 90%), não resultando na formação de uma alterita. Já nas rochas

siliciclásticas, a dissolução se restringe a apenas 10% a 20%, gerando uma grande quantidade de material residual (quartzo) (GALÁN, 1991). Contudo, não existem estudos quantitativos que comprovem essas estimativas.

As teorias de fantomização e primocarste defendem basicamente as mesmas ideias. No entanto, a fantomização representa uma alteração geral da rocha e não discute a dissolução dentro do contexto de evolução do carste. Já a teoria do primocarste representa uma alteração organizada e limitada (no espaço), pois acredita que o processo de carstificação se dá em eixos preferenciais de alteração.

Este capítulo propõe uma discussão sobre os processos cársticos identificados na área de Diamantina, Minas Gerais, em relação às teorias de evolução do carste retratadas acima. Por fim, a discussão também tem como intuito apresentar exemplos da contribuição do desenvolvimento de formas cársticas na gênese e dinâmica do relevo da área estudo.

4.1. Materiais e métodos

4.1.1. Definição da área de estudo e coleta de dados

Inicialmente foram selecionadas cavernas com maior potencial para observação das fácies de alteração dos quartzitos. As cavernas elegidas para realização de coleta e estudos das alteritas foram a Gruta do Salitre, a Gruta Monte Cristo, a Caverna das Dobras. Contudo, uma quarta caverna foi encontrada, a Cav-01, e selecionada para esse estudo, por apresentar aspectos morfológicos importantes que auxiliam na compreensão da gênese de cavernas da área.

Ainda em campo, foi realizado um detalhamento geomorfológico das quatro cavernas selecionadas para estudo, com objetivo de interpretar as fácies de evolução das mesmas. Além disso, foi feita descrição das feições em superfície (exocársticas e do criptocarste exposto), situadas no entorno das cavernas em estudo.

4.1.3. Compartimentação da área de estudo e mapeamento geomorfológico

Para uma melhor compreensão da área de estudo, foi realizada uma compartimentação geomorfológica individualizando duas unidades maiores: os maciços residuais e as superfícies arenosas aplainadas. Essa compartimentação foi feita através de observações de campo e de uma classificação de imagem de satélite da área (RAPIDEYE), utilizando o software ArcGis 10.1. Esses procedimentos tiveram como objetivo a elaboração de uma base geomorfológica da área, na qual as feições

localizadas em superfície (exocársticas e do criptocarste exposto) e subsuperfície (cavernas) foram contextualizadas.

4.1.4. Análises de laboratório

Para os estudos das etapas de alteração dos quartzitos nas cavernas selecionadas, foi aplicado um conjunto de análises em laboratório:

1. Análise macromorfológica: (i) descrição das fácies identificadas nas cavernas com base na cor e grau de alteração; (ii) descrição dos pontos de coleta.
2. Petrografia, mineralogia e micromorfologia: realizada por microscópio óptico no laboratório do departamento de Geografia na Universidade de Rouen, França. As lâminas foram estudadas buscando identificar diversos aspectos, tais como: constituição mineralógica, textura, porosidade, microestrutura, produtos de alteração, etc. A descrição mineralógica das lâminas foi complementada com a análise de difração de raios-X(DRX), utilizando as amostras deformadas relativas a cada fácies. Esta análise foi feita no Centro de Pesquisa Professor Manuel Teixeira da Costa (CPMTC), da Universidade Federal de Minas Gerais. Essa análise foi feita apenas para os minerais de fração argila.
3. Identificação de elementos químicos a partir das lâminas das alteritas, no Microscópio eletrônico de varredura (MEV) no laboratório Morfodinâmica Continental Costeira, do departamento de Geologia na Universidade de Rouen, França.
4. Análise granulométrica realizada em cada uma das fácies identificadas e coletadas no interior das cavernas em estudo. Essa análise foi realizada no laboratório de Geomorfologia da Universidade Federal de Minas Gerais, e o método empregado para foi baseado no Comunicado Técnico da Embrapa (2012).

4.15. Cruzamento dos resultados com as teorias de evolução do carste

Por fim, os dados obtidos nesta pesquisa foram comparados às teorias de evolução do carste: arenização por Martini (1979), primocarste por Rodet (2014), fantomização por Quinif (2010) e a visão clássica de carstificação. Exemplos de observações de campo realizadas no carste na greda da região da Normandia na França e nos arenitos da região de Fontainebleau, sul de Paris, foram utilizados como métodos comparativos. Essa discussão também traz à tona a contribuição das formas cársticas no desenvolvimento do relevo da área estudo.

4.2. Resultados e discussão

4.2.1. Fácies de evolução do carste na área de estudo

De acordo com os dados apresentados no capítulo 3, foi possível observar que as etapas de evolução do carste na área de estudo se assemelham ao recente modelo de evolução de carstificação proposto por Rodet (2017), que representa uma extensão da teoria do primocarste de Rodet (2014). Conforme pode ser observado na Figura 46, este modelo de carstificação é dividido na fácies pré-cárstica, que abrange a maior faixa de tempo, e a fácies efetivamente cárstica, que é relativamente rápida e na qual a caverna é, de fato, definida.

A fácies antecarste se inicia quando a água atinge a rocha pela primeira vez e dá início a uma alteração lenta e difusa no interior da massa rochosa (0a). Em seguida, a água quimicamente saturada promove o surgimento do fenômeno físico de distribuição dos elementos químicos, pela concentração regular na forma de bandas ou anéis, denominados Liesengang (0b).

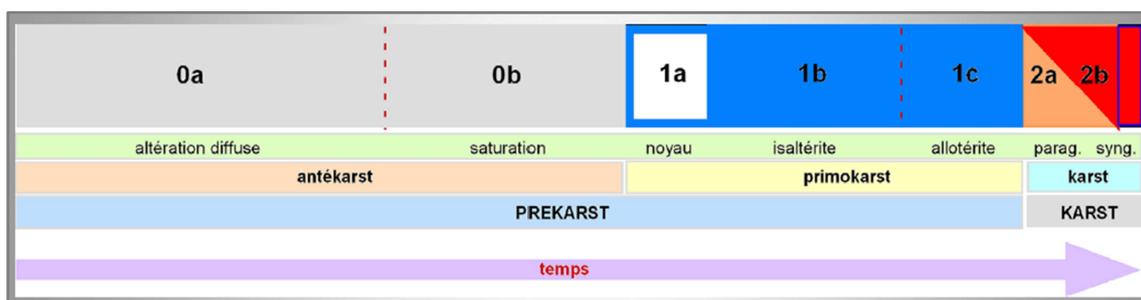


Figura 46. Modelo conceitual de evolução da carstificação em termos de processos e tempo de duração das etapas desses processos. Fonte: Rodet (2017).

Na área de estudo as bandas de Liesengang se manifestam na cor alaranjada a bruna que representam níveis saturados de ferro, sem qualquer relação com as estruturas da rocha. Na medida em que o processo de alteração avança, observa-se um comportamento bimodal na distribuição do ferro, através de níveis com elevada concentração de ferro e níveis com baixa ou ausência de ferro (de cor branca). Essa redistribuição do ferro altera a porosidade do material e, conseqüentemente a resistência do mesmo. Quanto maior o teor de ferro, maior a resistência do material e quanto menor o teor desse elemento (níveis brancos de intensa lixiviação), maior a friabilidade da camada. Essa redistribuição mais intensa está associada às estruturas da rocha, pela qual a água saturada de ferro percola com mais facilidade. A partir

disso, criam-se zonas ou nódulos (*noyau*) de alteração concentrada no interior do maciço, que delimita o início da formação do primocarste (1a) (Figura 47). Posteriormente ocorre a formação das fácies de isoalterita (1b), com esvaziamento geoquímico da rocha sem perda de volume e a aloalterita (1c), com perda de volume ressecamento do material (saída de água dos poros). Em 2a, tem-se a ligação entre surgência e ressurgência, que permite instalação da fácies hidrodinâmica e início da dinâmica paragenética. Em 2b, ocorre a transição da dinâmica paragenética para a singenética, com a instalação de um fluxo de água concentrado, a retirada da aloalterita e a origem do ponto de restituição cárstica, possibilitando a continuidade do sistema hidrológico.



Figura 47. Fraturas preenchidas por material ferruginoso no teto e piso da Gruta do Salitre, que caracterizam a fácies do primocarste. Material de preenchimento encontra-se mais alterado que o entorno.

A Figura 48 apresenta a fácies de evolução do primocarste por Rodet (2014). Observa-se que a alteração concentrada também se dá a partir de um eixo tectônico. No centro desse eixo ocorre a concentração de esmectita. Diferente da área de estudo, que ocorre a concentração de ferro. O produto final da alteração, isto é, a aloalterita também possui textura diferenciada. No modelo abaixo, a textura é argilosa e na área de estudo, a alterita é essencialmente arenosa (quartzo).

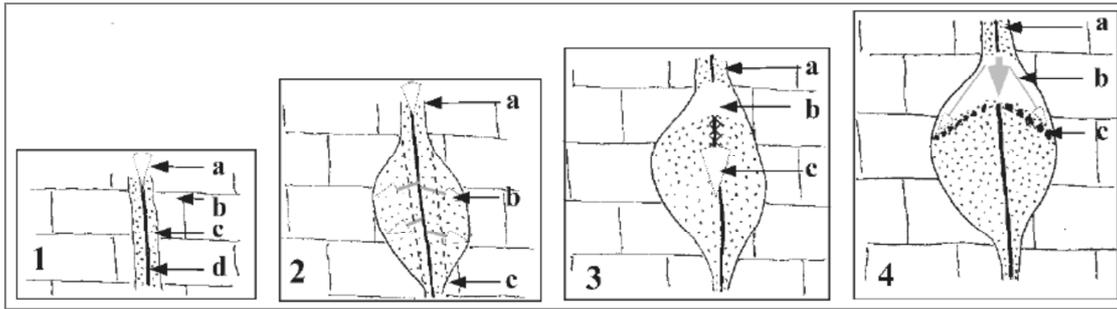


Figura 48. Fácies de evolução do primocarste: 1-Intemperismo de um eixo (tectônico). a- alimentação concentrada da frente de intemperismo; b- substrato rochoso; c- alterita (fantasma de rocha); d- eixo tectônico materializado pelo filme de esmectita. 2- Alargamento localizado do eixo tectônico; a- alimentação concentrada da frente de intemperismo; b- difusão lateral por percolação; c- nível de base da água subterrânea; 3- Cessa a fácies de intemperismo e abertura de vazio, a- estagnação da alimentação da frente de intemperismo; b- contração da alterita pela secagem e abertura de vazio com ar; c- esqueleto do alterita (da isoalterita a aloalterita). 4- A primeira introdução do fluxo cárstico; a- esporádica alimentação da frente de intemperismo; b- entrada de partículas exógenas; c- formação de poliedros de argila (Rodet, 2014).

4.2.2. Fatores condicionantes do processo de alteração das rochas siliciclásticas

Os processos cársticos identificados na área também podem ser relacionados ao modelo de Martini (1979). Este autor demonstrou que os quartzitos são submetidos a uma fácies inicial de alteração química, através da qual a rocha perde ou diminui a consistência, tendo como resultado a formação de um material residual denominado saprolito ou “neoarenito” (*neosandstone*). A dissolução ocorre ao longo das bordas dos cristais de quartzo (removendo o cimento silicoso), promovendo a interconectividade primária e levando ao progressivo enfraquecimento do quartzito. Essa fácies prossegue até que a rocha se reduza a areia, dando início à etapa erosiva na qual os grãos são evacuados via pipes. Destaca-se que essa mesma lógica evolutiva é abordada no modelo do primocarste.

Existe uma variedade de condicionantes do processo de arenização. Alguns deles podem ser destacados: o tempo de realização das reações químicas, o clima, presença de matéria orgânica, o tamanho dos grãos de quartzo, a porosidade primária, o intemperismo de outros silicatos e o grau de faturamento da rocha.

A sílica ocorre na forma de ácido silícico que é muito mais fraco que o ácido carbônico. Desse modo, um dos fatores mais importantes a ser considerado no processo de arenização dos quartzitos, é o período de tempo disponível à meteorização dessas rochas (WRAY & SAURO, 2017). Essa ideia foi comprovada por Martini (1984), ao propor um modelo preliminar das taxas de dissolução em quartzitos, demonstrando a necessidade de um longo do tempo para a efetiva desintegração da rocha. Quanto ao

clima, a ocorrência de formas cársticas em rochas siliciclásticas predominantemente em regiões tropicais parece estar associada prioritariamente à disponibilidade hídrica, em função da baixa solubilidade da sílica (DOERR, 1999; AULER, 2004). Sobre a temperatura, há registros da ocorrência desse fenômeno em climas temperados e até mesmo em latitudes subpolares, onde não se tem evidência de clima tropical pretérito (WRAY, 1997). Cita-se como exemplo o carste nos arenitos de Fontainebleau, na França (HARDT, 2011). Sobre a área de estudo, conforme exposto no capítulo 1, a Serra do Espinhaço Meridional tem condições favoráveis à intensa lixiviação da sílica, dada a relativa estabilidade tectônica da região, além de clima quente e úmido durante um longo período de tempo.

A matéria orgânica representa um dos elementos que contribuem para a dissolução das rochas siliciclásticas. As paisagens cársticas desenvolvidas em rochas siliciclásticas são fortemente associadas a áreas com abundância de chuvas e cobertura vegetal, que torna a água rica em ácidos orgânicos, que são capazes de dissolver a sílica formando complexos sílico-orgânicos (SILVA, 2004). Experimentos laboratoriais mostraram que a solubilidade do quartzo na presença de ácidos orgânicos pode ser 50% maior que em água pura (BENNET *et al.*, 1988). Além disso, a solubilidade do Fe e Al é aumentada significativamente na presença de compostos orgânicos, através da complexação⁵.

Quanto à área de estudo, foi notado que muitos dos maciços com feições do tipo lapiás estão associados a uma densa cobertura vegetal. A importância da vegetação também deve ser associada à estabilidade do solo sobre a rocha que, por sua vez concentra água e permite o avanço da frente de alteração. Em afloramentos onde a cobertura vegetal ainda não foi bem estabelecida, a água meteórica se infiltra com maior dificuldade no maciço, não permitindo as trocas geoquímicas.

Segundo alguns autores, a porosidade primária representa um dos principais fatores condicionantes do processo de arenização. De acordo com essa perspectiva, a arenização é mais eficiente nos quartzitos mais puros, com ausência de minerais de argila que entopem os poros e dificultam a circulação intergranular. (MARTINI, 1979; JENNINGS, 1985; YOUNG, 1988; DOERR, 1999; SAURO, 2014). Contudo, as análises realizadas nas cavernas em estudo mostraram que o material argiloso entre os grãos de quartzo, produto de alteração da muscovita, é passível de ser removido promovendo o aumento gradual da porosidade intergranular e permeabilidade, nas

⁵ A complexação ocorre quando há compostos orgânicos capazes de ligar-se com íons metálicos (MELO & ALLEONI, 2009).

zonas de lixiviação. O progressivo aumento do grau de arredondamento dos grãos de quartzo ao longo das zonas lixiviadas comprova o estabelecimento de uma circulação hídrica eficiente entre os mesmos. Já as zonas de acumulação de ferro funcionam com níveis suspensos.

Por outro lado, Piccini (1995) e mais tarde Sauro (2014) encontraram condições semelhantes às verificadas nas cavernas em estudo, no que diz respeito ao efeito da acumulação local de argilas. Esses autores sugeriram que a baixa porosidade das camadas ricas em filossilicatos pode funcionar como aquícludes e aquítardes, aumentando o teor de água e a alteração dos arenitos nas proximidades dessas camadas. Mais recentemente, Melo e Giannini (2007) sugeriram que o processo de arenização e formação de várias feições cársticas no estado do Paraná estão associados à dissolução dos filossilicatos. Análises petrográficas em amostras de quartzitos alterados, extraídas no interior de cavernas da região de Itambé do Mato Dentro, borda leste da Serra do Espinhaço, demonstraram que essas rochas se alteram preferencialmente a partir de níveis sericíticos.

A granulometria dos cristais é capaz de controlar a superfície de reação e, portanto, a intensidade de alteração através do domínio intergranular (WHITE e PETERSON, 1990; WHITE *et al.*, 1998; WILLEMS *et al.*, 1998). Dessa forma, espera-se que a arenização seja mais intensa nos grãos de quartzo finos que nos grossos. Os resultados da análise granulométrica das fácies identificadas nas cavernas demonstraram que os quartzitos apresentam textura predominantemente média a fina.

Outro aspecto interessante verificado, é que os cristais de quartzo se encontram fraturados já nas fácies iniciais de alteração. Nas fácies mais avançadas de alteração (sobretudo nas aloalteritas), são encontrados muitos fragmentos de quartzo, que são de fácil transporte pela água. O fraturamento e a fragmentação dos cristais de quartzo podem estar vinculados a processos químicos e físicos. De acordo com as observações em microscópio das fácies iniciais de alteração dos quartzitos, notou-se a presença comum de ruiniquartz (Figura 28), associados à liberação desses elementos a partir da alteração da muscovita. As bordas dos grãos de quartzo inseridos em agregados ferruginosos na Gruta do Salitre também apresentaram grau elevado de corrosão (

Figura 56 do Anexo III). Alguns trabalhos encontrados na literatura também sugerem que a dissolução das bordas dos cristais de quartzos pode ser induzida pela presença de mica e/ou minerais argila (ALCANTAR *et al.*; 2003; MEYER *et al.*, 2006). Contudo, as fraturas dos cristais também podem ter sido originadas do intemperismo físico proporcionado por mudanças na disponibilidade hídrica no sistema, uma vez que a região apresenta as estações chuvosa e seca, bem definidas.

Por se tratar de uma rocha de baixa porosidade primária, as fraturas são consideradas como elementos fundamentais no processo de arenização dos quartzitos. Sobretudo

no processo de infiltração e percolação da água meteórica a grandes profundidades no interior dos maciços (MAINGUET, 1972; URBANI e SZCZERBAN, 1974; WHITE *et al.*, 1966; MARTINI, 1979). Mais recentemente, Sauro (2014) sugeriu que não só as fraturas funcionam como promotores do intemperismo. A existência de alguns “horizontes de iniciação”⁶ seria o principal fator capaz de controlar lateralmente a arenização ao longo dos níveis estratigráficos horizontalizados de cavernas nos tepuis venezuelanos. De acordo com esse autor, a arenização ocorre preferencialmente em horizontes compostos por quartzitos puros, situados entre camadas ricas por filossilicatos, que barram a circulação da água.

Em relação às cavernas em estudo, notou-se que as camadas mais ricas em argila também representam um elemento importante para arenização. Porém, entende-se que as camadas de quartzito puro são produto da lixiviação de elementos químicos, resultantes da alteração da muscovita. A arenização é mais intensa nos limites dos níveis de acumulação de ferro, gerando material muito desagregado composto basicamente de areia. Esses níveis de maior perda química podem ser considerados, portanto, como os horizontes mais favoráveis à arenização conforme proposto por Lowe (1992). No entanto, os resultados dessa pesquisa demonstraram que os quartzitos devem ser submetidos a uma redistribuição de elementos químicos (fácies pré-cárstica da Figura 46), sobretudo de óxidos de ferro, para a criação desses níveis mais susceptíveis à arenização. A acumulação desses elementos permite que a alteração ocorra de forma concentrada no interior do maciço, dando condições para que os processos cársticos atuem.

4.2.3. Criptocarste e pontos de introdução

Na área de estudo, as morfologias que registram a introdução de água e alteração concentrada nos maciços são os lapiás e as dolinas associadas às entradas das cavernas. Essas morfologias se desenvolvem no domínio do criptocarste.

O estudo do criptocarste está diretamente relacionado ao entendimento do primocarste, pois se refere à fácies primária do seu desenvolvimento, que altera, aos poucos, a rocha a partir da reação geoquímica da água, intemperizando o substrato em subsuperfície e formando a alterita. O principal elemento a partir do qual o carste de introdução se desenvolve é a cobertura (solo/alterita), que retém água e promove as reações químicas na zona de contato com a rocha. O desenvolvimento do

⁶ A ideia da existência de horizontes favoráveis à formação de rotas iniciais de fluxos subterrâneos foi proposta primeiramente por Lowe (1992), denominados como “*inception horizons*”.

criptocarste acompanha o contato com a rocha aparecendo horizontalmente, próximo à superfície na zona epidérmica, podendo promover a presença de um nível freático suspenso. Ele também pode ocorrer sub-horizontalizado a verticalizado, concentrando-se em pontos de introdução, denominados como “raízes de introdução” ou pipes de dissolução (“*solution pipes*”). Estas raízes se caracterizam por pontos preferenciais de infiltração, e evoluem em profundidade até cruzarem um conduto e/ou galeria, fazendo a conexão com o endocarste (RODET, 1992; VASCONCELOS, 2014) (Figura 49).

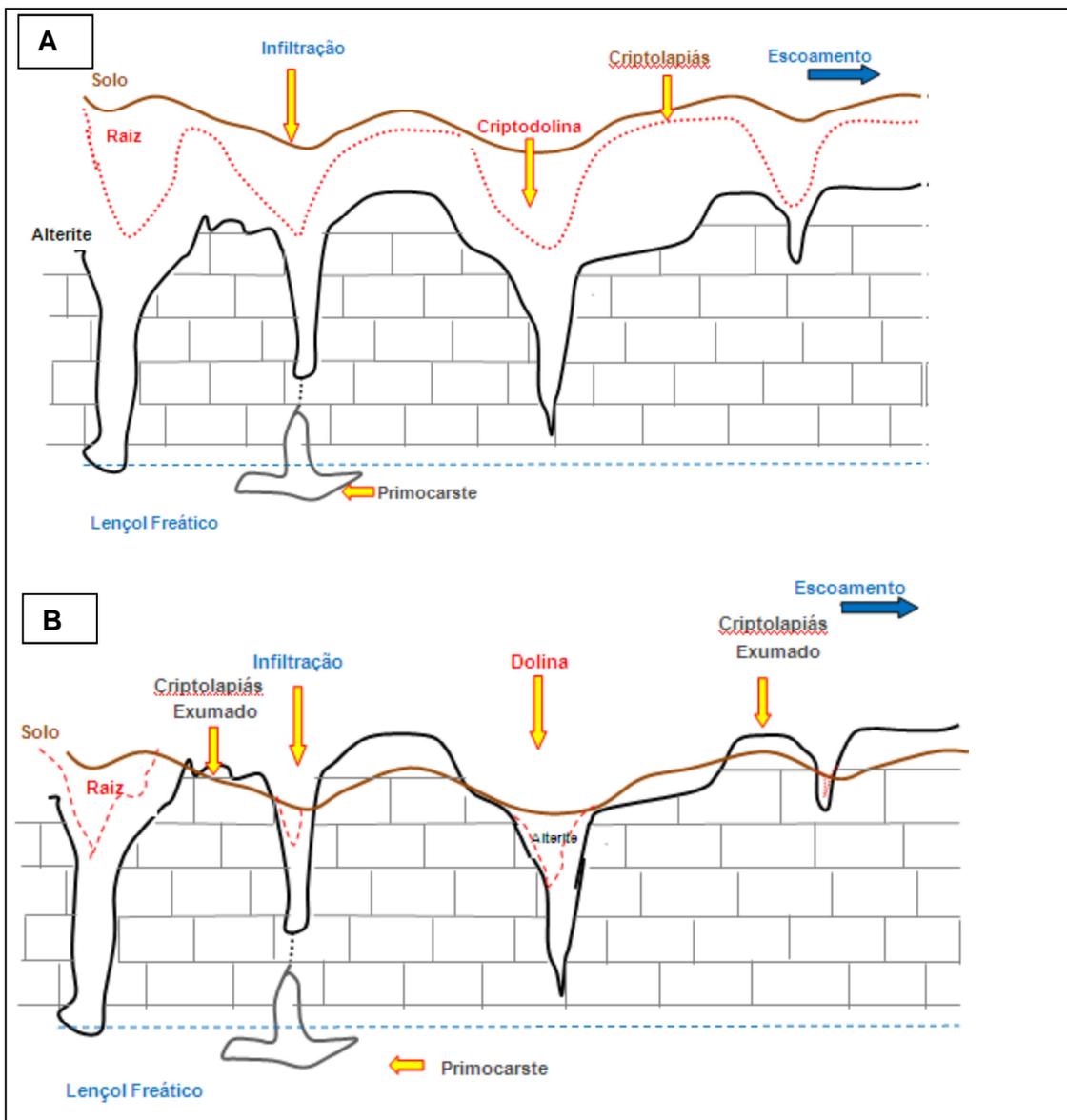


Figura 49. Esquema de formação de raízes de introdução e morfologias criptocársticas expostas.
Fonte: Vasconcelos (2014)

As raízes de introdução se concentram em pontos preferenciais de permeabilidade que podem ser favorecidos, por exemplo, pela presença de diáclases, diferenças na litologia e na porosidade da rocha, entre outras possibilidades (VASCONCELOS, 2014). Na área de estudo, foi verificado que as raízes de introdução estão associadas à alteração concentrada ao longo das fraturas subverticalizadas, preenchidas por ferro. Após a erosão do solo, essas morfologias são expostas à superfície dando origem aos lapiás. Conforme foi verificado em campo, todas as cavernas em estudo apresentam essas morfologias no topo do maciço de inserção. A Cav- 01 é um exemplo claro de como os lapiás se comportam como raízes de introdução de água que podem, inclusive se se conectar ao endocarste (Figura 11 e Figura 23).

As bandas de Liesegang onduladas, visualizadas no alto do maciço próximo à Gruta do Monte Cristo, ilustram como se dá o desenvolvimento de dolinas nos quartzitos da área de estudo (Figura 22 a). É importante destacar que muitas das cavernas (Gruta do Salitre, Monte Cristo e Extração) apresentam suas entradas principais em dolina, que são posteriores à origem das cavidades. Isso indica que o início de formação dessas cavernas parece ter partido desse mecanismo de introdução vindo, posteriormente a se conectar com o ponto de restituição ou saída de água no sistema, a jusante.

As superfícies aplainadas de cobertura arenosa, identificadas na área de estudo são caracterizadas por apresentar hidromorfismo sazonal. Isso representa um indicativo de que essas áreas são formadas pela incapacidade dos mecanismos de introdução de água absorver excessos hídricos, promovendo o processo de aplainamento a partir do criptocarste, isto é, através do contato do solo/alterita e o substrato rochoso. Vasconcelos (2014) constatou que essas coberturas arenosas representam as morfologias mais frequentes na região que abrange os quartzitos de Conselheiro Mata e Diamantina. Essas superfícies foram interpretadas pela autora como poljes fossilizados, pois elas possuem presença de hidromorfismo, formas relictas de dissolução (criptocarste exposto) e formas de dissolução periférica. A Figura 50 apresenta os estágios de evolução de poljes e dolinas. Contudo, a autora não encontrou o ponor (ponto de introdução e restituição do polje), não podendo afirmar trata-se de poljés ativos. A autora sugere que o grau de intemperismo foi suficiente para apagar seus registros na área. Atualmente, essas superfícies recebem material resultante da erosão do entorno, caracterizando as rampas de colúvio.

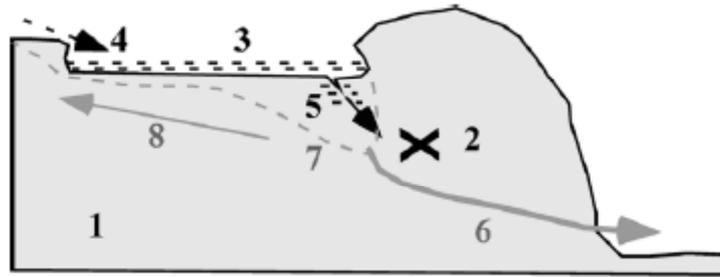


Figura 50. Estágio de desenvolvimento de poljés e dolinas. Primeiro estágio – o poljé: 1- Maciço; 2- barragem subterrânea (sem conexão entre introdução e restituição); 3- formação do poljé; 4- entrada de água; 5- ponor ou reservatório subterrâneo. Segundo estágio – a dolina: 6- ligação entre introdução e restituição; 7- abertura da dolina; 8- transformação em um vale cego. (Rodet, 2014)

Destaca-se que essas áreas aplainadas também ocorrem nos topos dos maciços (platôs) residuais da área de estudo, com presença de campo rupestre (Figura 51 a). Porém, nas bordas escarpadas desses mesmos maciços nota-se a presença de fraturas subverticalizadas, através da qual o dissecamento avança em níveis mais profundos (raízes de introdução), promovendo inclusive, o despreendimento de parte da massa rochosa. Observa-se que esses mecanismos de introdução da água são pouco eficientes na porção central do maciço, tendendo ao aplainamento do mesmo.

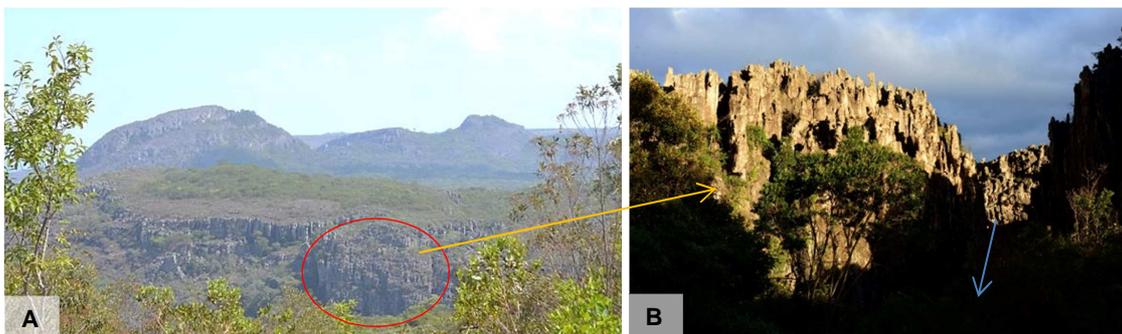


Figura 51. A) Platôs com bordas escarpadas e dissecação em profundidade a partir das fraturas verticalizadas, que representam mecanismos de introdução. Destaque em vermelho para porção que está se despreendendo do maciço. B) Maciço de inserção da Gruta do Salitre, que ilustra fácies mais avançada das formas analisadas em A. A seta indica a entrada da Gruta do Salitre localizada na base do maciço, demonstrando a conexão entre formas de introdução e endocarste.

A Figura 51 b representa uma fácies mais avançada da porção destacada na Figura 51 a. Nesta etapa a cobertura pedológica foi removida, expondo essas formas à atuação da água meteórica. Esse mecanismo permitiu a formação de lapiás exagerados ou Tsingy. A Gruta do Salitre se encontra na base demonstrando a conexão que os pontos de introdução e o primocarste podem se desenvolver separadamente e vir a serem conectados, conforme ilustra a Figura 49 b.

O processo de aplainamento dessas superfícies, a partir do intemperismo químico, pode ser comprovado através da identificação de formas relictas de dissolução formadas na zona criptocárstica, e que se encontram atualmente expostas à superfície (Figura 52). Ressalta-se que essas feições apresentam uma grossa camada superficial ferruginosa impermeável, permitindo que elas permaneçam em superfície. Muitas delas apresentam formas de dissolução periférica e alvéolos. Acredita-se que o processo de aplainamento se deu devido a uma camada ferruginosa de baixa permeabilidade que foi formada no contato do solo com a rocha, promovendo a retenção do nível freático suspenso. Uma vez que a alteração não consegue ser aprofundada em direção ao interior do maciço, ela tende a se horizontalizar, promovendo o aplainamento das superfícies. Dessa forma, ressalta-se a importância do domínio do criptocarste para o desenvolvimento do relevo da área de estudo. Conforme verificado por Vasconcelos (2014), o criptocarste da área de estudo é responsável pela entrada de fluxo concentrado no substrato rochoso, pelo aplainamento das superfícies e pela ligação com o endocarste e o sistema de restituição.

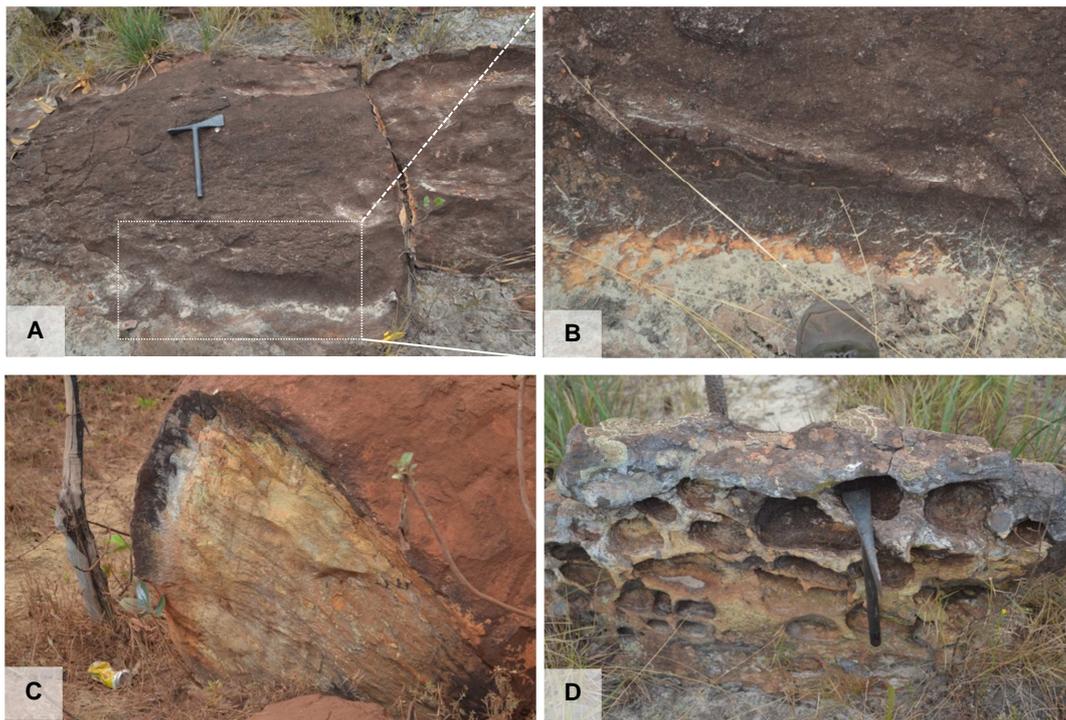


Figura 52. Exemplos de feições do criptocarste expostas com cobertura ferruginosa, identificadas ao longo das superfícies aplainadas: A e B) afloramentos residuais com dissolução periféricas; C) Afloramento com parte interna branca, (zona que sofreu intenso processo de lixiviação em direção às bordas, que apresentam cor escura a avermelhada, como indicativo de concentração de ferro; D) afloramento residual com alvéolos centimétricos

4.2.4. Contribuição dos processos cársticos no desenvolvimento da área de estudo

De acordo com os resultados apresentados no capítulo 2, a área de estudo possui feições cársticas que foram desenvolvidas nos três domínios: exocárstico, criptocárstico e endocárstico. Estes domínios são conectados através do desenvolvimento e funcionamento das feições cársticas. A paisagem da área revela ainda a existência de feições cársticas superficiais e subterrâneas com diferentes estágios de desenvolvimento que guardam, portanto, vestígios de adaptações morfodinâmicas impostas no ambiente. Essas características definem, segundo Rodet (2014), um sistema cárstico.

De acordo com Quinif (2010) e Quinif *et al* (2014), o sistema cárstico pode ser entendido como um sistema termodinâmico capaz de estabelecer trocas de energia e matéria com o meio externo. Essas energias são: (i) energia química para converter a rocha em fácies dissolvidas (íons) e fácies não dissolvidas (alterita), além de baixa energia hidrodinâmica para garantir a circulação dos fluidos dentro do sistema; (ii) energia potencial ou hidrodinâmica para permitir a circulação da água e (iii) energia mecânica para remover sedimentos e ampliar as descontinuidades, denominada fácies fluvial.

O modelo apresentado por Dubois *et al* (2014) compara o sistema cárstico compreendido a partir da visão da termodinâmica e o carste do ponto de vista do modelo clássico de carstificação, denominado por esses autores como carste por remoção total (Figura 53). Observa-se que na visão clássica de carstificação (A), requer-se a dissipação dos três tipos de energia ao mesmo tempo (química, potencial e mecânica). Dessa forma, parte-se do princípio que a energia hidrodinâmica deve ser significativa desde as fácies iniciais de carstificação.

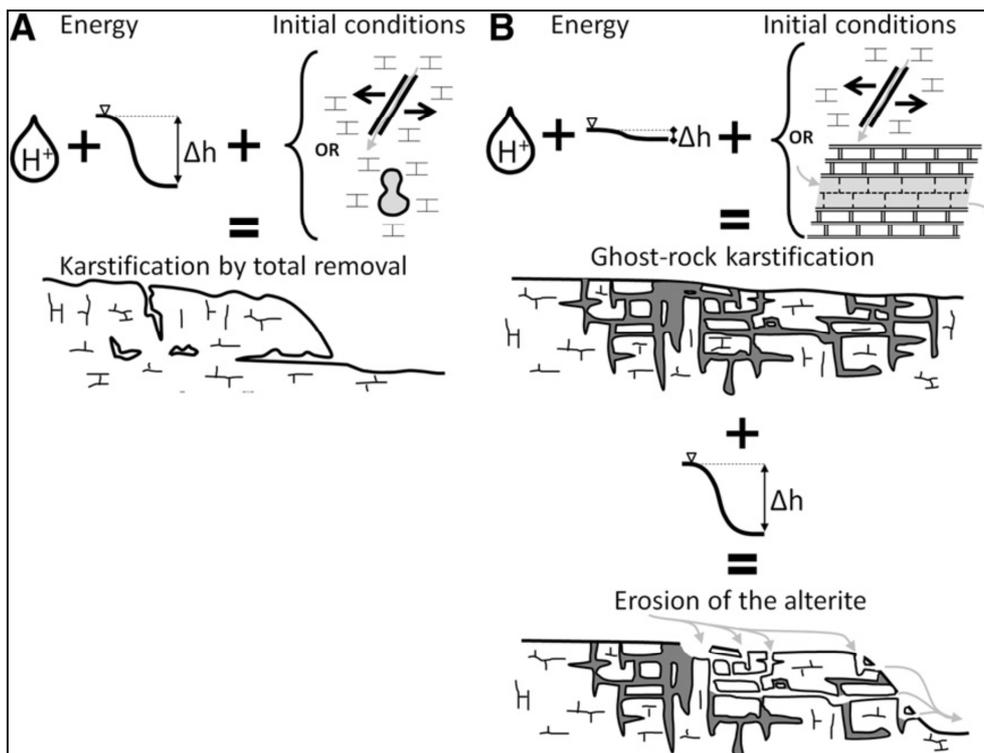


Figura 53. O conceito termodinâmico de carstificação: O conceito termodinâmico de carstificação: (A) carstificação por remoção total requer uma quantidade considerável de energia química para dissolver a rocha, com uma quantidade considerável de energia hidrodinâmica para remover tanto os elementos dissolvidos como as partículas não dissolvidas. A água precisa ser capaz de circular no interior do maciço rochoso através de passagens preferenciais (juntas abertas), promovendo a abertura de galerias. (B) carstificação por fantomização requer uma quantidade de energia considerável para dissolver a rocha, mas uma baixa energia hidrodinâmica para remover os elementos dissolvidos enquanto deixa as partículas insolúveis no lugar. Passagens preferenciais são favorecidas por juntas abertas ou zonas mais transmissíveis no interior do maciço rochoso. As partículas insolúveis serão removidas pela formação de fluxo de água concentrada se a energia hidrodinâmica aumentar. Fonte: Dubois et al. (2014)

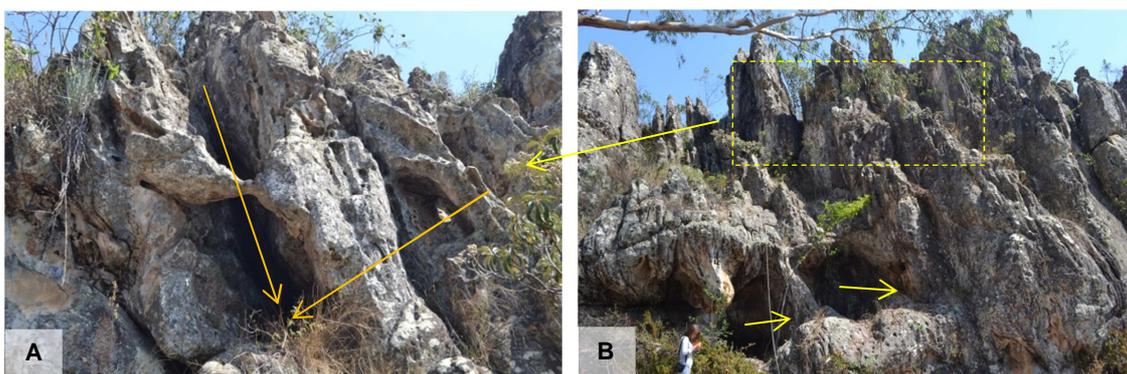
Os resultados obtidos nessa pesquisa demonstraram que a transformação da rocha em alterita no interior do maciço, é um longo e lento processo. A transformação do quartzito, uma rocha muito resistente à alteração, em um material residual composto praticamente por areia, comprova ser necessária uma quantidade elevada de energia química e baixa energia hidrodinâmica.

As mudanças de energia no sistema retratadas por Quinif (2010) podem ocorrer de forma lenta ou súbita (incidências glacio-estáticas ou tectônicas). Na área de estudo foi verificado que a passagem da fácies geoquímica para a fácies fluvial é decorrente dos desníveis locais no relevo, criados pelo rebaixamento do nível de base, comandada pela escavação dos rios da região, conforme apresentado no modelo B da Figura 53. À medida que os afloramentos vão sendo expostos, a ligação entre *in put* e *out put* ou ligação hidrocarstica é estabelecida, assim como o , aumento da energia hidrodinâmica.

No maciço de inserção da Caverna das Dobras, a presença de vários alvéolos e dutos suspensos comprova a existência pretérita de um fluxo anastomosado. De acordo Rodet (2007), o fluxo anastomosado caracteriza a segunda fácies de desenvolvimento do carste, após a fácies do primocarste. Nos estados juvenis do carste, a água atua em múltiplas direções e inicia-se uma fácies com um conjunto de canais que divergem e convergem entre si (anastomoses), demonstrando a busca da água por um caminho melhor para alcançar o seu destino (carste de restituição).

Observa-se que na base do maciço as drenagens se concentraram e se coalesceram abrindo espaço para monocoletores que são aberturas maiores, as quais concentram o fluxo (entradas da cav-01) (Figura 54 a; b). Já esta fácies é caracterizada por Rodet (2007) como o estado maduro do carste, que dá início a uma hierarquização da rede de drenagem subterrânea.

Nos arenitos do platô de Fontainebleau (Nermours) também foram observados inúmeros alvéolos, tubos horizontais e verticais em profusão nos blocos de arenitos fragmentados da região, como vestígios de fácies anastomosada (Figura 54 c; d). Assim como na área de estudo, as conexões encontradas entre os níveis de tubos superiores com níveis inferiores demonstram um sentido de fluxo e diversas capturas pela evolução do sistema de nível inferior. Estas migrações de pontos mais altos para pontos mais baixos demonstram que o sistema acompanhou o rebaixamento do nível de base, à medida que os rios da região escavavam os vales.



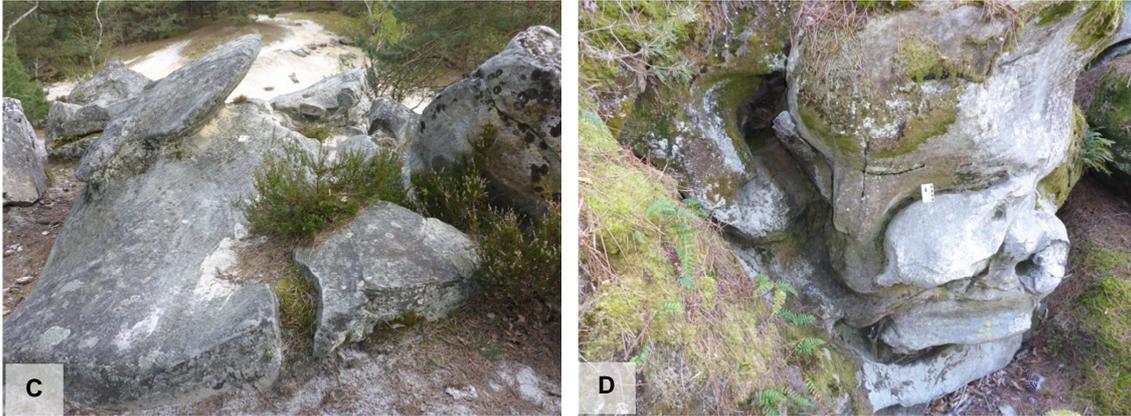


Figura 54. Vestígios da existência pretérita de fácies anastomosada do sistema cárstico (carste juvenil): A: alvéolos e dutos interconectados suspensos em maciço de inserção da Cav-01; B: Entradas da Caverna das Dobras na base do maciço que apresentam monocoletores dos fluxos que convergiam de forma anastomosada na parte superior do maciço; C e D) inúmeros alvéolos, tubos horizontais e verticais em profusão nos blocos fragmentados da região de Fontainebleau (Nermours), como vestígios de fácies anastomosada.

Os sistemas de condutos, horizontais e verticais, por estarem em nível topográfico mais elevado e inteiramente desconectado do sistema hidrológico contemporâneo (Figura 54 a;b) também permitem dizer que se trata do estado relicto do carste, retratado por Rodet (2007). Essa desconexão foi resultado do rebaixamento do nível de base e a intensificação dos processos erosivos. No entanto, conforme colocado por alguns autores, observa-se que essas feições ainda estão sujeitas a modificações pela ação do intemperismo, colapso e deposição de espeleotemas (OSBORNE, 2004; FORD & WILLIAMS, 2007, RODET 2007; VASCONCELOS, 2014).

O termo carste relicto identificado na área não representa o fim de um ciclo e não implica em dizer que o carste está “morto”. Fácies múltiplas de carstificação ou policíclicas são muito frequentes (OSBORNE, 2004). No interior das cavernas estudadas foi identificado que o processo de dissolução ainda é ativo, por mais que elas se encontrem em fácies de fossilização através da desconexão com a rede de drenagem inserida. Na Caverna das Dobras, por exemplo, a drenagem intermitente controlada pela oscilação do nível de base, é capaz de alterar o piso. Isso demonstra que, embora o processo de dissolução e formação da alterita seja pouco atuante e restrito a pequenas áreas no interior das cavernas em estudo, ele continua a penetrar em níveis de profundidade subterrânea ainda não expostos à superfície (Figura 13). As zonas diferenciadas de maior alteração identificadas nos quartzitos da área associadas aos anéis de Liesegang, também representam fenômenos recentes de uma fácies pré-cárstica (Figura 21 e Figura 22).

4.2.4. Considerações finais

Os resultados apresentados nesta pesquisa demonstraram que é necessária uma preparação geoquímica da rocha para que, de fato, a dinâmica cárstica (paragênese e singênese) seja instalada nos quartzitos da área de estudo. Essa fácies inicial foi retratada nas teorias arenização, primocarste e fantomização. Contudo, a teoria do primocarste apresenta mais detalhes sobre a fácies pré-cárstica, cujas etapas são semelhantes às verificadas na área de estudo. De forma geral, na fácies pré-cárstica, destaca-se a importância dos níveis de concentração de ferro e das estruturas da rocha, para que o processo de alteração ocorra de forma concentrada na paisagem.

Alguns fatores podem ser enumerados como fundamentais para a fácies de alteração dos quartzitos da área: (i) relativa estabilidade tectônica que proporciona o tempo para que as reações químicas aconteçam (lixiviação da sílica e ferro); (ii) clima tropical, sobretudo disponibilidade hídrica; (iii) presença de matéria orgânica que favorece a dissolução dos elementos Fe, Si e Al, bem como a infiltração de água nos maciços; (iv) quartzitos de granulometria média a fina que apresentam maior superfície de reação e maior fragilidade à fragmentação; (v) quartzitos de matriz micácea.

O domínio do criptocarste apresenta um papel importante no desenvolvimento dos pontos de introdução de água no sistema, expressos morfologicamente através de feições como lapiás e dolinas. Esses pontos de introdução se comunicam e alimentam o endocarste da área. Os processos de alteração atuantes no domínio do criptocarste também explicam a formação das superfícies aplainadas na área que, por sua vez, são desenvolvidas pela ausência de pontos de introdução no interior do maciço, promovendo o aplainamento do terreno. A formação dessas superfícies é favorecida a partir da formação de uma cobertura pedológica (interação alterita/rocha), e de uma camada de baixa permeabilidade ferruginosa, capazes de criar níveis freáticos suspensos.

Na paisagem foram observados os vários estados de evolução do sistema cárstico. Portanto, pode-se concluir que os processos cársticos exercem grande influência sobre a gênese e a dinâmica atual do relevo da área.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Em termos morfológicos, a área de estudo apresenta uma grande variedade de feições que se assemelham às formas tipicamente cársticas encontradas em rochas carbonáticas. Essas formas apresentam diferentes estados de evolução demonstrando a existência de fácies diversas de desenvolvimento do sistema cárstico na área. As mudanças de fácies estão associadas aos tipos de energias disponíveis, comandadas pelas mudanças de nível de base e processos erosivos. Destaca-se o fato de que as cavernas em estudo se encontram em estado fóssil e suas bacias de alimentação atualmente não correspondem ao tamanho das mesmas. Isso leva a concluir que essas cavernas foram formadas sob a configuração de um relevo diferente do atual, bem como uma maior disponibilidade hídrica no sistema.

As investigações em campo a partir dos aspectos morfológicos também demonstraram que o carste da área apresenta várias fácies de evolução que se sobrepõem. Essas mudanças de fácies são decorrentes do rebaixamento do nível de base regional. No interior das cavernas investigadas foram encontradas feições resultantes de fácies de relativa estabilidade no sistema, coexistentes com morfologias que indicam maior energiano sistema. Sendo assim, o diagnóstico geomorfológico apresenta indícios de que o carste da área é desenvolvido pela alternância de dois tipos de fácies: (i) de relativa estabilidade, na qual são favorecidos os processos geoquímicos, seguida de (ii) fácies de instabilidade gerada pelo rebaixamento do nível de base, e aumento dos processos erosivos e da energia hidrodinâmica.

Conforme apresentado no capítulo 3, no interior das cavernas em estudo foi identificada a presença de alterita, a qual comprova que a evolução do carste da área passa por uma fácies inicial geoquímica, que resulta em um material residual gerado *in situ*. Através dos estudos micro e macromorfológicos das diferentes fácies de alteração foi estabelecido um padrão de desenvolvimento da alterita nas cavernas da área. A partir de um conjunto de análises foi verificado que a alterita passa por dois estágios de desenvolvimento: (i) isoalterítico, no qual a estrutura e o volume da rocha são preservados e só ocorrem alterações químicas e mineralógicas (alteração isovolumétrica) e (ii) aloalterítico, através do qual o volume e a estrutura da rocha são modificados.

Estes estágios podem ocorrer em função das seguintes condições de alteração:

- Fácies I (rocha pouco alterada / isoalterita): foi verificado que a muscovita, embora em pouca quantidade, compõe uma matriz mais solúvel que o quartzo, a partir da qual a alteração se inicia. Essa alteração dá origem a minerais secundários e nódulos ferruginosos. A microestrutura é granular, pois o plasma ocorre somente como pedofeições do tipo preenchimentos de minerais secundários (alteração da muscovita) entre os grãos de quartzo. A porosidade é baixa, com cerca de 1%,
- Fácies II (moderadamente alterada / isoalterita): marca o início da interconectividade entre os poros e à alteração das bordas dos grãos de quartzo. Isso ocorre em função da saída dos minerais secundários, que liberam os primeiros espaços, permitindo a circulação hídrica entre os grãos de quartzo. A microestrutura é do tipo aglomeroplástica, pois o plasma ocorre na forma de preenchimentos incompletos entre os grãos de quartzo. Possui cerca de 5% de porosidade.
- Fácies III (consideravelmente alterada / isoalterita): a interconectividade entre os poros é estabelecida e a alteração das bordas dos grãos de quartzo é ainda mais significativa. A microestrutura é do tipo aglomeroplástica, com porosidade em torno de 10%.
- Fácies IV (consideravelmente alterada / isoalterita a aloalterita): caracterizada pela criação de zonas de acumulação de ferro. A acumulação é gradual e tende a ser mais eficiente em fissuras da rocha (planos estratigráficos e fraturas), criando nódulos ferruginosos (porosidade nula). No entorno desses nódulos a porosidade é elevada (13% a 18%), pois representam áreas de lixiviação intensa e de mobilização para as áreas de acumulação (nódulos). As zonas de acúmulo de ferro podem criar níveis suspensos, intensificando a alteração a montante. Os nódulos ferruginosos apresentam microestrutura porfirítica (grãos de quartzo em meio a uma massa de finos), e as zonas de lixiviação possuem padrão aglomeroplástico a de grãos simples.
- Fácies V e VI (muita alterada / aloalterita): V representa um estágio pouco menos alterado que a fácies VI. Na fácies V ainda se observa relação de contato entre os grãos, através do padrão aglomeroplástico. Já na fácies 6, os grãos de quartzo estão praticamente soltos, muito fragmentados e com pouco ou nenhum material intersticial. Esse material, composto basicamente de areia, é passível de ser transportado pela água.

Além das seis fácies descritas acima, identificou-se também uma categoria de material de consistência solta, com bandas alternadas nas cores branca e escura (fácies VII), na Gruta Monte Cristo e Caverna das Dobras. As análises microscópicas não foram suficientes para identificar a origem do material (deposicional ou *in situ*). Acredita-se

que as bandas alternadas nas cores branca e escura representem reações de oxirredução de Mn, em função da oscilação do nível de base, caracterizando, portanto, como redistribuição mineral.

Os estágios de desenvolvimento da alterita (iso e aloalterita) foram abordados nas teorias do primocarste e fantomização, mas também são utilizados para explicar a dinâmica pedológica das formações superficiais. Desta forma, determinados fatores foram investigados e identificados no ambiente como fundamentais para a formação do carste na área, pois permitem a alteração concentrada em pontos da superfície, diferenciando da alteração generalizada que forma o manto de intemperismo, que são: (i) a formação de níveis ferruginosos (bandas de Liesegang) e (ii) as estruturas geológicas. Estes fatores estão relacionados a uma fácies antecárstica, que antecede à fácies de formação da alterita (também denominada primocarste).

A fácies antecarste se inicia quando a água atinge a rocha pela primeira vez e dá início a uma alteração lenta e difusa no interior da massa rochosa. Em seguida, a água quimicamente saturada promove o surgimento do fenômeno físico de distribuição dos elementos químicos (notadamente o ferro), pela concentração regular na forma de bandas ou anéis, denominados Liesegang.

Em uma fácies mais avançada de alteração (primocarste ou formação da alterita), os níveis de concentração de ferro passam a ser mais intenso ao longo das estruturas da rocha (fraturas e planos estratigráficos). O intenso processo de concentração proporciona um comportamento bimodal do material, em que: (i) níveis de concentração de ferro de porosidade baixa ou nula funcionam como níveis suspensos; (ii) níveis de lixiviação que apresentam elevada porosidade. Este comportamento bimodal passa a alterar o comportamento hidrogeológico no interior dos maciços, no que diz respeito à porosidade e permeabilidade, bem como à friabilidade do material.

O estágio final de alteração dos quartzitos (alotalterita) é caracterizado por um material solto composto basicamente por areia (quartzo), conforme atestado na teoria da arenização. Este material é passível de ser transportado pela ação mecânica da água, dando origem ao duto cárstico. No interior das cavidades, os níveis aloalteríticos foram identificados, nas proximidades dos níveis de acumulação de ferro (associados a estruturas da rocha), em que se observa maior intensidade de lixiviação desse elemento.

Por se tratar de rochas muito resistentes ao intemperismo, alguns fatores ambientais foram identificados como fundamentais para a alteração dos quartzitos da área: (i)

relativa estabilidade tectônica que proporciona o tempo para que as reações químicas aconteçam (lixiviação da sílica e ferro com redistribuição do último); (ii) clima tropical, sobretudo disponibilidade hídrica; (iii) presença de matéria orgânica que favorece a dissolução dos elementos Fe, Si e Al, bem como a infiltração de água nos maciços; (iv) quartzitos de granulometria média a fina que apresentam maior superfície de reação e maior fragilidade à fragmentação; (v) quartzitos de matriz micácea.

A Serra do Espinhaço Meridional apresenta o predomínio de rochas quartzíticas ao longo de sua extensão. No entanto, essas rochas são muito variáveis em termos de composição, textura e, portanto, de resistência ao intemperismo. Isto, somado a outros fatores ambientais, explica o fato de que os processos cársticos não ocorrem em toda a extensão do domínio dos quartzitos. Estudos espeleológicos anteriormente realizados na área de Itambé do Mato Dentro, Minas Gerais, porção leste da SdEM, também demonstraram que as cavernas são formadas preferencialmente em quartzitos finos e de matriz micácea, da Formação Sopa-Brumadinho.

Semelhante ao que foi constatado nas cavernas de Itambé do Mato Dentro, os quartzitos micáceos da área de Diamantina também constituem rochas mais favoráveis à alteração. As micas são minerais menos estáveis que os quartzos e se alteram mais facilmente, promovendo a abertura da porosidade intergranular. Além desta constatação, foi verificado neste estudo que os níveis bimodais de concentração de elementos químicos, sobretudo de ferro, são originados a partir da alteração da mica (muscovita).

Este comportamento é importante para origem não apenas das cavernas da área, como também para atuação dos processos cársticos no domínio do criptocarste. Camadas ferruginosas de baixa permeabilidade formadas no contato do solo com a rocha promovem a retenção do nível freático suspenso. A ausência de pontos de introdução de água para o interior do maciço, criada pela impermeabilidade a partir dessas camadas ferruginosas, propicia o aplainamento do relevo. Este comportamento possivelmente explica a formação das grandes superfícies aplainadas ao longo da área.

Por fim, esse trabalho não apresenta uma conclusão final sobre o tema tratado na área de estudo. Ainda existem questões em aberto que merecem ser melhor investigadas, como por exemplo, a origem do material relativo à fácies VII identificada na Caverna das Dobras e Gruta Monte Cristo. Estudos direcionados à dinâmica sedimentar dessas cavernas se encontram em andamento. Acredita-se que a partir

dos resultados dos mesmos, muitas dúvidas, inclusive sobre as questões paleoclimáticas levantadas nesse trabalho, poderão ser melhor interpretadas. As análises químicas (fluorescência de raios-X) das fácies de alteração das alteritas nas cavidades estudadas, também são importantes para a quantificação dos elementos químicos nesse processo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA-ABREU P. A. & PFLUG R. 1994. The geodynamic evolution of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais. *Zbl. Geol. Paläont.*, Heft 1/2, p. 21-44.
- ALCANTAR, N., ISRAELACHVILI, J., BOLES, J., 2003. Forces and ionic transport between mica surfaces: implications for pressure solution. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 67 (7), 1289–1304.
- ALVARENGA, C. J. S. 1982. Comportamento Estratigráfico da Formação Sopa-Brumadinho no Distrito Diamantífero de Extração (Diamantina-MG). CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Salvador. Anais... Salvador: SBG.
- AUGUSTIN C.H.R.R., VALADÃO R.C., FOGAÇA A.C.C. 1994. Gênese das coberturas superficiais vermelho-amarelas sobre o Grupo Macaúbas (Espinhaço Meridional /MG). In Anais 380 CONG. BRAS. GEOL., SBG, Camboriu-SC, 3: 276-278.
- AUGUSTIN C.H.R.R. 1995. Aspectos Geomorfológicos da Região de Gouveia, Espinhaço Meridional, MG. In Anais ... 8º. Simpósio de Geologia de Minas Gerais. Diamantina, MG. Bol. SBG/MG, 1: 3-4.
- AUGUSTIN, C. H. R.; FONSECA, B. M.; ROCHA, L. C. 2011. Mapeamento Geomorfológico da Serra do Espinhaço Meridional: primeira aproximação. *GEONOMOS – Revista de Geociências*. V. 19, n 2, p. 50 – 69.
- AULER, A.S. Quartzites caves of South America. 2004. *Encyclopedia of Caves and Karst Science*, Gunn, J. ed. Fitzroy Dearborn, London, p. 611-613.
- AULER, A. S., PILÓ, L. B.; SAADI, A. 2005. Ambiente Cárstico In: SOUZA, C. R. G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; OLIVEIRA, P. E. *Quaternário no Brasil*, Holos Editora, Ribeirão Preto, p. 415 – 430.
- BAGGIO, H., SOUZA, F.C. R., TRINDADE, W. M. 2012. Morfologia Cárstica do Maciço Quartzítico da Gruta do Salitre, Diamantina – MG. *Caminhos de Geografia*. Uberlândia. V. 13, n. 43. P. 102 – 113.
- BENEKE, K. *Liesegang Named in Literature (Published 1790–2003)*, Kiel: Christian-Albrechts Univ., 2004.
- BENNETT, P.C.; MELCER, M.E.; SIEGAL, D.I.; HASSETT, J.P. 1988. The dissolution of quartz in dilute aqueous solutions of organic acids at 25 °C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52: 1521-1530.
- BAKALOWICZ, Epikarst. In: D. C. Culver & W. B. White (Eds.), *Encyclopedia of caves* (pp. 284-288), Sand Diego: Elsevier Academic Press.
- BÖGLI, Alfred. *Karsthydrographie Und Physische Spelaologie*. Berlin: Heidelberg, 1978.
- BRASIL. Decreto de nº6.640/08, de 7 de novembro de 2008. Disponível em http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/_ato2007-2010/2008/decreto/d6640.htm. Acesso em: 09 fev. 2017. YOUNG, R.W. Quartz etching and sandstone Karst: Examples from

- the East Kimberleys, northwestern Australia. *Zeitschrift für Geomorphologie*, v. 32, p. 409-423, 1988.
- BRICHTA, A., PATERNOSTER, K., SCHOLL, W.U., TURINSKY, F. 1980. Die Gruta do Salitre bei Diamantina, Minas Gerais, Brasilien, Kein "Einsturzloch". *Zeitschrift für Geomorphologie*, v. 24, p. 236-242.
- BULLOCK, P., FEDOROFF, N., JONGERIUS, A.; STOOPS, G. & TURSINA, T. 1985. *Hand-book for Soil Thin Section Description*. Waine Research Publications. Wolverhampton.
- CAMPY, M., MACAIRE, J. J. 1989. *Géologie des formations superficielles*. Paris: Masson. 433p.
- COSTA, A.C.S. & BIGHAM, J.M. Óxidos de ferro. In: MELO, V.F. & ALLEONI, L.R.F., eds. Química e mineralogia do solo; Conceitos básicos. Parte 1. Viçosa, MG, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2009. v.1. p.505-573.
- DELVIGNE, J.E. 1998. Atlas of Micromorphology of Mineral Alteration and Weathering, 3rd. Canadian Mineralogist Special Publication, Ottawa, 509 pp, 1998.
- DERRUAU, M. 1965. *Précis de Géomorphologie*. 4ème Édition, Masson et Cie, Éditeurs, Paris, 416 p.
- DOERR, S.H. 1999. Karst-like landforms and hydrology in quartzites of the Venezuelan Guyana Shield: Pseudokarst or "real" Karst? *Zeitschrift für Geomorphologie*, vol. 43, p. 1-17.
- DREYBRODT, Wolfgang. 1988. *Processes in Karst Systems: Physics, Chemistry, and Geology*. Berlin: Springer-Verlag.
- DUBOIS, C.; QUINIF, Y.; BAELE, J-M.; BARRIQUAND, L. BINI, A.; BRUXELLES, L. DANDURAND, G., HAVRON, C., KAUFMANN, O., LANS, B., MAIRE, R., MARTIN, J., RODET, J., ROWBERRY, M.D., TOGNINI, P., VERGARI, A. 2014. The process of ghost-rock karstification and its role in formation of caves systems. *Earth – Science Reviews*. v. 131.p. 116-148.
- FABRI, F., AULER, A., CALUX, A. S., CASSIMIRO, R., AUGUSTIN, C. H. R. R. 2015. *Cave morphology and controls on speleogenesis in quartzite: the example of the Itambé do Mato Dentro area in southeastern, Brazil*. *Acta Carsologica*, v. 44, p. 23-35.
- FÉNELON, P. 1965. *Vocabulaire français des phénomènes karstiques*. Comité national de géographie, France, collectif, p. 3-6.
- FORD, D. C. & WILLIAMS, P.W. 1989. *Karst Geomorphology and Hidrology*. 1.ed. London: Unwin Hyman.
- FORD, D.; WILLIAMS, P. 2007. *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. Ed. Rev. England: John Wiley & Sons Ltd. 562p.
- FU L.; K. L. MILLIKEN; SHARP, J. M. JR. 1994. Porosity and permeability variations in fractured and lieegang-banded Breathitt sandstones (Middle Pennsylvanian), eastern Kentucky: diagenetic controls and implications for modeling dual-porosity systems. *Journal of Hydrology*, 154 (1994) 351-381.

- GALÁN, C. 1991. Disolución y genesis del karst en rocas carbonáticas y rocas síliceas: un estudio comparado. *Munibe*. v.43. p.43-72.
- GENSER, H.; MEHL, J. 1977. Einsturzlocher in silikatischen Gesteinen Venezuelas und Brasiliens. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, v. 21, p. 431-444.
- GÈZE, B. 1973. *Lexique des termes français de spéléologie physique et de karstologie*. Ann. De Spél. 28/1, p. 1-20.
- GRUNEWALD, O.; WOLOZAN, D. Tsingy – Stone Forest Madagascar Editions Altus, France. 2006. Stunning photography of Tsingy de Bermaraha.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE. As Grutas em Minas Gerais. 1º ed. Belo Horizonte: Oficinas Gráficas da Estatística. 1939.333p.
- JENNINGS, J. N. 1985. *Karst geomorphology*. Basil Blackwell, Oxford, 293 p.
- LECOQ, N. ; MAGNE, L.; RODET, J.; CHEDEVILLE, S. ; FOURNIAL, C. ; VIARD, J. P. Bandes de Liesegang: observation et analyse du développement de fronts de réaction_diffusion dans un milieu karstique inhomogène. In: 19º Journées de Spéléologie Scientifique, 2015, Han sur Lesse (Bélgica). 19º Journées de Spéléologie Scientifique 2015 - résumés. Bruxelles: Union Belge de Spéléologie,. v. 1. p. 9-9. 2015
- KLIMCHOUK, Alexander. Morphogenesis of hypogenic caves. *Geomorphology*, 106, p. 100-117, 2009.
- KLIMCHOUK, A. B., FORD, D. C., PALMER, A. N., DREYBRODT, W. (editors) (2000) *Speleogenesis - Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society, Huntsville /USA, 528 p.
- KNAUER, L. G. A Geologia da Área do Ribeirão do Inferno, Diamantina, Minas Gerais. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33. Anais ... Rio de Janeiro. p. 1249 – 1261. KRAUSKOPF, K.B. Introdução à Geoquímica. São Paulo, 1984.
- KÖPPEN, W.; GEIGER, R. *Klimate der Erde*. Gotha: Verlag Justus Perthes. 1928. Wall-map 150cmx200cm.
- LIMA, V.C. 2004. *Fundamentos de Pedologia*. UFPR/Setor de Ciências Agrárias. Curitiba, 233p.
- LOWE, D.J., 1992: The origin of limestone caverns: An inception horizon hypothesis.- PhD thesis, Manchester Metropolitan University, 512p.
- MAINGUET, M. 1972. *Le modèle des grès: problèmes généraux*. Paris: Inst. Geogr. Nat., d'après Ford et Williams, 1989. In: WILLEMS, L. (2002) *Phénomènes karstiques em roches silicatées non carbonatées – câs dès grés, dès micaschistes, dès gneiss et dès granites em Afrique sahélienne et équatoriale*. Tese, Universite de Liege, Bélgica, 259 p.
- MARTINI, J. 1979. Karst in the Black Reef Quartzite near Kaapsehoop, Transvaal. *Ann. Geol. Surv. South Africa*, v.13, p. 115-128.
- MARTINI, J. 1984. Rate of quartz dissolution and weathering of quartzite. *Bulletin of the South African Spelaeological Association*, v. 25, p. 7-10.

- MARTINI, J. 2000. Dissolution of Quartz and silicate Minerals. In: National Speleologia Society. Speleogenesis Evolution of Karst Aquifers. Huntsville/Alabama: National Speleological Society / USA. Cap 4. p:171-173.
- MELO, V.F. & ALLEONI, L.R.F., eds. Química e mineralogia do solo; Conceitos básicos. Parte 1. Viçosa, MG, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2009. v.1. p.505-573.
- MELO, M.S.; GIANNINI, P.C.F.2007. Sandstone dissolution landforms in the Furnas Formation, southern Brazil. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 32, p. 2149-2164.
- MEYER, E. E, GREENE, G. W., ALCANTAR, N. A.; ISRAELACHVILI, J. N, BOLES, J.R. 2006. Experimental investigation of the dissolution of quartz by a muscovite mica surface: Implications for pressure solution. *Journal of Geophysical Research*, v.111, p. 1-4.
- NOGUEIRA, J. L. Q., FELINTO, J. I. P. 1982. Mapeamento Geológico do Distrito Diamantífero de Extração. Diamantina: Universidade Federal de Minas Gerais – UFMG. Centro de Geologia Eschwege.
- OSBORNE, A. Paleokarst. In: GUNN, J. Ed. Encyclopedia of caves and karst Science. 2004.
- PALMER, A. N.1991. Origin and morphology of limestone caves. *Geological Society of America Bulletin*, v. 103, p. 1 – 21.
- PICCINI, L. 1995. Karst in siliceous rocks - karst landforms and caves in the Auyàn-Tepui Massif (Est. Bolivar, Venezuela). *International Journal of Speleology*, 24: 41-54.
- PILÓ, L. B., CASTRO, S. S de. Morfologia cárstica e materiais constituintes dinâmica e evolução da depressão poligonal Macacos-Baú, Carste de Lagoa Santa, MG. São Paulo, 283p. Tese (doutorado) – Universidade de São Paulo CD-ROM, 1998.
- QUINIF, Y. 2010. Fantômes de roche et fantômisation. *Karstologia Mémoires* 18, França,184 p.
- QUINIF, Y., BAELE, J-M., DUBOIS, C., HAVRON, C., KAUFMANN, O., VERGARI, A. 2014. Fantômisation: un nouveau paradigme entre la théorie des deux phases de Davis et la théorie de la biorhexistase d' Erhart. *Geologica Belgica*. V. 17. p. 66-74..
- RENAULT P. H. 1967-1969. *Contribution a l'étude des actions mécanique e sédimentologique dans la spéléogénese*. Annales de spéléologie, 337 p.
- RODET, J. 2007. Karst de la Craie et aquifere de Normandie. *European Journal of Water Quality*. T. 38 Fasc. 1. p. 11-22.
- RODET, J. 2014. *The primokarst, former stages of karstification, or how solution caves can born*, *Geologica Belgica*, 17/1, p. 58-65. no prelo..
- RODET, J. , LECOQ, N. , SERAFIM, T. S. G. , SA, G. T. , FESSART-SIMON, N. , MAGNE, L. , CHEDEVILLE, S. , VIARD, J.-P. Occurrence de bandes et anneaux de Liesegang et signification dans la karstogenèse. Première approche dans la grotte des Petites Dales (Normandie, France). In: 20° Journées de Spéléologie Scientifique - 2016, 2016, Han

- sur Lesse. Journées 2016 de Spéléologie Scientifique. Bruxelles: Union Belge de Speleologie, 2016. v. 1. p. 18-18.
- RODET, J.. The cave: a result of a long evolution named karstification. In: 25th International Karstological School 'Classical Karst', 2017, Postojna. Milestones and challenges in karstology. Postojna: Karst Research Institute ZRC SAZU, 2017. v. 1. p. 48-49.
- SAADI, A. A 1995. Geomorfologia da Serra do Espinhaço de Minas Gerais e de suas margens. Geonomos. n. 3, v. 1. p. 41-63.
- SAURO, F., 2014: Structural and lithological guidance on speleogenesis in quartz-sandstone: Evidence of the arenisation process.- *Geomorphology*, 226, 106–123. Striebel, T. & V. Schaferjohann, 1997: Karstification of sandstone in Central Europe: Attempts to validate chemical solution by analyses of water and precipitates. *Proceedings 12th International Congress of Speleology*, 10th–17th August 1997, La Chaux des Fonds. Swiss Speleological Society, 473–476.
- SILVA, S. M. 2004. *Carstificação em rochas siliciclásticas: estudo de caso na Serra do Ibitipoca, Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. 142 p.
- SILVA, M. C. R. 2010. Litofaciologia e Sistemas Depositionais da Formação Sopa-Brumadinho na Campo Diamantífero de Extração, Diamantina – MG. Dissertação [Mestrado em Geologia]. Belo Horizonte: Universidade Federal de Minas Gerais – UFMG. Belo Horizonte. 227p.
- SOCIEDADE EXCURSIONISTA ESPELEOLÓGICA – SEE. Mapa Topográfico da Gruta do Salitre, Diamantina/MG (MG360). Escala 1:250. Ouro Preto: SEE. 1978.
- SOUZA, F. C. R. 2014. Caracterização das feições cársticas desenvolvidas em quartzitos na região de sudeste de Diamantina – MG. Dissertação, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 228 p.
- SOUZA F. C. R.; SALGADO, A. A. R. 2015. *Análise qualitativa da composição química de espeleotemas precipitados em cavidades em rochas siliciclásticas na região sudeste de Diamantina/MG*. Geografias (UFMG), v. 2, p. 44-58.
- STÁVALE, Y.O. Espacialização do patrimônio espeleológico da reserva da biosfera Serra do Espinhaço: geossítios selecionados e sua importância para a geoconservação. 2012. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2012.
- STOOPS, G. MEES, F., MARCELINO, V. 2010. Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths. Elsevier. Amsterdam, The Netherlands, 752 p.
- SUERTEGARAY, D.M.A. 1987. *A Trajetória da Natureza um Estudo Geomorfológico sob os Arenais de Quaraí/RS*. Tese de Doutorado. USP- FFLCH.
- SWEETING, MARJONE M. 1972. *Karst landforms*. London: Macmillan.

- SZCZERBAN, E., URBANI, F. 1974. Casos de Venezuela, Part 4, Formas carsicas em areniscas precambricas de Territorio Federal Amazonas y Estado Bolivar, Soc. *Venezolana Espel. Bol.* 5:27-54.
- UNESCO (2005) *Reserva da biosfera da Serra do Espinhaço*. IEF (coordenação), Belo Horizonte, 189 p.
- VASCONCELOS, A. M. C. 2014. *Estudo da evolução pedológica nos ambientes cársticos desenvolvidos em rochas carbonáticas e siliciclásticas da região entre Santo Hipólito e Diamantina, MG: interações no criptocarste*. UFMG/IGC, 2014. Tese de doutorado.
- VASCONCELOS A., SOUZA, F. C. R.;RODET, J., OLIVEIRA, C. V. ;SALGADO, A.. Karst developed in siliciclastic rocks at Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais (Brazil). In: 16th International Congress of Speleology, 2013, Brno. Proceedings of the 16th International Congress of Speleology. Brno: Union Internationale de Spéléologie, 2013. v. 3. p. 326-331.
- VIEGAS, R. F. Mapeamento Geológico em Escala 1:10.000 do Distrito de Extração, Região SE de Diamantina, Minas Gerais. TCC de Geologia [Manuscrita]. Belo Horizonte: Universidade Federal de Minas Gerais – UFMG. 2010.
- WHITE, W.B., JEFFERSON, G.L., HAMAN; J.F. 1966. Quartzite Karst in southeastern Venezuela. *International Journal of Speleology*, v. 2.p. 309-314.
- WHITE, A.F.; PETERSON, M.L. 1991. Chemical equilibrium and mass balance relationships associated with the Long Valley hidrothermal system, California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 27, 371-397.
- WIEGAND J., FEY M., HAUS N., KARMANN I. 2004. Investigações Geoquímicas e hidroquímicas da gênese de carste em arenitos e quartzitos da Chapada Diamantina e Quadrilátero Ferrífero (Brasil). *Z.dt. geol. Ges.* V.155, p.61-90.
- WILLEMS, L. 2002. Phénomènes karstiques em roches silicatées non carbonatées – cãs dès grés, dès micaschistes, dès gneiss et dès granites em Afrique sahélienne et équatoriale. Tese, Universite de Liege, France, 259 p. 2002.
- WILLEMS, L., RODET, J., POUCKET, A., MELO, S, RODET, M, COMPÈRE, P., HATERT, F.; AULER, A. S. 2008. Karst in sandstones and quartzites of Minas Gerais, Brazil. *Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe*. Coruña: Vol. 33, pp. 127 – 138.
- WHITE, W. B. 1988. *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains*. Oxford University Press, New York, 98 p.
- WRAY R.A.L, SAURO F. 2017. An updated global review of solutional weathering processes and forms in quartz sandstones and quartzites. *Earth Sci Rev* 171:520–557.

ANEXOS

Anexo I - Mapas topográficos

Anexo II

Tabela 3. Relação dos tipos de poros (%), tamanho e forma dos grãos das fácies identificadas na Caverna das Dobras

	Fácies VII	Fácies I	Fácies II	Fácies IV
	Intergranular		Intergranular	Integranular
Tipos de Poros (%)	interconectada (80%) / canais (20%)	Integranular	interconectada (95%); canais (5%)	interconectada (80%); areal (20%)
Tamanho dos poros	Microporos (5 µm a 10 µm); macroporos grosseiro (>5000 µm)	Ultramicroporos (0,1 a 5 µm)	Ultramicroporos (0,1 a 5 µm); Macroporos muito finos (500 µm)	Ultramicroporos (2 a 5 µm); Macroporos médios (3000 µm)
Forma dos grãos de quartzo (%)	Subarredondada	Angulosa	Subangulosa (85%) a angulosa (15%)	Subangulosa (85%) a angulosa (15%)

Tabela 4. Relação dos tipos de poros (%), tamanho e forma dos grãos das fácies identificadas na Gruta Monte Cristo

	Fácies VII	Fácies I	Fácies II	Fácies III (i)	Fácies III (ii)	Fácies III (iii)	Fácies V	Fácies VI
Tipo de poros (%)	Integranular interconectado (80%) / Planar (20%)	Intergranular	Intergranular (10%); entre- agregados (40%); intra- agregados (50%)	Intergranular	Integranular	Integranular	Integranular interconectado	Integranular interconectado
Tamanho dos poros	Mesoporos (30 a 75 µm/ Macroporos grosseiros (> 5000 µm).	Ultramicroporos (0,1 a 5 µm)	Mesoporos (30 a 75 µm) / até 100 µm / até 2000 µm	Ultramicroporos (0,1 a 5 µm)	Ultramicroporos (0,1 a 5 µm)	Ultramicroporos (0,1 a 5 µm) / Mesoporos (30 a 75 µm)	Microporos (5 a 30 µm) / Mesoporos (30 a 75 µm)	Mesoporos (30 a 75 µm) a macroporos muito finos (75 a 1000 µm)
Forma dos grãos de quartzo (%)	subarredondados a arredondados	Angulosa a subangulosa	Subangulosa.	Angulosa a subangulosa	Angulosa a subangulosa	Angulosa a subangulosa	subarredondada a arredondada	subarredondados a arredondados

Tabela 5. Relação dos tipos de poros (%), tamanho e forma dos grãos das fácies identificadas do perfil 1 da Gruta do Salitre

	Fácies I	Fácies III	Fácies III/V	Fácies V	Fácies VI
Tipos de Poros (%)	Intergranular interconectada	Intergranular interconectada	Intergranular interconectada	Intergranular interconectada	Intergranular interconectada
Tamanho dos poros	Ultramicroporos (0,1 a 5 µm)	Microporos (5 a 30 µm)	Microporos (5 a 30 µm)	Microporos (5 a 30 µm) a mesoporos (30 a 75 µm)	Mesoporos (30 a 75 µm)
Forma dos grãos de quartzo (%)	Subangulosa a arredondada	Subangulosa a arredondada	Subangulosa a arredondada	Subangulosa a arredondada	Subangulosa a arredondada

Tabela 6. Relação dos tipos de poros (%), tamanho e forma dos grãos das fácies identificadas do perfil 2 da Gruta do Salitre

	Fácies II	Fácies III	Fácies IV (i)	Fácies IV (ii)	Fácies IV (iii)	Fácies VI
Tipos de Poros (%)	Integranular	Intergranular interconectada	Intergranular interconectada	Intergranular interconectada	Intergranular interconectada (90%)/ fendas (10%)	Intergranular interconectada
Tamanho dos poros	Ultramicroporos (0,1 a 5 μm)	Ultramicroporos	Ultramicroporos (2 a 5 μm) / macroporos muito finos (200 μm)	Microporosos (5 μm a 10 μm) / macroporos muito finos (100 μm)	Microporosos (5 μm a 10 μm) / macroporos muito finos (100 μm)	Microporosos (5 μm a 10 μm) / macroporos muito finos (100 μm)
Forma dos grãos de quartzo (%)	sub-arredondada	sub- arredondada	sub- arredondados a arredondada	sub- arredondados a arredondada	sub- arredondados a arredondada	Sub- arredondados a arredondada

Anexo III

Figura 55. Processo de abertura do material ferruginoso através de fendas identificadas na fácies IV (iii) do perfil 1 da Gruta do Salitre.

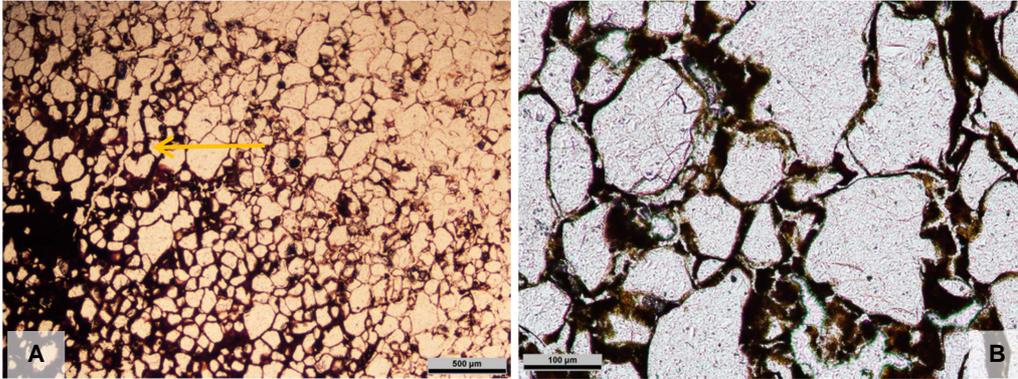
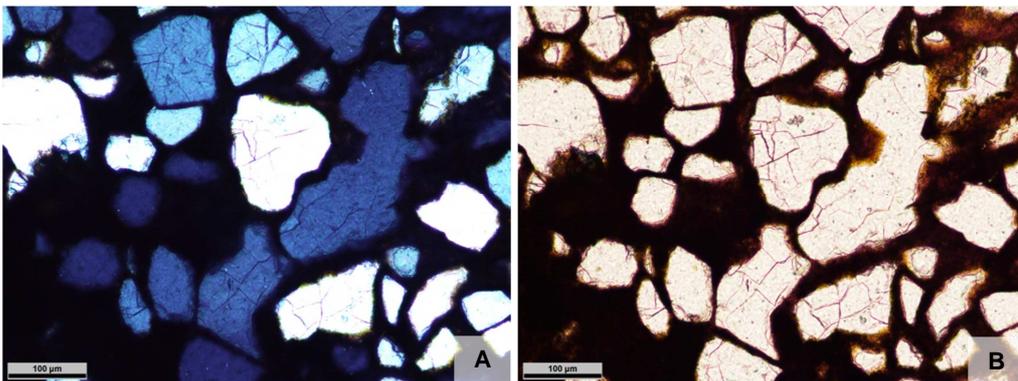
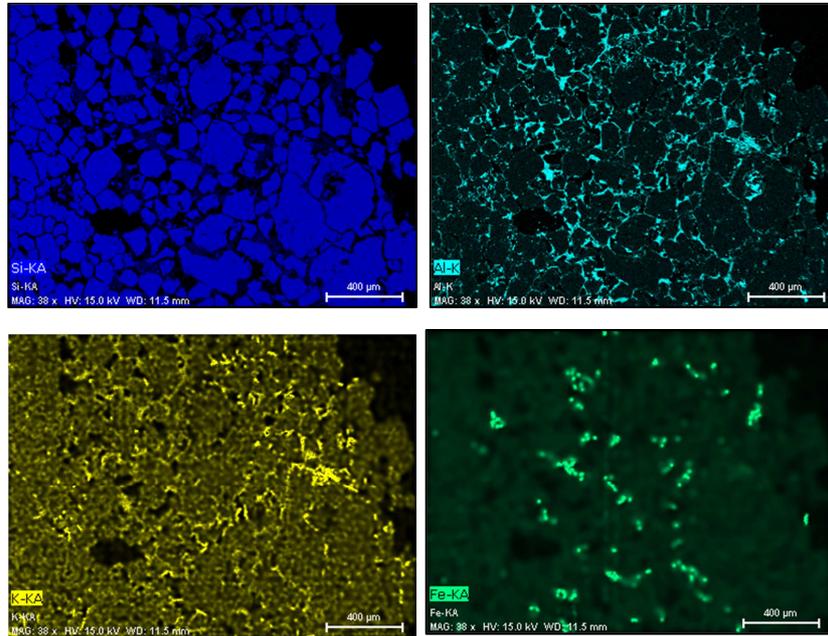


Figura 56. Elevado grau de deformação das bordas dos grãos de quartzo, embutidos em material ferruginoso na fácies IV (iii) do perfil 1 da Gruta do Salitre



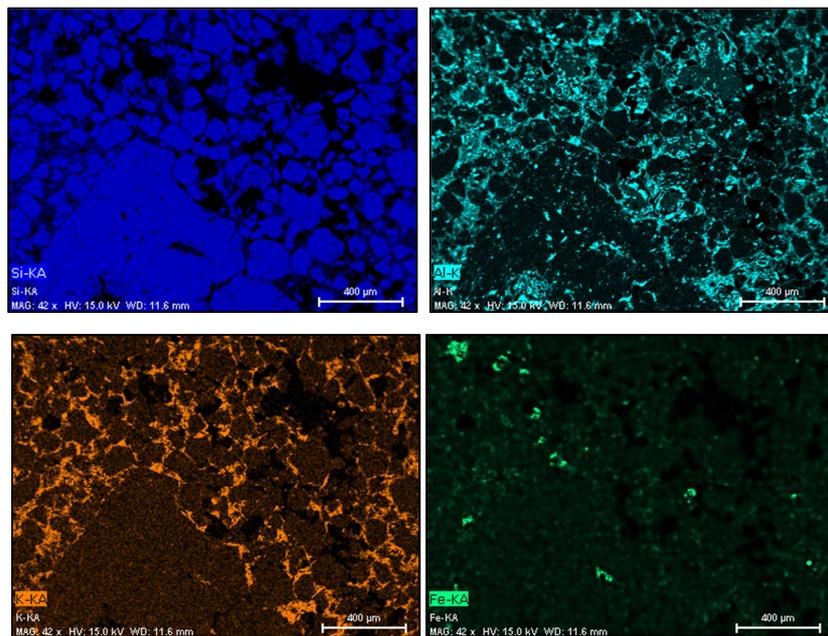
Anexo IV – Análise MEV

Caverna das Dobras – Fácies IV



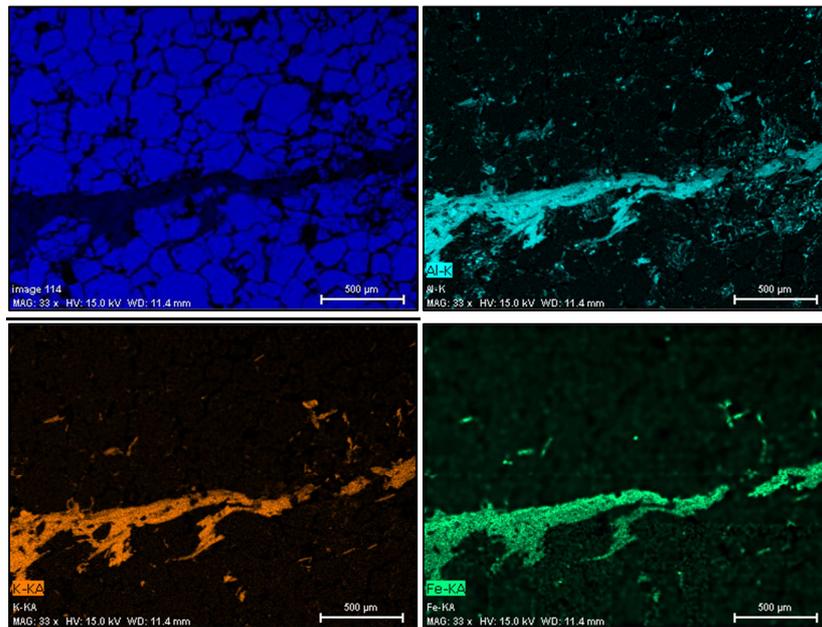
Si – Quartzo; Al, K e Fe – material de alteração

Gruta Monte Cristo – Fácies II



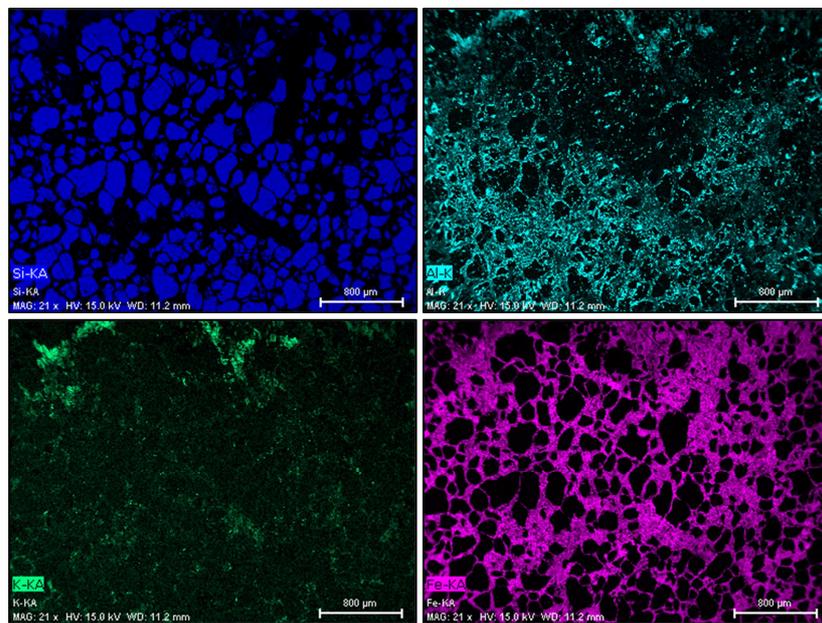
Si – Quartzo; Al, K e Fe – material de alteração

Perfil 2 da Gruta do Salitre – Fácies III



Si – Quartzo; Al, K e Fe – material de alteração

Perfil 2 da Gruta do Salitre – Fácies IV (iii)



Si – Quartzo; Al, K e Fe – material de alteração