



Caracterização Geológica e Topografia Espeleológica da Gruta do Castelo, Vale do Pati, Chapada Diamantina (Ba)

Geological Characterization and Speleological Topography of Gruta do Castelo Cave, Pati Valley, Chapada Diamantina (Ba)

Camila Evangelista Fonseca de Souza

Andre Klumb

José Ângelo Sebastião Araujo dos Anjos

A Gruta do Castelo é uma cavidade natural subterrânea desenvolvida nos metarenitos da Formação Tombador, na região do Vale do Pati, centro geográfico do Parque Nacional da Chapada Diamantina, situado no centro-oeste do estado da Bahia. Este trabalho envolveu a topografia espeleológica e caracterização geológica quanto à litologia, estrutura e espeleotemas da Gruta do Castelo com o objetivo de compreender os fatores condicionantes da sua espeleogênese, e recomendar ações para preservação de seus atributos naturais. Dentre os procedimentos metodológicos destaca-se revisão bibliográfica, solicitação de licença de pesquisa ao ICM-Bio, mapeamento geológico, levantamento topográfico espeleológico, análise estrutural, análise petrográfica, análise raio-x de espeleotemas, confecção de croquis esquemáticos e registro fotográfico. Os fatores litológicos que contribuíram para o desenvolvimento da gruta foram a composição do arcabouço e a porcentagem de matriz da rocha classificada petrograficamente como grauvaça feldspática. Os planos de fratura em sistema Riedel e os planos de acamamento sedimentar são os fatores estruturais que favoreceram a formação da caverna. A origem dos minerais silicáticos identificados nas amostras de espeleotemas está relacionada às reações de dissolução incongruente da matriz e dos minerais mais facilmente intemperizáveis da rocha enquanto os minerais sulfatos e fosfatos podem estar relacionados ao mecanismos de circulação hídrica no sistema subterrâneo e reação com depósitos de guano, os quais são facilmente identificados no piso da cavidade.

Palavras-chave: Gruta do Castelo, metarenito, Chapada Diamantina.

The Castelo cave is an underground natural cavity developed in the sandstones of the Tombador Formation, in the Pati Valley region, geographic center of the Chapada Diamantina National Park, located in the central western part of the state of Bahia. This work involved the speleological topography and geological characterization of the lithology, structure and speleothems in order to understand the conditioning factors of its speleogenesis, and recommend actions to preserve its natural attributes. The methodological procedures included bibliographic review, research license application to the ICM-Bio, geological mapping, speleological topographic survey, structural analysis, petrographic analysis, speleothem x-ray analysis, sketching and photographic record. The lithological factors that contributed to the development of the cave were the framework composition and the percentage of rock matrix, petrographically classified as feldspar graywacke. Riedel fracture planes and sedimentary bed plans are the structural factors that favored cave formation. The origin of the silicate minerals identified in the speleothem samples is related to the incongruent dissolution reactions of the matrix and the more easily weathered rock minerals, while sulfate and phosphate minerals may be related to the mechanisms of water circulation in the underground system and reaction with guano deposits, which are easily identified in the cavity floor.

Key-words: Gruta do Castelo, metasandstone, Chapada Diamantina.

C.E.F. Souza

Geóloga. e-mail: milageologia@gmail.com

A. Klumb; J.A.S.A. Anjos

Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. R. Barão de Jeremoabo, s/n – Ondina - Salvador - BA, 40170-290. E-mail: andreklumb@gmail.com; jose.anjos@ufba.br

11.1 INTRODUÇÃO

A espeleologia é uma ciência ainda pouco abordada pela comunidade acadêmica do curso de Geologia da Universidade Federal da Bahia. De acordo com o anuário estatístico do patrimônio espeleológico brasileiro elaborado pelo Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas (CECAV), a Bahia é o terceiro estado com o maior número de cavernas conhecidas (ICMBIO, 2018). A presente pesquisa buscou exemplificar a possibilidade de aplicação do conhecimento geológico no mapeamento de cavernas e contribuir para valorização do patrimônio espeleológico na Bahia.

Este trabalho apresenta a topografia espeleológica e a caracterização geológica realizada na Gruta do Castelo, localizada na região do Vale do Pati, porção central do Parque Nacional da Chapada Diamantina (BA). Esta cavidade natural subterrânea encontra-se desenvolvida em rochas areníticas da Formação Tombador, conjunto de rochas siliciclásticas do Supergrupo Espinhaço na Bahia. No banco de dados do Cadastro Nacional

de Informações Espeleológicas (CANIE), é raro o registro de cavidades neste tipo de rocha na região. O número de cavernas conhecidas em arenito não ultrapassa 1% do potencial espeleológico brasileiro (ICMBIO, 2019, p.19).

Nesse contexto, considerando a baixa frequência de cavernas em rochas areníticas quais fatores geológicos contribuíram para a formação e preservação da Gruta do Castelo? Qual a relação desses fatores com o contexto geológico e geomorfológico regionais? Além da gênese rara quais atributos de elevada relevância científica estão presentes Gruta do Castelo? A partir da compreensão dos agentes condicionantes da espeleogênese da Gruta do Castelo, é possível prospectar áreas potenciais para ocorrência de cavernas na região?

O objetivo geral da pesquisa foi gerar uma base de informações científicas sobre os atributos físicos da gruta para subsidiar futuras ações de manejo. Dentre os objetivos específicos destaca-se: produzir o mapa topográfico da Gruta do Castelo em escala de 1:200; descrever os aspectos litológicos e estruturais observados no contexto da cavidade; inventariar os espeleotemas observados; investigar os fatores condicionantes para gênese da caverna; contribuir para a atualização do registro no CANIE.

Esta é a primeira publicação acadêmica sobre a Gruta do Castelo que propõe a discussão e aprofundamento do conhecimento sobre cavernas em arenito e poderá servir de base bibliográfica para pesquisas futuras. Espera-se que a este trabalho possa contribuir para nortear o desenvolvimento de ações de conservação da caverna por parte dos gestores e da comunidade local do Parque Nacional da Chapada Diamantina, do Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas, dos guias e visitantes, e da comunidade acadêmica. Por meio deste trabalho final de conclusão do curso de Geologia, pretende-se promover a valorização da cultura espeleológica científica no Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia

11.2 - ESTADO DA ARTE

Contexto geológico regional

O contexto geológico regional da Gruta do Castelo compreende as coberturas sedimentares mesoproterozóicas do Cráton do São Francisco (ALMEIDA, 1977), unidade geotectônica que compõe embasamento atual da plataforma sul-americana, consolidada durante a orogênese Brasileira (BARBOSA & SABATÉ, 2003). Estas coberturas (fig. 11.1) compõe

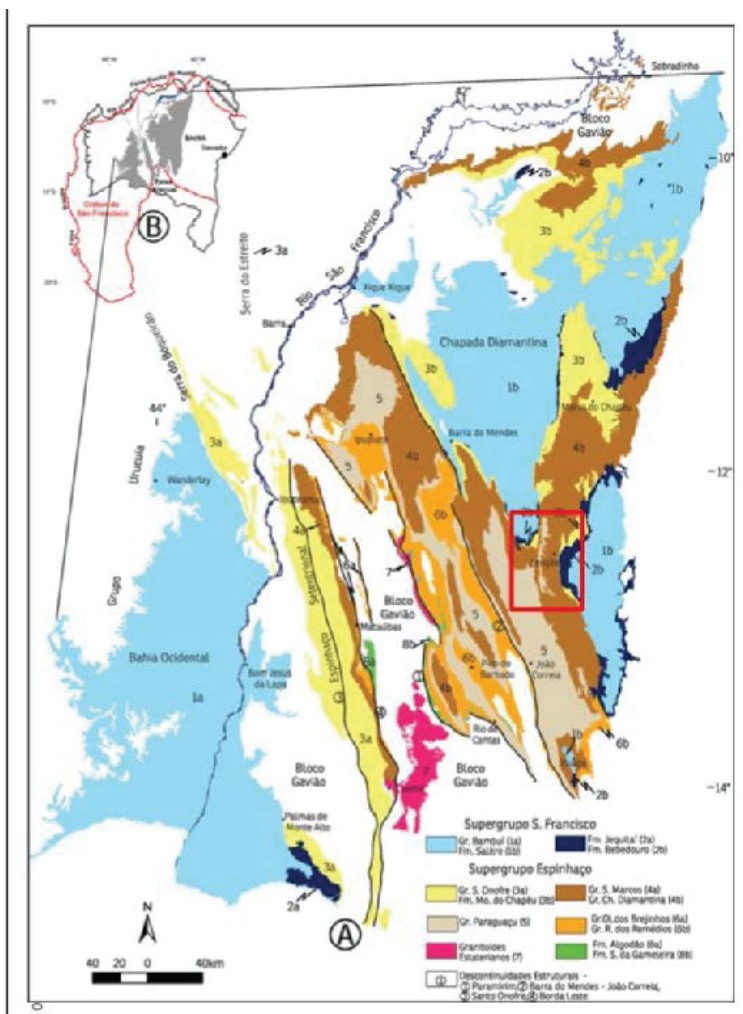


Fig. 11.1: Contexto geológico regional da região de estudo (retângulo vermelho) no Cráton do São Francisco (B) e no domínio da Chapada Diamantina Oriental (A). Modificado de GUIMARÃES et al (2012).

a seqüência metassedimentar e metavulcânica do Supergrupo Espinhaço (INDA, et al 1984), depositadas em um sistema de bacias cratônicas do tipo rift abortado, de direção N-S, geradas por processos extensionais no embasamento durante a tafrogênese Estateriana (1,75 Ga) (DUSSIN & DUSSIN, 1995, DOMINGUEZ, 1993).

O Supergrupo Espinhaço (SE) é representado pelo conjunto de serras contínuas que se estende entre Minas Gerais até a divisa da Bahia e do Piauí, denominada por Eschwege (1822) como Serra do Espinhaço (apud Chemale et. al 1995). Conforme Guimarães et al (2012), as rochas que compõe o Supergrupo Espinhaço na Bahia são divididas pela feição morfotectônica do Aulacógeno do Paramirim (PEDROSA SOARES et al, 2001) em Espinhaço Setentrional e Chapada Diamantina.

A região da Chapada Diamantina é dividida pelo lineamento Barra do Mendes-João Correia nas porções Ocidental e Oriental (JARDIM DE SÁ et al 1976), que diferem entre si quanto a intensidade de deformação, grau metamórfico e ao tipo e volume do magmatismo. As rochas da porção Ocidental apresentam estruturas de dobras apertadas, e metamorfismo em fácies xisto verde e grande volume de rochas vulcânicas, enquanto na porção Oriental as rochas são anquimetamorfizadas com dobras abertas e o magmatismo é registrado pela ocorrência de corpos básicos intrusivos (Fig. 11.2).

Depositado sobre o SE ocorre o Supergrupo São Francisco, representado por três mega-sequências onde na base encontram-se os sedimentos glaciogênicos, seguidos por sedimentação de plataforma carbonática e, finalmente, no topo ocorrem sedimentos relacionados ao fechamento e inversão estratigráfica durante o Brasiliano (Misi et al, 2007).

A Gruta do Castelo está situada na porção centro-oriental da Chapada Diamantina, em área delimitada pela Serra do Sincorá (PEDREIRA, 2002), sistema orográfico de 80 km de extensão e direção aproximada norte-sul, caracterizado por um conjunto de relevo de amplas chapadas, encostas com declives acentuados e vales profundos. Segundo este mesmo autor, esta serra é sustentada pelos os metarenitos e metaconglomerados da Formação Tombador do Grupo Chapada Diamantina, sobrepostos aos pelitos da Formação Guiné do Grupo Paraguaçu.

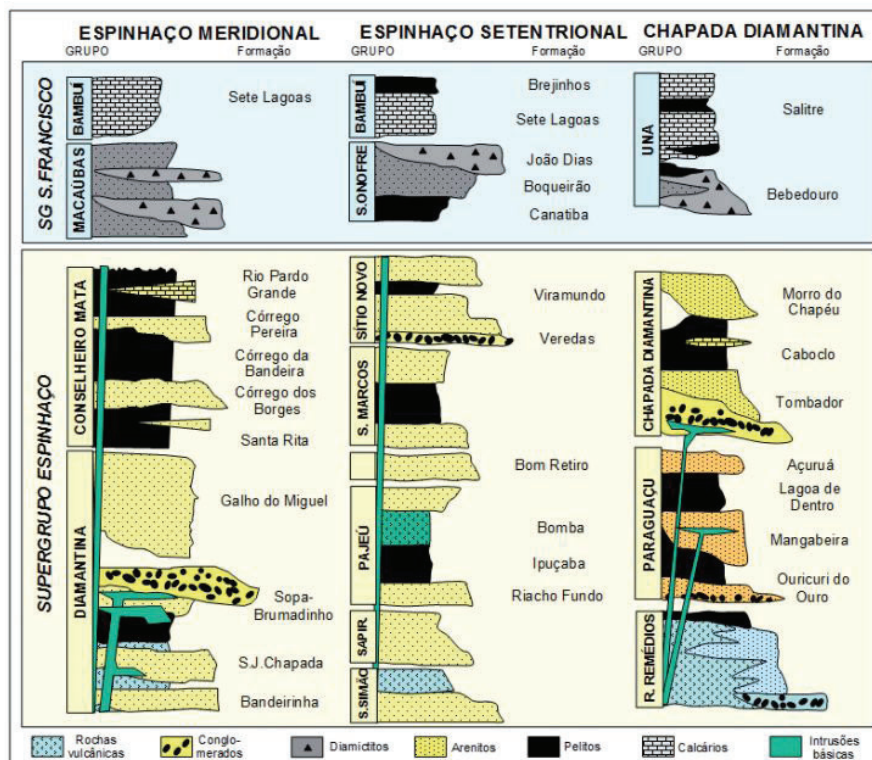


Fig. 11.2: Síntese estratigráfica das sub-bacias do Supergrupo Espinhaço na Bahia. Extraído de HASUI (2012).

Estratigrafia

A descrição estratigráfica e a evolução geotectônica da região da Chapada Diamantina serão apresentados a seguir, principalmente com base nos estudos de PEDREIRA (1994), PEDREIRA (1997) e GUIMARÃES et al (2012), SAMPAIO et al (1994). Será dada maior ênfase às Formações Tombador e Açuruá que compõe o arcabouço geológico da área de estudo.

O Supergrupo Espinhaço

O Supergrupo Espinhaço é dividido em Espinhaço Meridional, Espinhaço Setentrional e Chapada Diamantina. O Espinhaço Meridional está situado na faixa de dobramentos Araçuá, de idade Brasiliana, na borda leste do Cráton do São Francisco, em Minas Gerais, enquanto Espinhaço Setentrional e Chapada Diamantina situam-se nos limites do cráton, no estado da Bahia. Estas três sub-bacias apresentam ambientes de sedimentação semelhantes, diferenciando-se, principalmente, pelos padrões de deformação. ALKMIN (2012) apresenta uma síntese da estratigrafia nas três sub-bacias, baseando-se nos trabalhos de DANDERFER(2000), UHLEIN (2005) e PEDREIRA (2007), como mostrado na fig. 11.2.

De acordo com Guimarães et al (2012) e Cruz e Alkmin (2017), o Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina apresenta a seguinte estratigrafia da base para o topo: Formação Serra da Gameleira, Grupo Rio dos Remédios, Grupo Paraguaçu; Grupo Chapada Diamantina, e por fim a Formação Morro do Chapéu.

Tabela 11.1: Coluna estratigráfica do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina.

Era	Período	Região da Chapada Diamantina							
		Litoestratigrafia				Interpretação			
		Supergrupo	Tipo de bacia	Grupo	Formação	Sequência Estratigráfica	Ambiente	Sistema Depositional	
Mesoproterozóico	Ectasiano/ Esteniano	Espinhaço	Sinéclise		Morro do Chapéu	Morro do Chapéu	Transicional	Flúvio-eólico, planície de maré (estuário)	
	Calimiano		Sinéclise	Chapada Diamantina	Caboclo	Tombador/ Caboclo	Marinho	Marinho plataformal raso	
Tombador					Continental		Complexo aluvial e eólico		
Paleoproterozo	Estateriano		Paraguaçu	Rift-sag	Rio dos Remédios	Açuruá	Mangabeira/ Açuruá	Marinho	Marinho raso e litorâneo
						Mangabeira		Continental	Eólico-fluvial
			Ouricuri do Ouro			Lagoa de Dentro/ Oricuri do Ouro	Complexo aluvial e eólico		
			Lagoa de Dentro				Lacustre		
			Novo Horizonte			Novo Horizonte	Vulcanismo ácido alcalino		
			Serra da Gameleira			Serra da Gameleira	Eólico		

Adaptada de GUIMARÃES et al (2012) e SAMPAIO et al (1994).

Formação Serra da Gameleira

A espessura da Formação Serra da Gameleira (GUIMARÃES et al. 2005) varia entre 200 e 70 metros e aflora apenas na porção sudoeste da Chapada Diamantina em contatos discordantes no topo e na base. De acordo com GUIMARÃES et al (2005; 2012), a Fm. Serra da Gameleira apresenta três associações de litofácies siliciclásticas: a inferior composta por metaquartzoarenito e metargilito; a intermediária por metaconglomerados e metarenito, e a superior com metaquartzoarenito com níveis de metabrecha, metagrauvaca e metarcóseo. As estruturas sedimentares presentes nestas rochas indicam retrabalhamentos eólicos de areias não coesivas depositadas acima do nível freático em ambiente desértico, associados a depósitos de fluxo de detritos e fluxo trativo e depósitos lacustres interpretadas como depósitos eólicos em ambiente desértico.

Interpreta-se que esta sequência deposicional corresponde ao período de sedimentação do estágio pré-rifte da tafrogênese estateriana ocorrida no paleocontinente São Francisco (GUIMARÃES et al., 2008), entre um período de 2,04 Ga e 1,75 Ga correspondente a idade do metamorfismo mais recente registrado no embasamento e a idade das rochas vulcânicas ácidas do Grupo Rio dos Remédios, respectivamente (ALKMIN, 2017).

Grupo Rio dos Remédios

O Grupo rio dos Remédios compreende, da base para o topo, as Formações Novo Horizonte, Lagoa de Dentro e Ouricuri do Ouro, cujos litotipos representam a sedimentação de estágio sin-rifte da bacia onde se depositou o Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina (GUIMARÃES et al 2005). A Fm. Novo Horizonte apresenta espessura média de 600m e é composta por rochas vulcânicas/subvulcânicas ácidas de natureza peraluminosa e alcalina (TEIXEIRA, 2005 apud GUIMARÃES et al 2005) representadas por metadacito, metarriolito, metaquartzo pórfiro e metaferoandesito, com idades de cristalização de zircão (método U–Pb) de 1.752±4 Ma (SCHOBENHAUS et al. ,1994) e 1.748±4 Ma (BABINSKI et al 1994), que remetem ao início da abertura do Rift Espinhaço. Estas rochas registram a ocorrência de quatro eventos magmáticos, ações de fluidos magmáticos e metamórficos por alterações hidrotermais, milonitização e mineralizações de cassiterita, ouro, barita, cristal-de-rocha e quartzo (GUIMARÃES et al 2012).

A Formação Lagoa de Dentro atinge até 850 m de espessura e possui três associações de litofácies siliciclásticas constituídas de metarenitos e metapelitos com lentes de conglomerado, interpretados como depósitos de ambiente lacustre com influência de fluxos de turbidez (GUIMARÃES et al 2012).

A Formação Ouricuri do Ouro cuja espessura alcança 550

m, apresenta contato gradacional com a Fm. Lagoa de Dentro e aflora nos picos mais altos do nordeste do Brasil com 2033 m e 1957 m (Picos dos Barbados e das Almas). Possui cinco associações de fácies siliciclásticas constituídas de: metaconglomerados, metarcoseos e metarenitos líticos arcossianos; interpretadas como depósitos de sistemas de leques aluviais subaéreos com mudança para sistemas de rios entrelaçados de alta energia, com ocasional retrabalhamento eólico (GUIMARÃES et al 2005). Estas duas últimas formações registram o início da deposição sedimentar terrígena durante o ajuste tectônico da bacia Espinhaço e seus limites.

Grupo Paraguaçu

O Grupo Paraguaçu representa um conjunto de rochas metassedimentares com espessura de até 2400 m, amplamente distribuída e lateralmente contínua na porção centro-oeste da Chapada Diamantina (GUIMARÃES, et al 2012). Da base para o topo, compreende as Formações Mangabeira e Açuruá, empilhadas segundo um padrão geral granodecrescente, que indica a mudança de um sistema desértico para deltaico (SAMPAIO et al 1994). No contexto do sistema rift-Espinhaço, este grupo de rochas sugere deposição durante a expansão de uma bacia tipo sag em seu estágio pós-rift (GUIMARÃES, et al 2008).

A Formação Mangabeira que abrange 4 associações de litofácies (Guimarães et al 2012) constituída por em arenitos feldspáticos estratificados, por vezes conglomerático, com gradação para sedimentos argilo-siltosos. A idade mínima desta deposição é inferida pelos diques e sills máficos que truncam o pacote sedimentar e datam de 1514 ± 22 e 1501 ± 9 Ma (BABINSKI et al. 1999; SILVEIRA et al 2013, apud GUIMARÃES et al 2012). A interface entre as formações Mangabeira e Açuruá segundo (SAMPAIO et al 2014), pode ser observada na região do Vale do Pati (área de estudo), através da alternância de arenitos finos e argilitos.

A Formação Açuruá, equivalente a Formação Guiné, é composta por 4 associações de fácies psamíticas e pelíticas indicando dois ciclos de sedimentação granocrescente, e apresenta estruturas laminares, cruzadas e rítmicas de deposição em ambiente marinho raso e litorâneo (GUIMARÃES, et al 2012). Este mesmo autor ilustra que o contato entre esta formação com a Fm. Tombador no topo, é evidenciado pela morfologia do relevo esculpida na região do Vale do Pati a noroeste de Mucugê.

Grupo Chapada Diamantina

As primeiras descrições para o Grupo Chapada Diamantina foram realizadas com base nos afloramentos na região de Len-

çois-Mucugê por Derby em 1906 e na Serra do Tombador, entre Jacobina e Lajes, por Branner em 1910 (SILVA, 1994). Compreende as Formações Tombador e Caboclo, que repousam em discordância erosiva sobre o embasamento, o Grupo Rio dos Remédios e o Paraguaçu. E apresentam contatos discordantes no topo com a Formação Morro do Chapéu e com as rochas carbonáticas do Supergrupo São Francisco e formações superficiais cenozóicas (GUIMARÃES et al 2012).

A deposição deste Grupo representa o aumento da área da bacia intracratônica e rasa, intrudida por corpos máficos de 1,5 Ga (GUIMARÃES et al. 2005). O onlap regional de sedimentação corresponde a deposição da Formação Tombador, que ocorre principalmente na porção leste do embasamento da região da Chapada Diamantina (CRUZ; ALKMIN 2017).

Formação Tombador

A Formação Tombador apresenta boa exposição e grau de preservação de afloramentos associado a um baixo grau de metamorfismo que permite a identificação de estruturas sedimentares de sistemas deposicionais fluviais e estuarinos que ocorreram na bacia Espinhaço na região da Chapada Diamantina, no início do Mesoproterozóico (MAGALHÃES et al 2014). De acordo com CASTRO (2003) esta formação apresenta uma porção inferior contendo depósitos eólicos, fluviais, estuarinos, praias e marinhos, e outra superior com depósitos de leques aluviais, fluviais, eólicos, praias e marinhos de onda de tempestade que remete a uma época de tectonismo mais ativo.

O mapeamento da Formação Tombador na região entre Andaraí e o rio Pati, e ao longo do rio Lençois, realizado por SAMPAIO et al (1994), identificou arenitos de granulação média a grossa na base, conglomerados em uma posição intermediária e com espessura variável, e no topo arenitos mais finos. O autor descreve o contato basal entre a porção inferior da Fm. Tombador com o topo do Grupo Paraguaçu, a leste de Guiné, como abrupto e de mergulhos concordantes.

GUIMARÃES et al (2012) organiza esses litotipos em 3 associações de litofácies e aponta para ocorrência frequente de silicificação nas zonas de falhas e fraturas:

"(i) Associação inferior, composta de metaconglomerados, polimítico e oligomítico (clastos de quartzo, quartzitos verde, cinza e rosa, chert, metarenito, metassiltito), metarenito impuro mal selecionado e metaquartzarenito. Feições superficiais ruiformes são comuns nestas litofácies, além de estratificações cruzadas, acanalada e tangencial à base e gradação normal;

(ii) Associação intermediária, constituída de metarenito feldspático mal selecionado e metaconglomerado oligo-

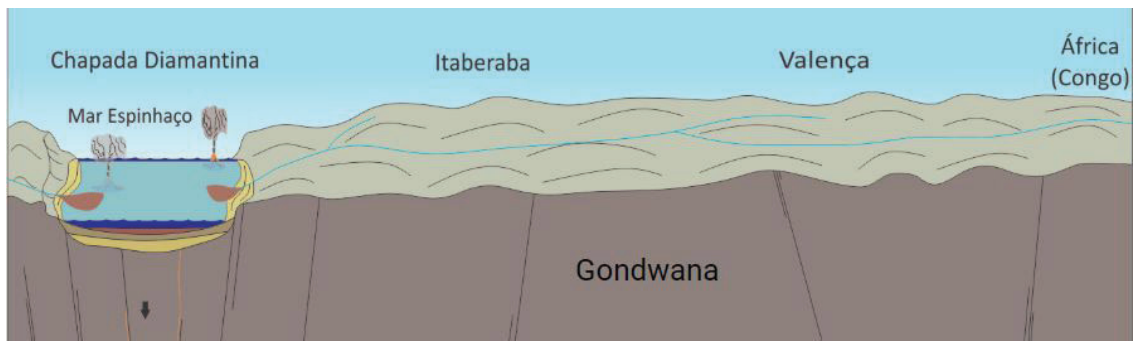


Fig. 11.3: Perfil esquemático de ilustração da bacia intracontinental da Chapada Diamantina no supercontinente Gondwana no Mesoproterozóico. Adaptado de CEZAR; CAMARGO (2018)

mítico (clastos de quartzo leitoso, quartzito e metarenito), com estratificações cruzadas, acanalada e tangencial à base e gradação normal. Esta associação e a anterior se caracterizam por serem portadoras de diamante detrítico;

(iii) Associação superior, composta de metaquartzarenito bimodal bem selecionado, com estratificação cruzada acanalada e tangencial à base de médio a muito grande porte e de níveis de metarenito feldspático e metaconglomerado. Ocasionalmente, na parte superior da associação, as litofácies estão retrabalhadas por ondas.”

Formação Caboclo

A Formação Caboclo é composta principalmente por argilitos e siltitos com estratificação wavy & linsen, e subordinadamente por sílex oolítico, conglomerado e arenito (SAMPAIO et al 1994). Também são descritos laminitos algais e estromatólitos colunares nesta formação (PEDREIRA, 1997). Esta formação é interpretada como depósito de ambiente marinho raso dominado por tempestades em sistemas de planície de maré, barra plataforma e litoral (SILVA, 1994). As idades para essas rochas são de 1140+/-140 Ma (MISI; SILVA, 1996).

Formação Morro do Chapéu

Esta formação de rochas aflora desde a porção norte da região Chapada Diamantina, nas proximidades do município de Morro do Chapéu, até o sul, nas proximidades do município de Mucugê, onde torna-se mais estreita (SILVA, 1994). É composta por conglomerados diamantíferos, arenitos de interface fluvial e estuarina. Exibe contato discordante com as rochas do Grupo Chapada Diamantina, interpretado como erosão regional anterior ao período de deposição (DOMINGUEZ, 1993). Apresenta cinco associações de litofácies siliciclásticas cimentadas principalmente por sílica e óxido de ferro (GUIMARÃES et al 2012). A bacia interior de deposição desta formação teria sido gerada

no final do Mesoproterozóico e preenchida por detritos fluviais de SE NW nos vales escavados sobre a Formação Caboclo até subida do nível do mar formando depósitos com marcas de correntes marinhas em ambiente estuarino (LOUREIRO, 2009).

Supergrupo São Francisco

O supergrupo São Francisco compõe a sucessão sedimentar neoproterozóica do Aulacógeno do Paramirim (CRUZ; ALKMIN 2017). É subdividido da base para o topo nas Formações Bebedouro e Salitre, que constitui um conjunto de rochas carbonáticas e siliciclásticas dentro de estruturas sinformais em Irecê, Una-Utinga e Ituaçu, assentadas sobre o embasamento cristalino, o Grupo Chapada Diamantina e a Formação Morro do Chapéu e recobertas pelas formações cenozóicas superficiais (GUIMARÃES et al 2012).

Bebedouro

O contato inferior da Formação Bebedouro é definido por uma descontinuidade angular regional, e contato o superior com a Formação Salitre, por uma superfície de erosão (CRUZ; ALKMIN 2017). É composta por diamictitos maciços ou estratificados, arenitos, pelitos e níveis de calcilito próximo ao topo. Os diamictitos estratificados afloram próximo ao município de Palmeiras em alternância com areia fina e pelito e a origem destas rochas é interpretada como glacio-marinha ou glacio-deltaica (SILVA, 1994). O intervalo de idade para o evento glacial está entre 1000 e 900 Ma (CRUZ; ALKMIN 2017).

Fm. Salitre

Esta formação é composta de calcirruditos, calcarenitos e dolarenitos, e pelitos terrígenos. As estruturas sedimentares das rochas evidenciam ambiente de alta energia, raso e com exposição subaérea seguida de retrabalhamento por ondas como: marcas de onda, oólitos, intraclastos, e feições orgânicas de laminitos algais (Sampaio et al 1994). A idade de deposição estimada para

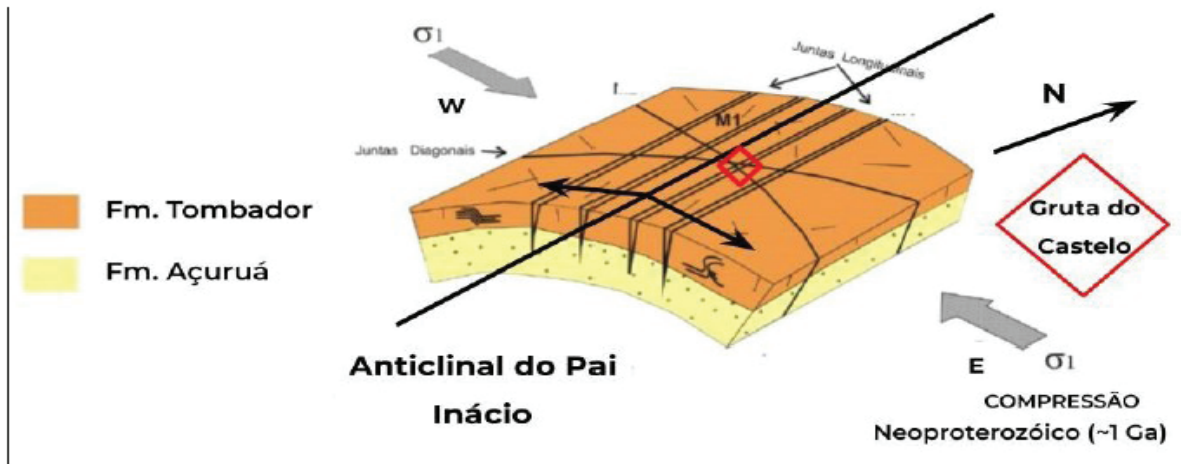


Fig. 11.4: Bloco diagrama ilustrativo da origem do eixo do Anticlinal do Pai Inácio.

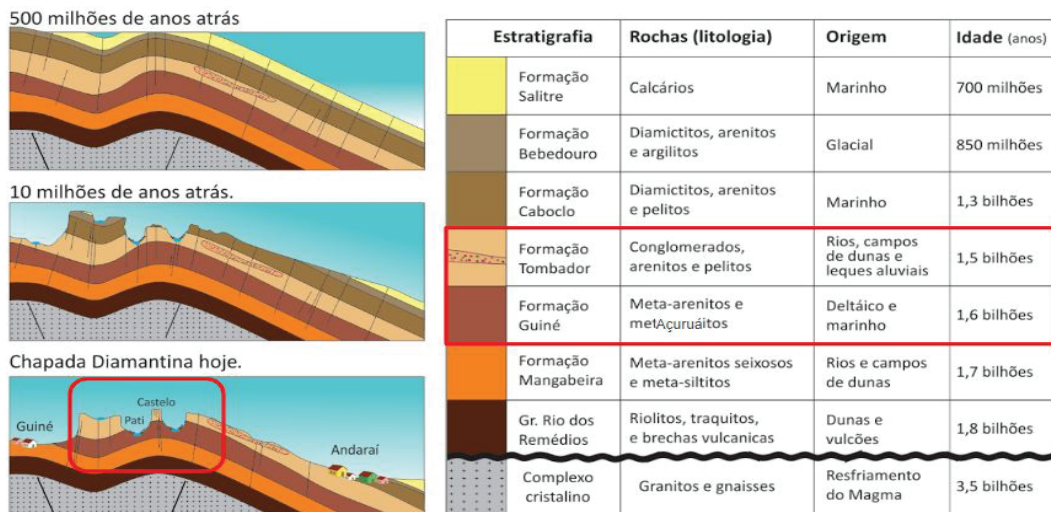


Fig. 11.5: Desenho ilustrativo da evolução do relevo da Chapada Diamantina e coluna estratigráfica regional, com destaque para região do Vale do Pati. Adaptado de CEZAR; CAMARGO (2016)



Fig. 11.6: Situação da Gruta do Castelo em bloco diagrama esquemático da porção norte da região da Chapada Diamantina. Adaptado de CEZAR; CAMARGO (2016).

esta formação é de 700 Ma, e uma intensa migração de fluido durante a deformação Brasileira de idade de 514 ± 33 Ma foi datada em carbonatos estromatolíticos (CRUZ; ALKMIN 2017).

11.3 EVOLUÇÃO TECTÔNICA

A Chapada Diamantina registra mudanças ocorridas ao longo da história geológica desde o período paleoproterozóico, anterior a separação dos continentes sul-americano e africano (GIUDICE, 2012). Neste período o cráton São Francisco, juntamente com o cráton do Congo, eram parte do supercontinente Gondwana (Fig. 11.3), e um sistema de extensão crustal induzida pelo manto terrestre a nível global, iniciou a abertura de diversas bacias na crosta continental, fenômeno conhecido como Tafrogênese Estateriana (~1,75 Ga) (NEVES, 1995). Antes da abertura do sistema de rifts intracontinentais, o soerguimento crustal provocado pelo adelgaçamento da crosta promoveu a deposição de sedimentos eólicos da

Formação Serra da Gameleira, que corresponde a sequência pré-rift do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina oriental.

No estágio sin-rift, derrames de lavas ácidas e sedimentos terrígenos representantes do Grupo Rio dos Remédios foram depositadas em função da ruptura da crosta. No estágio-rift o rebaixamento da crosta por ajustes tectônicos e deposição continental, provocou a gradativa subida do nível do mar, marcada pelas Formações Mangabeira e Açuruá do Grupo Paraguaçu.

Levantamentos epirogenéticos no sul da Chapada Diamantina determinaram a origem da formação Tombador (PEDREIRA; MARGALHO, 1990), composta por uma sequência de rochas terrígenas depositadas em ambiente fluvial, aluvial e eólico. O regime de quiescência tectônica e o sistema de variações eustáticas do nível do mar provocou a inundação marinha da bacia intracontinental abortada e deposição da Formação Caboclo completando o ciclo de sedimentação do Grupo Chapada Diamantina no calimiano. A descida do nível do mar provocou a erosão e formação de vales na bacia preenchida, onde se depositaram os sedimentos continentais e marinhos da Formação Morro do Chapéu, completando a sequência do Supergrupo Espinhaço que encerra o período Mesoproterozóico.

A inversão da bacia se deu no Neoproterozóico em resposta a propagação das colisões orogênicas de leste para oeste, oriunda da Faixa Araçuaí na borda leste do Cráton São Francisco, gerando um sistema de dobras regionais com de direção NNW-SSE (Fig. 11.4), dentre as quais pode-se destacar o Anticlinal do Pai Inácio (DANDEFER, 1990). Em seguida, um evento glacial ocorrido entre 1000 e 900 Ma, promoveu a deposição da Formação Bebedouro e uma nova subida do nível do mar (Mar Bambuí) depositou a Formação Salitre (CRUZ; ALKMIN 2017).

No final da colisão brasileira com consolidação do Cráton São Francisco, um ajuste tectônico nas Faixas Rio Preto e Riacho do Pontal no norte do Cráton São Francisco promoveu a reestruturação tectônica das rochas do Supergrupo São Francisco e uma acomodação lateral nas rochas metassedimentares do Supergrupo Espinhaço com a formação de um sistema de zonas de cisalhamento rúptil e transcorrentes na Chapada Diamantina (DANDEFER, 1990).

A 500 milhões de anos o rebaixamento progressivo do nível do mar promoveu a exposição da cordilheira de rochas que compõe o Supergrupo Espinhaço e deu-se início a denudação do relevo (CEZAR; CAMARGO, 2016) (Fig. 11.5). Atualmente, a região do Anticlinal do Pai Inácio apresenta um relevo arrasado com alguns morros testemunhos alinhados, tais como Morro do Pai Inácio, Morrão (Vale do Capão), Morro Branco do Pati e Morro da Lapinha (Fig. 11.6).

11.4 ARENITOS

Os arenitos equivalem ao produto da consolidação de depósitos de areia (NICHOLS, 2009), fração de diâmetro compreendida entre 0,065 a 2 mm segundo a escala de Wentworth (1922). Segundo PETTIJOHN (1957) o termo arenito representa apenas uma descrição granulométrica e não indica o conteúdo mineralógico, que constitui importante dado para caracterização da proveniência e do grau de maturidade destas rochas. SUGUIO (2002) destaca que a composição mineralógica dos arenitos resulta da interação de uma diversidade de processos intempéricos, erosivos envolvidos desde a área fonte até o local de deposição e processos diagenéticos posteriores a sedimentação. Além da granulometria, que reflete o tamanho, a descrição de outros aspectos texturais como forma (esfericidade e arredondamento), selecionamento, arranjo dos grãos e a natureza do cimento são fundamentais para identificar os ambientes deposicionais dos arenitos (HEINRICH, 1956; SUGUIO, 2002).

Propriedades Fundamentais dos Arenitos

De acordo com KRYNINE (1948), a composição e a textura são propriedades básicas fundamentais que compõem as rochas sedimentares, e as estruturas presentes nestas rochas refletem variações nestas duas propriedades, podendo ser consideradas como terceiro aspecto de análise fundamental. A descrição das rochas sedimentares compõe o estudo da petrografia sedimentar e constitui a base para interpretação de história geológica envolvida na sua formação (GRIFFITHS, 1961).

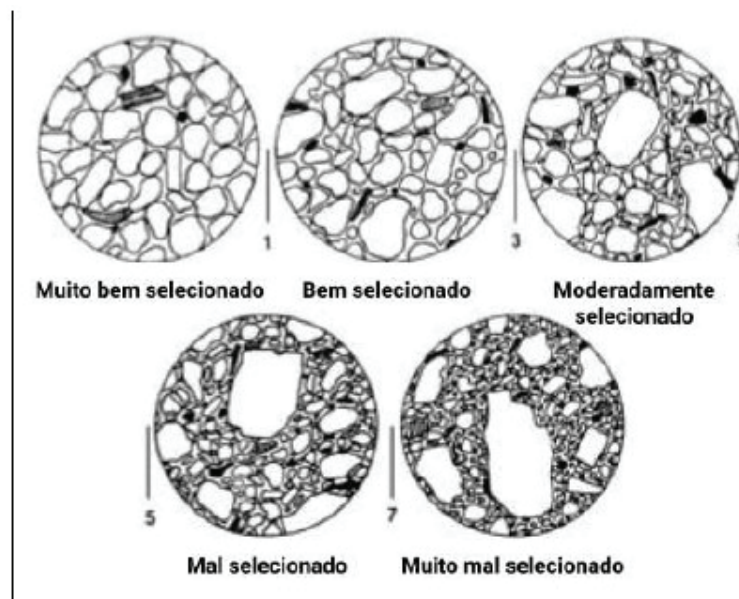
O resumo destas propriedades no contexto dos arenitos, será apresentado a seguir, tendo-se como principais bibliografias:

Tabela 11.2: Escala granulométrica do tamanho dos sedimentos com destaque para o intervalo de tamanho areia.

Escala phi	Escala métrica	Classe de tamanho	Size Class	Outros nomes
<-8	>256 mm	Bloco	Boulder	Matacão
- 6 to - 8	64- 256 mm	Seixo	Cobble	Bloco ou Calhau
- 5 to - 6	32--64 mm	Cascalho muito grosso	Very coarse gravel	Seixo muito grosso
- 4 to - 5	16-32 mm	Cascalho grosso	Coarse gravel	Seixo grosso
- 3 to - 4	8- 16 mm	Cascalho médio	Medium gravel	Seixo médio
-2 to - 3	4-8 mm	Cascalho fino	Fine gravel	Seixo fino
- 1 to - 2	2-4mm	Cascalho muito fino	Very fine gravel	Grânulo
0 to - 1	1-2mm	Areia muito grossa	Very coarse sand	
1 to 0	0.5- 1 mm	Areia grossa	Coarse sand	
2 to 1	0.25- 0.5 mm	Areia média	Medium sand	
3 to 2	125- 250 μ m	Areia fina	Fine sand	
4 to 3	62.5- 125 μ m	Areia muito fina	Very fine sand	
8 to 4	3.9---62.5 μ m	Silte	Silt	Lama
10 to 8	0.98- 3.9 μ m	Argila	Clay	Lama
20 to 10	0.95- 977 nm	Colóide	Colloid	Lama

Adaptado de WENTWORTH (1922).

Fig. 11.7: Padrões de classificação da seleção granulométrica.



Adaptado de LINDHOLM (1988).

PETTIJOHN (1972), FOLK (1980), SUGUIO (2002), PRO-
THERO & SCHWAB (2014), NICHOLS (2009).

Composição

A composição mineralógica dos arenitos é herdada da sua área fonte e modificada pelos processos erosivos (físicos) e intempéricos (químicos) envolvidos no transporte dos sedimentos até

a bacia de sedimentação, e também dos processos diagenéticos (químicos) posteriores. O selecionamento composicional dos grãos durante o transporte decorre da abrasão diferencial e a dissolução das partículas conforme sua resistência física e estabilidade química, respectivamente, enquanto as mudanças diagenéticas pós deposicionais compreendem processos exclusivamente químicos: dissolução, precipitação e alteração de minerais. Desta forma, dois grandes grupos de minerais podem ser identificados nos arenitos, os detríticos que refletem as litologias da área

fonte, e processos de remoção por intemperismo, transporte e diagênese; e os químicos que caracterizam o ambiente deposicional e diagenético (PETTIJOHN, 1972; SUGUIO, 2002).

Minerais Detríticos

De acordo com FOLK (1980) a abundância dos minerais detríticos em uma rocha sedimentar depende da disponibilidade destes na área fonte, da durabilidade mecânica e da estabilidade química.

- **Minerais de sílica:** o quartzo é polimorfo da sílica mais comum nos arenitos, sendo a variedade monocristalina mais abundante nos arenitos puros que o quartzo policristalino. Este apresenta-se como um agregado de cristais de quartzo. O quartzo monocristalino derivado de veios hidrotermais apresentam geralmente vácuos de inclusões fluidas, os de rochas plutônicas e metamórficas de alto grau exibem extinção ondulatória, e os de fontes vulcânicas ou de antigos arenitos apresentam extinção não ondulatória. A calcedônia também é comum nos arenitos não vulcânicos.
- **Feldspatos:** são um dos componentes principais de rochas ígneas e metamórficas, e também são minerais comuns em arenitos, sendo os feldspatos potássicos mais abundantes que os plagioclásios sódicos, pois são mais comuns na crosta continental e mais resistentes à decomposição.
- **Argilominerais e outros minerais placóides** (micas, cloritas, etc.): os minerais micáceos (placóides) apresentam estrutura cristalina em lâminas/placas, e nos arenitos tendem a ocorrer em tamanhos entre silte e areia. Em lâmina delgada é comum exibirem formato alongado, por vezes dobrados entre grãos mais rígidos, devido às pressões de compactação. Os argilominerais são difíceis de identificar pela microscopia óptica devido à pequena granulometria que exibem. São os componentes principais da matriz dos arenitos, e incluem minerais do grupo da caulinita, esmectita, micas, clorita, entre outros.
- **Fragmentos líticos:** fornecem informações importantes sobre a proveniência, pois a presença destes fragmentos no arenito depende do tamanho do grão da rocha fonte. Esta deve apresentar cristais ou grãos de diâmetro areia ou menor para integrar o depósito arenoso. Devido a isso clastos de rochas vulcânicas, ardósias, filitos, folhelhos, xistos e chert são mais abundantes que rochas plutônicas e gnáissicas.
- **Minerais pesados:** compreendem silicatos e óxidos de maior densidade que os minerais mais abundantes dos arenitos. O zircão é o mineral pesado mais comum nos arenitos

devido sua elevada resistência ao intemperismo e transporte, e de fácil distinção em lâmina delgada por apresentar alto relevo, incolor e em formato equidimensional ou alongado. Outros minerais pesados relativamente comuns nos arenitos são rutilo, apatita, esfeno e turmalina. Anfibólio e piroxênio, apesar de menos resistentes ao transporte e intemperismo também podem ocorrer nos arenitos.

Minerais Químicos

- **Carbonatos:** a calcita e a dolomita são as variedades mais comuns nos arenitos, e ocorrem como cimento precipitado quimicamente entre os poros. A siderita (carbonato rico em ferro) também pode ser encontrada tanto como cimento quanto em nódulos de concreções.
- **Sílica autigênica:** diferente da sílica detrítica forma-se durante a diagênese, e se apresenta como um sobrecrescimento de quartzo, opala ou calcedônia no entorno dos grãos, funcionando como cimento nos arenitos.
- **Sulfatos:** assim como os carbonatos, a gipsita, anidrita e barita que compõe este grupo, são comuns integrantes do cimento dos arenitos. Semelhante a siderita, a barita também pode ocorrer como concreções.
- **Sulfetos:** a pirita é o mineral mais encontrado nos arenitos em condições oxidantes enquanto a marcassita predomina em condições redutoras.
- **Outros minerais:** os fosfatos, silicatos de ferro, óxidos e hidróxidos de ferro, zeólitas, entre outros minerais de origem química também podem ocorrer nos arenitos.

Texturas

Segundo KRYNINE (1948), textura representa a inter-relação dos constituintes da rocha, e pode ser definida como o padrão de agrupamento dos três principais elementos texturais: os grãos, a matriz e o cimento. Os grãos são as unidades básicas que representam as partículas maiores enquanto a matriz são as mais finas compreendidas nos espaços intersticiais entre os grãos. O cimento é o precipitado químico autigênico infiltrado entre os grãos e a matriz. Os atributos de textura incluem tamanho, formato, arredondamento, feições superficiais, e arranjo dos grãos. A análise destes atributos permite identificar o ambiente e os processos de deposição, propriedades físicas como porosidade e permeabilidade, distinguir diferentes unidades lito-estratigráficas, entre outras possibilidades de aplicação (PETTIJOHN, 1972).

O termo tamanho tem significado de diâmetro e pode ser

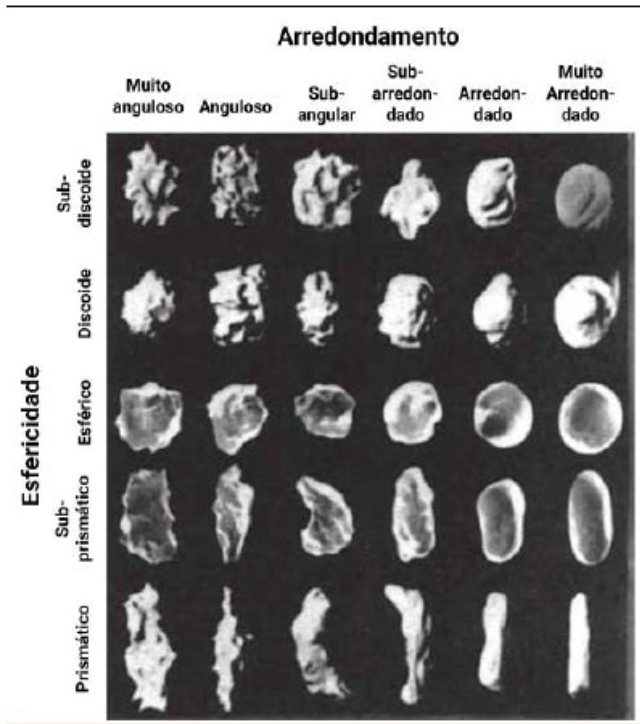


Fig. 11.9: Gráfico de classes de arredondamento e esfericidade dos grãos. Adaptado de PROTHERO & SCHWAB (2014).

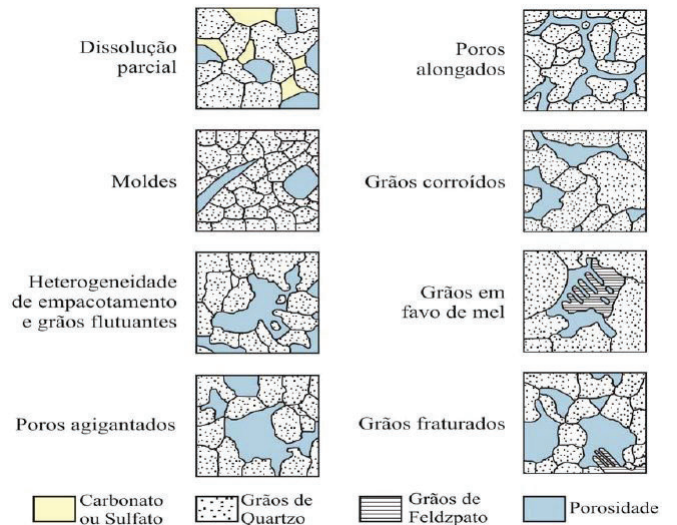


Fig. 11.11: Tipos de porosidade secundária. Extraído de SOUZA (2017).

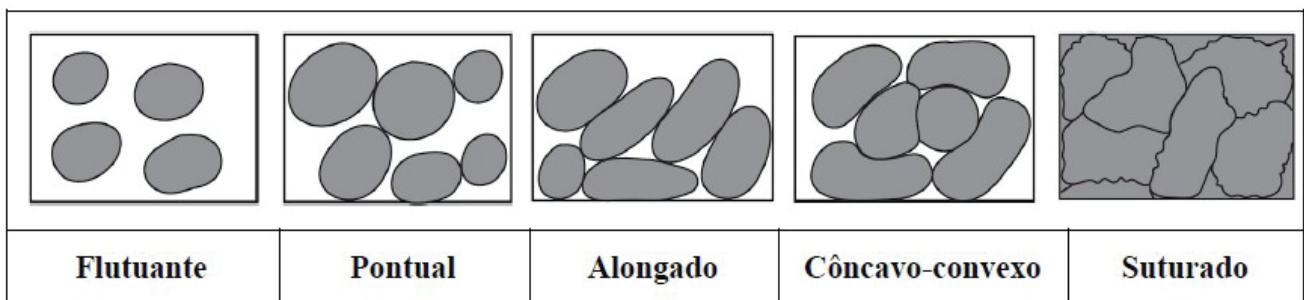


Fig. 12.10: Principais tipos de contato entre os grãos. Adaptado de PETTIJOHN (1972).

definido pela escala de Wentworth (Fig. 11.7). Para o grupo dos arenitos o tamanho da maioria dos grãos deve estar na fração entre, 2 e 0.065 mm, no entanto partículas maiores e menores que este intervalo podem coexistir. A medida do diâmetro dos grãos dos arenitos pode ser feita através do microscópio petrográfico através do qual é possível medir os eixos dos grãos e estimar sua distribuição. SUGUIO (2002) recomenda para isto, o método de Chayes, que se faz pela medida do campo visual do microscópio a um determinado aumento, da contagem da quantidade de grãos sob as linhas de interferência da lente ocular, seguida pela divisão de dobro do diâmetro pelo número de grãos.

Para identificar o agente de transporte e a configuração do depósito é necessário realizar medidas e análises estatísticas para o tamanho dos grãos, como cálculo aritmético do tamanho

médio do grão e grau de seleção aplicação de fórmulas padronizadas (PROTHERO & SCHWAB, 2014). O tamanho médio dos grãos é descrito pela moda, tamanho de partícula que ocorre com mais frequência, pela mediana que representa o ponto médio da distribuição do tamanho dos grãos, e por fim pela média que equivale ao tamanho médio de todos os tamanhos de partículas de uma amostra. O grau de seleção é uma medida da variedade de tamanhos de grãos presentes e da magnitude da dispersão ou dispersão desses tamanhos em torno do tamanho médio (Fig. 11.8). Estes dois parâmetros afetam diretamente a habilidade de transmissão e armazenamento de fluido das rochas, e são de grande utilidade para caracterização hidrogeológica das rochas (BOGGS, 2009).

A forma e arredondamento são atributos úteis para descri-

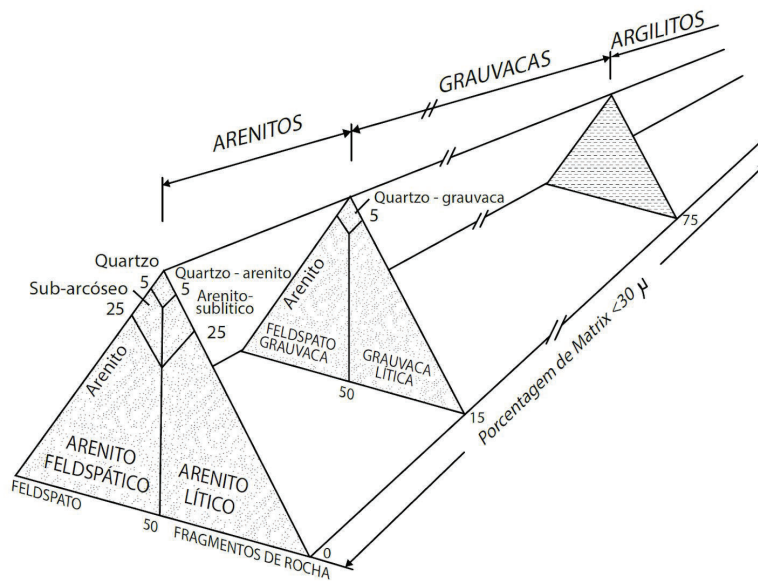


Fig. 11.12: Diagramas triangulares classificação de arenitos terrígenos. Adaptado de PETTIJOHN (1972).

ção e distinção dos tipos de arenitos (PROTHERO & SCHWAB, 2014). O grau de esfericidade é o índice de forma mais utilizado para descrever os grãos de areia (SUGUIO, 2002). Segundo KRYNINE (1948), a forma pode ser definida em termos das dimensões do comprimento, espessura e largura, podendo ter as seguintes denominações equidimensional, alongado ou acicular. O formato de um grão pode representar uma característica típica de uma família de minerais, como por exemplo o formato pla-cóide dos grãos de mica (NICHOLS, 2009). O arredondamento indica o grau de agudez das arestas, e depende diretamente do tamanho do grão, de suas propriedades físicas e história de abrasão (PETTIJOHN, 1972). O arredondamento é medido pelo raio de curvatura das arestas e o tamanho máximo do círculo que pode circunscrever o grão, podendo ser expresso em 6 classes (Fig. 11.9).

O reconhecimento das feições superficiais nos grãos de areia é feita através de exames microscópios ópticos e eletrônicos (SUGUIO, 2003). A dissolução e a reprecipitação de sílica sob condição subaquosa foi reconhecida pelos estudos de KUENEN & PERDOK (1962) apud SUGUIO (2003) como o principal mecanismo de formação das feições superficiais, ao invés da ação eólica durante o transporte. Em regiões tropicais, a dissolução superficial dos grãos de quartzo dos arenitos promove obliteração de texturas superficiais ultramicroscópicas produzidas por ação glacial, eólica e subaquosa e em contrapartida, elevação dos teores de SiO₂ em solução das águas superficiais (SUGUIO, 2003).

O arranjo dos grãos define a orientação/organização e o tipo de contato entre os grãos de um arenito (Fig. 11.10), poden-

do ser isotrópico (estrutura maciça) ou orientado que reflete o alinhamento dos grãos segundo seu formato. Este atributo exerce controle sobre a porosidade e a permeabilidade da rocha (PROTHERO & SCHWAB, 2014). A orientação dos grãos é controlada pela natureza do meio de transporte, o tipo de regime de fluxo, o sentido e a velocidade das correntes. Nos depósitos de areia de praia, por exemplo, a orientação dos grãos é perpendicular enquanto nos depósitos fluviais os grãos se orientam paralelamente ao comprimento do corpo arenoso. No entanto, atividades biogênicas, processos pós-deposicionais e deformacionais podem produzir mudanças na orientação original dos grãos, o que torna este atributo por vezes duvidoso para interpretação sedimentológica (SUGUIO, 2003).

Estruturas Sedimentares

De acordo com PETTIJOHN (1972), o estudo das estruturas sedimentares é apropriado para descrição macroscópica de campo, servindo de guia para determinação de agentes ou ambiente de deposição, de posição estratigráfica, de mapeamento de sistemas de paleocorrentes, bem como indicam condições de fluxo e mudanças químicas pós-deposicionais. Este autor sumariza estas estruturas de acordo com os processos e texturas produzidas em quatro grupos: estrutura de corrente, deformacionais, biogênicas e químicas.

Outra forma de descrever as estruturas sedimentares de corpos sedimentares é feita quanto aos atributos da morfologia externa, definida pela sua extensão (tamanho), forma e limites (KRYNINE, 1948). O tamanho do depósito sedimentar inclui sua extensão horizontal (comprimento, área e largura), espessura e volume. A forma se expressa através das relações entre os diferentes fatores de tamanho: área/volume, largura/espessura. Quanto à geometria dos corpos arenosos, SUGUIO (2003) destaca pelo menos 4 tipos: lençóis ou cobertores, forma de vagem, forma de fita e formas dendroides. Estes últimos apresentam-se sinuosos, ramificados com tributários e distributários, típicos de ambiente fluvial e deltaico.

Porosidade

A porosidade de uma rocha representa a quantidade de espaços vazios em relação ao volume total de uma rocha ou material poroso. A interligação entre os poros existentes entre si e com

a parte externa do maciço rochoso corresponde a porosidade efetiva. Nas rochas sedimentares e nos sedimentos consolidados sedimentologia dois tipos de porosidade principais distinguem-se entre si: a primária que é sindeposicional, e a secundária (Fig. 11.11), pós-deposicional (SUGUIO, 2003). A porosidade intergranular também conhecida como permeabilidade primária é uma característica textural da rocha relacionada diretamente a origem sedimentar, aos processos diagenéticos e/ou metamorfismo de baixo grau (JENNINGS, 1971).

Classificação dos Arenitos

Dentro da classificação geral das rochas sedimentares de FOLK (1968), os arenitos estão no grupo de rochas terrígenas, as quais representam entre 65% a 75 % das seções estratigráficas já descritas (SUGUIO, 2003). Outros termos como: siliciclástico, em referência ao conteúdo de quartzo, feldspato, fragmentos de rochas e outros minerais silicáticos; detrítico que simboliza a natureza fragmentária dos constituintes; e epiclástico que significa derivado da superfície, também podem ser utilizados para descrever o grupo de rochas sedimentares terrígenas (PROTHERO & SCHWAB, 2014).

De acordo com Heinrich (1956) o mecanismo principal de formação das rochas epiclásticas é a acumulação mecânica de material intemperizado (física e quimicamente) proveniente de rochas preexistentes na superfície terrestre (ígneas, metamórficas ou sedimentares), transportado por águas correntes (rios ou mares), vento ou gelo. Ainda segundo este autor, a subdivisão deste grupo de rochas é feita com base em duas características principais: o tamanho e a composição das partículas. Com base na escala granulométrica de Wentworth (1922), que define sete intervalos de diâmetro das partículas, os sedimentos epiclásticos podem ser agrupados em rochas rudáceas/psefíticas, arenáceas/psamíticas e lutáceas/pelítica (HEINRICH, 1956; SUGUIO, 2003).

Conforme observado por Suguio (2002), a diversidade de propostas existentes na bibliografia para classificação de arenitos se baseia em critérios descritivos e/

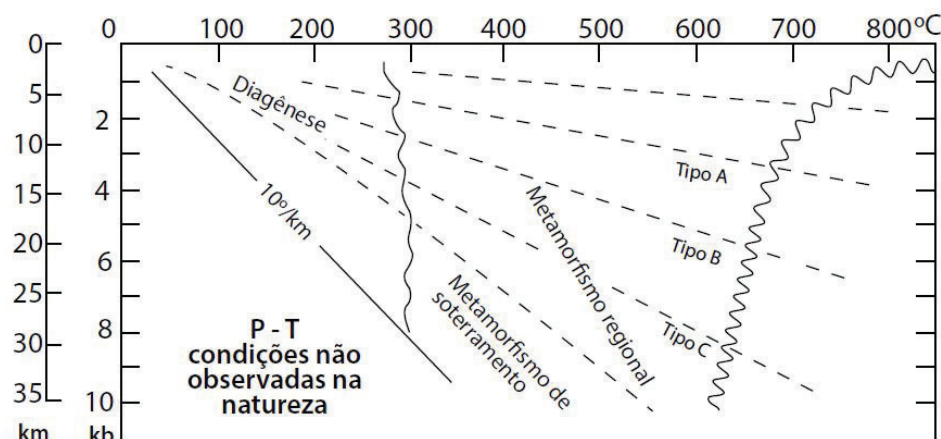


Fig. 11.13: Diagrama esquemático de pressão-temperatura para diagênese e diferentes tipos de metamorfismo. Adaptado de PETTIJOHN (1972).

ou genéticos. Nesse sentido, a petrografia microscópica, técnica que realiza o estudo descritivo da composição mineralógica e textural das rochas para sua classificação sistemática (GROUT, 1932; CAROZZI, 1960; HIBBARD, 1995), aliada a outras técnicas como mapeamento de campo e análises químicas, constitui uma importante ferramenta de auxílio à interpretação petrogenética (HEINRICH, 1956, PETTIJOHN, et al 1972).

Dentre as classificações existentes para rochas arenáceas destaca-se a versão de PETTIJOHN et al (1972) que utiliza dois critérios principais: a proporções de quartzo, feldspato e fragmentos líticos (Q+Fd+FL) de tamanho areia e a porcentagem da matriz argilosa, tendo-se arenitos puros/impuros aqueles com menos de 15% de matriz e arenitos impuros/grauvacas aqueles com mais de 15% (Fig. 11.12). Segundo o autor, a proveniência da rocha é o fator de maior influência das características petrográficas de um arenito, e a partir disto apresenta quatro classes para este grupo: quartzo-arenitos, arenitos feldspáticos/arcósios, arenitos líticos/litarenitos e grauvacas. De forma análoga, CAROZZI (1960) em seu estudo sobre petrografia microscópica sedimentar, subdivide as rochas arenáceas em quatro séries de mesma nomenclatura.

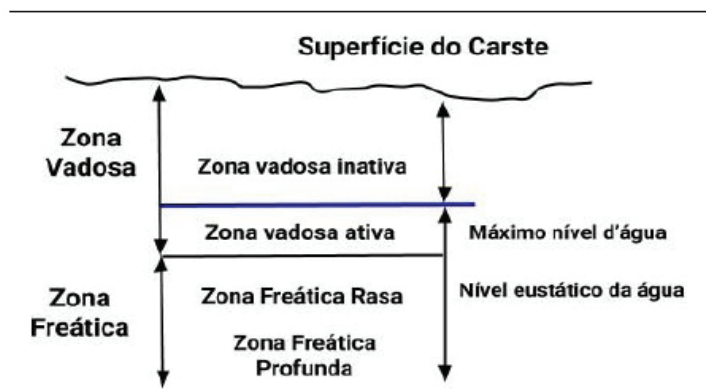


Fig. 11.14: Zonas do sistema hidrogeológico do carste. Adaptado de Bogli (1980)

Quartzo Arenitos

Outras denominações presentes na literatura para esta classe de rochas são, arenitos puros (CAROZZI, 1960) e ortoquartzitos (KRYNINE, 1945). Esta classe de arenito apresenta 95% de grãos de quartzo, geralmente cimentados em continuidade cristalográfica e ótica por quartzo, podendo se tornar quartzitos ao atingir estágios avançados de cimentação (PETTIJOHN, 1972), a qual CAROZZI (1960) descreve como desenvolvimento de textura quartzítica.

Os quartzo-arenito apresentam coloração branca, por vezes rósea ou avermelhada em presença de óxido ferro (menos de 1%) revestindo os grãos. Predominam grãos de quartzo monocristalinos com altos graus de arredondamento e seleção granulométrica, enquanto quartzo policristalino e quartzo com extinção ondulante, menos estáveis ao retrabalhamento, tendem a ser inexistentes nestes depósitos. Outros minerais estáveis como sílex, metaquartzito, e metais pesados como zircão, turmalina e rutilo podem estar presentes nestas rochas (PROTHERO; SCHWAB, 2014). O cimento silicoso é o mais comum, primeiramente na forma de quartzo e mais raramente opala e/ou calcedônia. Em seguida tem-se os carbonatos, sendo a calcita mais abundante que a dolomita. Outros cimentos mais raros são o óxido de ferro, anidrita, barita e celestina (PETTIJOHN, 1972).

A ocorrência dessas rochas está relacionada a áreas tectonicamente estáveis geralmente sob forma de camadas lateralmente extensas, de espessura variável (dezenas a centenas de metros). De acordo com HEINRICH (1956), é possível que quartzarenitos formem-se por intenso intemperismo químico, retrabalhamentos cíclicos, re-selecionamento de outros arenitos, ou uma combinação desses fatores. É difícil identificar se a maturidade textural e composicional desses arenitos resultou de ação éolica ou de ondas em sistema marinho raso (PETTIJOHN, 1972). É comum a presença de estratificação cruzada (pequeno a grande porte), marcas de onda e laminações planas (PROTHERO; SCHWAB, 2014).

Arenitos Líticos ou Litoarenitos

Esta classe exibe coloração acinzentada e é caracterizada pela maior porcentagem de fragmentos de rocha em relação aos grãos de feldspato, e pelo predomínio de cimento secundário precipitado na matriz detrítica primária (CAROZZI, 1960). No grupo dos arenitos estes são os maior variabilidade química e mineralógica. Fragmentos de rochas vulcânicas, metamórficas de baixo grau e sedimentares são as mais frequentes nestes arenitos e apresentam sempre granulometria fina. Os litoarenitos são interpretados como sequências molassas, de rochas supracrustais em áreas fontes próximas à bacia de sedimentação sob regime de soerguimento e/ou aridez, ou depósitos aluviais cra-

tônicos de rios largos derivados das margens ou de áreas fonte distantes; ou turbiditos marinhos em depressões geossinclinais. Os períodos de ocorrência destas rochas mais comuns são o Cretáceo e o Neógeno (PETTIJOHN, 1972).

Grãos de quartzo e fragmentos de rochas pelíticas como siltitos, filitos, xistos e folhelhos em tamanho areia também são abundantes. Mica detrítica laminar tende a se concentrar nos planos de acamamento e podem exibir deformações devido à compactação. Possuem cimento silicoso e/ou carbonático, este último tende a ser substituído por quartzo secundário euédrico. (PETTIJOHN, 1972).

Arenitos Feldspáticos ou Arcósios

Os arcósios se caracterizam pela granulometria bimodal e baixo grau de arredondamento dos grãos, cuja mineralogia predominante é o quartzo e feldspato (maior em volume) que confere à rocha tons avermelhados. Quartzo policristalino e grânulos quartzo-feldspáticos, bem como argilas caulíníticas, micas detríticas e cimento carbonático são comuns nos arcósios (PETTIJOHN, 1972). Apesar da baixa estabilidade química do feldspato, este mineral é essencial nos arcósios (mais de 25%) e sua abundância no depósito sedimentar implica condições especiais no ambiente de formação. Estas condições podem ser aridez climática, e soerguimento ou vulcanismo seguido de soterramento rápido (FOLK, 1980).

Os arcósios podem exibir, estrutura maciça produto do intemperismo in-situ e laterização de granitos e gnaisses, ou estratificação cruzada, com maior grau de arredondamento dos grãos e maior porcentagem de quartzo, que sugerem atuação de mecanismos de transporte.

Grauvacas

As grauvacas incluem uma variedade de arenitos cinza-escuros que apresentam um espectro granulométrico contínuo de grãos de mais finos até partículas mais grossas da fração areia. O conteúdo argiloso sendo um componente mais fino no arcabouço é um elemento de distinção entre as grauvacas e os arcósios e também pode ser confundido com a matriz. Esta, por sua vez, possui granulometria silto-argilosa e geralmente exibe agregados microcristalinos de quartzo, feldspato, muscovita, biotita, ilita, clorita e sericita produzidos por mecanismos diagenéticos. Dentre os minerais menos abundantes e acessórios destacam-se: micas detríticas (biotita e mais comumente muscovita), ankerita, pirita (PETTIJOHN, 1972). A variedade granulométrica sugere mecanismos de turbidez envolvidos no transporte, e a relação do tamanho do grão com o grau de esfericidade indica curto período de abrasão, que deve ter predominado sobre o intemperismo

químico atestado pela presença da matriz silto-argilosa primária (CAROZZI, 1960).

As grauvas podem ser divididas com relação a abundância de fragmentos líticos e de grãos de feldspato em grauvas líticas, cujas partículas predominantes são de folhelho, siltito, ardósia, filito ou micaxisto, e grauvas feldspáticas cujo mineral mais comum é o plagioclásio sódico. A variedade composicional dos grãos indica uma diversidade de áreas fonte. As estruturas sedimentares mais comuns nestas rochas são estratificação em gradação granulométrica, dobras convolutas, laminações de corrente, marcas de carga e tendem a apresentar interestratificação rítmica com argilitos (PETTIJOHN, 1972). Grauvas não são bons indicadores climáticos do ambiente de deposição uma vez que sua composição e granulometria variada indicam redeposição de outros depósitos de areia. No entanto, assim como os arcósios é possível interpretar que as condições de transporte, deposição e soterramento do depósito tenha acontecido rapidamente mantendo diversos minerais e fragmentos de rocha facilmente intemperizáveis.

Diagênese

De forma simplificada, a diagênese compreende um conjunto de transformações submetidas ao depósito sedimentar resposta a novas condições físicas e químicas, envolvendo dissolução e reprecipitação de fluidos aquosos presentes nos poros do sedimento (GIANNINI; MELO, 2009). De acordo com SUGUIO (2002), o fenômeno da diagênese se processa segundo as variações de temperatura, pressão, volume e composição de fluidos intersticiais e modificações das propriedades petrofísicas de permeabilidade e porosidade das rochas.

Muitos autores reconhecem a dificuldade de definir um limite arbitrário de temperatura e pressão entre a diagênese e o metamorfismo (PETTIJOHN, 1972; SUGUIO, 2003; PROTHERO, 2014). PETTIJOHN (1972), indica que as diferenças entre esses dois estágios podem ser detectadas através das assembleias minerais, que nas rochas metamórficas são expressas pelas isógradas, fácies metamórficas ou grades petrogenéticas, enquanto as rochas sedimentares tendem a refletir mais a mineralogia original do depósito sedimentar do que efeitos de temperatura e pressão (Fig. 12.13). Na diagênese, a baixa amplitude de variação térmica e pressão não promovem energia cinética suficiente para transformações minerais.

Dentre os principais processos diagenéticos destacam-se: autigênese, cimentação, compactação, desidratação, diferenciação diagenética, dissolução diferencial, recristalização e substituição metassomática (KRUMBEIN; SLOSS (1963) apud SUGUIO, 2003). A evidência mais direta da diagênese

dos arenitos é a relação textural entre os grãos minerais que pode ser observada pela substituição pseudomórfica de um mineral ou agregado cristalino por outro. Secundariamente, mudanças na mineralogia, expressas pela baixa cristalinidade e ausência de inclusões fluidas nos minerais são indícios de cristalização autigênica. As mudanças nas propriedades físicas de porosidade e permeabilidade dos arenitos podem ser atribuídas ao aumento de grãos detríticos por supercrescimento e precipitação de cimentos minerais nos poros e secundariamente pela compactação durante a diagênese. Os cimentos mais comuns nos arenitos são a sílica e o carbonato, e constituem também uma importante evidência diagenética.

11.5 Espeleologia

A palavra espeleologia deriva do radical latino “spelaeion” que quer dizer caverna, e do sufixo grego “logos”, que significa estudo. WINGE (2019), define o termo como “estudo científico integrado de cavernas quanto à origem e evolução, incluindo a sistematização da sua morfologia, de suas feições geológicas e hidrológicas, da geoquímica, da biologia e paleontologia”. De acordo com LEINZ & LEONARDOS (1977), espeleologia é sinônimo de cavernologia e corresponde ao “setor da geologia física que trata das cavernas”.

No Brasil, a Espeleologia surge como ciência no século 19, a partir de achados e registros sistemáticos de sítios arqueológicos e paleontológicos em cavernas por Peter Lund e Richard Krone, e se consagra em 1937 com a criação da Sociedade Excursionista e Espeleológica (SEE) (GAMBARINI, 2012). Segundo a SEE (1991), a Espeleologia possui íntima relação com o desenvolvimento de outras áreas do conhecimento, como: topografia, geologia, geografia, biologia, ecologia, arqueologia, paleontologia entre outras, e se concretiza a partir da análise de aspectos físicos, bióticos e socioeconômicos do ambiente cavernícola e seu entorno.

Por caverna, entende-se uma abertura natural na superfície de dimensões suficientes para permitir a entrada do homem e que se estende além da zona fótica (MORGAN; DAVIES, 1991). Esta descrição restringe o significado de caverna a uma perspectiva antropocêntrica, e não contempla a totalidade do universo espeleológico, que inclui por exemplo, condutos centimétricos habitados por troglóbios, formas de vida especializadas a ambientes subterrâneos (hipógeo), ou por onde passam imensos volumes de água (AULER; PILO 2013). A palavra gruta também é utilizada como sinônimo de caverna para representar cavidades pequenas a médias, ricas em ornamentação de espeleotemas (depósitos químicos) (BOGLI, 1980).

Do ponto de vista físico ou geológico, uma caverna registra relações existentes entre a rocha encaixante (mineralogia e es-

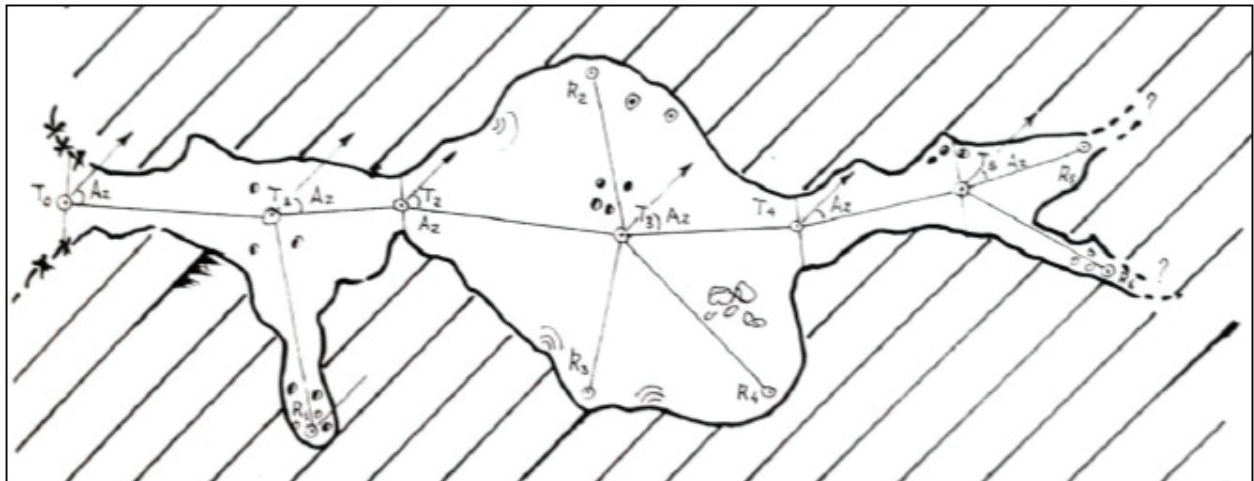


Fig. 11.15: Exemplo de planta baixa. Extraído de SEE (1991).

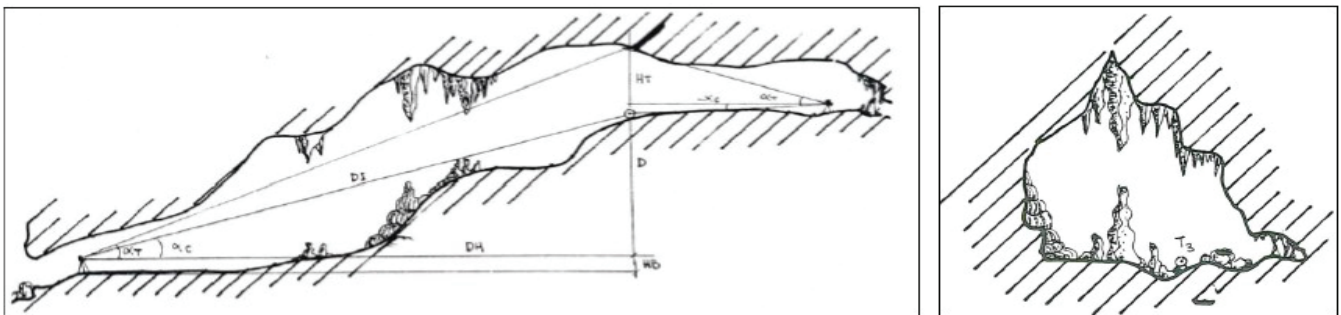


Fig. 11.16: A esquerda, exemplo de perfil ou corte longitudinal. A direita, corte transversal ou seção. Extraído de SEE (1991).

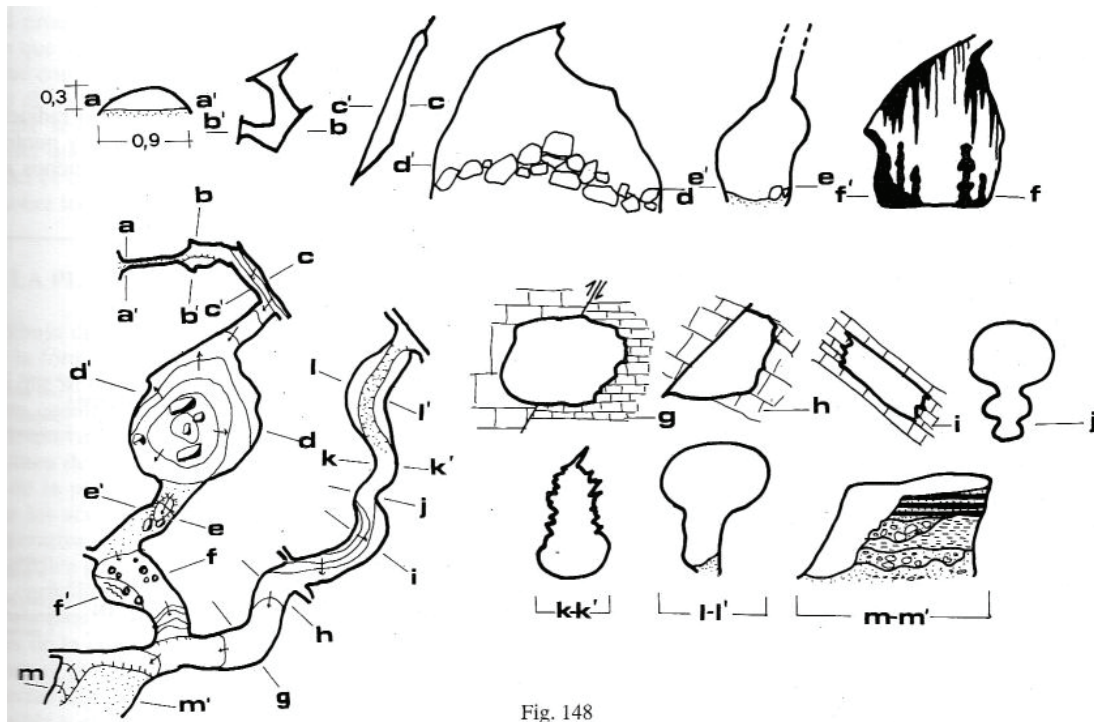


Fig. 11.17: Exemplo de diferentes tipos de seções. Extraído de MARTINEZ & RIUS (1992).

trutura) e os fatores intempéricos, onde a água atua como agente primordial de desenvolvimento do sistema cárstico através da dissolução (HARDT, 2015). Além das cavernas, outros tipos de feições geomorfológicas como rios subterrâneos, vales cegos, paredões, colinas em forma de torres e dolinas, poljes são formas determinadas pela dissolução das rochas constituindo o relevo cárstico (PILÓ, 2003; HARDT, 2009).

As cavernas se formam onde o fluxo de água subterrânea é forte o suficiente para remover a camada dissolvida e manter a água insaturada em contato com a rocha, dando origem a um sistema de condutos que facilitam a circulação descendente de fluidos (GUN, 2003). De acordo com o autor, o desenvolvimento dessa permeabilidade organizada do ponto de vista hidrogeológico é um dos princípios da espeleogênese, e se aplica na compreensão adequada da evolução e comportamento dos sistemas cársticos.

Carste

O termo carste deriva da palavra eslava Krs, que significa penhasco ou pedra e faz referência a uma região entre a Eslovênia e a Itália cujo relevo cárstico se desenvolve em rochas carbonáticas, e foi descrito cientificamente pela primeira vez (JENNINGS, 1971, FORD; WILLIAMS, 2007). Apesar de ter sido consagrado neste tipo de rocha, o termo carste faz referência a todas as formas de relevo produzidas pela dissolução independente da escala, das feições superficiais ou do tipo de rocha (WHITE, 1988). Apesar de o relevo cárstico ser comum às rochas carbonáticas devido a sua elevada solubilidade, muitos estudos demonstram que nas rochas siliciclásticas, anteriormente consideradas insolúveis, tais como arenito, quartzito, granitos e gnaisses este tipo de relevo também pode se originar (HARDT, 2009).

Segundo ANDREYCHOUK e colaboradores (2009), o carste abrange um sistema de processos e fenômenos em desenvolvimento na subsuperfície e superfície terrestre, resultante da interação de águas naturais com rochas sob condições favoráveis de dissolução. Nesta mesma linha, KLIMCHOUK; FORD (2000). e HARDT et al (2009), sugerem que o termo deva ser analisado de forma ampla, como um sistema de transferência de massa integrado entre a circulação de água e o meio.

A definição de carste considera a dissolução como processo primordial para o aumento da porosidade e da permeabilidade das rochas, que resulta no aumento da transmissividade de grandes volumes de água subterrânea e variações no sistema de drenagem (JENNINGS, 1971). Segundo este autor, as cavernas são elementos frequentes e complexos da geomorfologia subterrânea cárstica produzidas pela dissolução localizada de espaços vazios.

A porção subterrânea do carste configura o endocarste, con-

ceito surgido a partir da intensificação das atividades de exploração espeleológica após a segunda guerra mundial (HARDT, 2010). A porção superficial e subsuperficial desse sistema representam respectivamente o domínio do exocarste e do epicarste, e todo este conjunto espacial da geomorfologia cárstica que se interrelacionam entre si, são distintos por parâmetros morfológicos e constituição material (PILÓ, 2000). De acordo com FORD; WILLIAMS (1989), além da solubilidade, a litologia e a estrutura das rochas são outros fatores condicionantes para o desenvolvimento do relevo cárstico.

A circulação hídrica por sua vez, constitui outro fenômeno fundamental no desenvolvimento do sistema cárstico pois controla as condições físico-químicas do meio onde ocorre a dissolução. Através da interação entre o fluxo hídrico superficial e o nível de água subterrânea local, o sistema hidrogeológico cárstico (Fig. 11.14) pode ser dividido em três zonas principais: vadosa inativa, vadosa ativa e freática (BOGLI, 1980). A zona vadosa se caracteriza pela presença constante de ar. Apesar de na não haver corrosão e erosão na zona vadosa inativa, é o local onde se formam importantes depósitos químicos (espeleotemas) e biogênicos. A zona vadosa ativa depende do aumento no nível de base da água geralmente em períodos de alta pluviosidade, sendo a interface entre a zona inativa e a freática. Na zona freática os poros estão todo preenchidos por água que alimenta o sistema de circulação de água subterrânea que está integrado ao nível de base local.

Carste em rochas areníticas

O carste em rochas areníticas, incluindo arenitos e quartzitos, têm sido retratado desde a década de 80, principalmente na Austrália, Venezuela, África do Sul, Brasil e Inglaterra (MARTINI, 1979; 2004 ; JENNINGS, 1983; YOUNG, 1988; MULLAN, 1989; WRAY, 1997a; 1997b; CORREA, BATISTA, 1997; DOERR, 1999, YOUNG & YOUNG; 1992; MECCHIA, PICCINI; 1999, SILVA 2004, AULER; 2004; 2015, PICCINI, MECCHIA, 2009; HARDT, PINTO 2009; HARDT; PINTO , 2009; FABRI, 2011, FABRI et al. 2013).

Nos arenitos, o desenvolvimento do carste é controlado não somente pela intensidade de intemperismo, mas também pelo tempo e pelo volume de água que flui através da rocha (YOUNG e YOUNG, 1992). Segundo estes autores a dissolução da sílica é um importante processo intempérico tanto nos arenitos feldspáticos e com cimento argiloso como também em arenitos quartzosos. Os estudos de WRAY (1997) nos arenitos da bacia de Sydney na Austrália confirmam que a dissolução da sílica sob condições superficiais é um processo crítico na formação do relevo cárstico nestes litotipos. Este mesmo autor defende que o termo pseudo-carste é inadequado para designar essas formas de relevo já que o processo base para origem da morfologia cárstica

em arenitos é a dissolução através do intemperismo.

O padrão climático, geomorfológico, estratigráfico e estrutural de uma área são os principais condicionantes para ocorrência de cavernas em arenito (MONTEIRO; RIBEIRO 2001). Na Chapada dos Guimarães, por exemplo, onde o clima varia entre árido e úmido, são descritas feições de tabuleiros testemunhos com escarpas verticais, depressões fechadas, arcos de pedra formados por arenitos silicificados, formações tipo “casco de tartaruga, dissolução nas cimeiras dos altos estruturais formando karmenzitas, e outras formas de relevo ruiforme incluindo cavernas, cujos direcionamento e feição de condutos refletem o padrão de diáclase no maciço rochoso (Hardt. et al 2009). Um exemplo do controle litológico no desenvolvimento do carste em rochas areníticas é o estudo de caso na Serra do Ibitipoca em Minas Gerais (SILVA, 2004), onde a formação das cavernas tem relação com processo de dissolução dos minerais essenciais e acessórios da rocha.

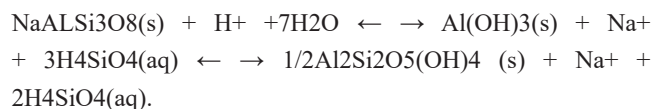
Devido a condições de longa exposição e intenso intemperismo de região tropical e subtropical do Brasil é comum a ocorrência de feições cársticas em rochas não carbonáticas (HART, 2009). O intemperismo químico do cimento matricial nos arenitos através da ação da água vem sendo indicado como principal mecanismo de modelamento do relevo em arenitos desde o século vinte (TURKINGTON; PARADISE. 2005). A dissolução ao longo dos limites dos grãos em arenitos e dos cristais em quartzitos, aumentando a porosidade total da rocha e tornando-a menos coerente, mecanicamente suscetível a fraturamento e erosão física é denominado arenização (MARTINI, 1979 apud WRAY 1997). Outro processo que integra o intemperismo químico e a erosão mecânica que se aplica bem às rochas constituídas por aluminossilicatos é a fantomização, onde o primeiro estágio seria marcado pela remoção das espécies minerais mais solúveis por remoção química e o segundo pela remoção das partículas não dissolvidas por erosão (DUBOIS, et al 2014). O processo de fantominização difere da arenização pela natureza composicional da rocha, se mono ou poliminerálica (WRAY; SAURO, 2017)

Intemperismo químico nos arenitos

A compreensão do desenvolvimento de feições cársticas em arenitos e quartzitos depende do entendimento das reações químicas envolvidas na mobilidade do silício (Si), principal constituinte das rochas siliciclásticas e o elemento químico mais comum na superfície da Terra (WRAY & SAURO, 2017). O intemperismo químico envolve reações de rochas e minerais com os agentes da água e do ar na superfície da terra, a partir de processos de dissolução, hidratação, oxidação, hidrólise, entre outros, que ocorrem simultaneamente em resposta às mudanças no equilíbrio químico (Krauskopf, 1972). A hidrólise é o processo intempérico predominante nos silicatos, principal grupo de constituintes minerais

dos arenitos. Em função das diferentes taxas de dissolução dos cátions formadores da estrutura cristalina dos silicatos a hidrólise atua de forma lenta, e tende a tornar a solução mais básica do que no início da reação, tendo como principais produtos: cátions e ácido silícico em solução e por vezes minerais argilosos como resíduos sólidos. No entanto, esta condição básica/alcalina não se observa usualmente no carste de arenito (GUN,2003).

Segundo HART, PINTO (2009) a dissolução incongruente torna a evolução das feições do carste mais lenta e menos nítida, tendo-se a formação de condutos apenas após a dissolução da sílica em meio aquoso e estruturalmente condicionado. Ao longo do tempo o volume de água de captação influencia a carga de sílica em solução (YOUNG; YOUNG, 1992). Quando o fluxo é alto a concentração de sílica diminui e o hidróxido de alumínio tende a se formar enquanto em em fluxo baixo, a porcentagem relativa entre sílica e alumínio tende a aumentar e tem-se a formação de caulinita. A seguir, a reação de dissolução do feldspato demonstra a formação de gibssita ou caolinita como minerais secundários, e a liberação de sílica na solução aquosa, que por sua vez pode precipitar como sílica amorfa, opala-A ou formar novos minerais de argilas.



11.6 GEOESPELEOLOGIA

A geoespeleologia compreende o estudo do conjunto de processos envolvidos na gênese de cavernas, ou espeleogênese (BOGLI 1968, apud SUGUIO 2011). Segundo este autor, estudo geológico é fundamental para identificação de áreas favoráveis a formação de cavernas e relevos cársticos. Um exemplo prático disto é a exigência de estudos geoespeleológicos nas etapas de aquisição de Licença Prévia no processo de licenciamento ambiental (EIA/RIMA) de empreendimentos, devendo ser analisados: o contexto paisagístico de inserção das cavernas, a litologia, a estrutura, a morfologia, a hidrologia, e a sedimentação clástica, química e orgânica, incluindo o potencial paleontológico (PILÓ; AULER 2013).

A Petrografia, a Geologia Estrutural, a Estratigrafia e Geologia de Campo são conhecimentos indispensáveis para identificar os diversos elementos geológicos presente em uma caverna e sua rocha hospedeira (TEIXEIRA-SILVA; SANTOS, 2017). Estes e outros conhecimentos mais específicos a cada tipo de rocha fornecerão subsídio teórico para interpretação da evolução da cavidade no espaço-tempo até sua morfologia atual, ou seja

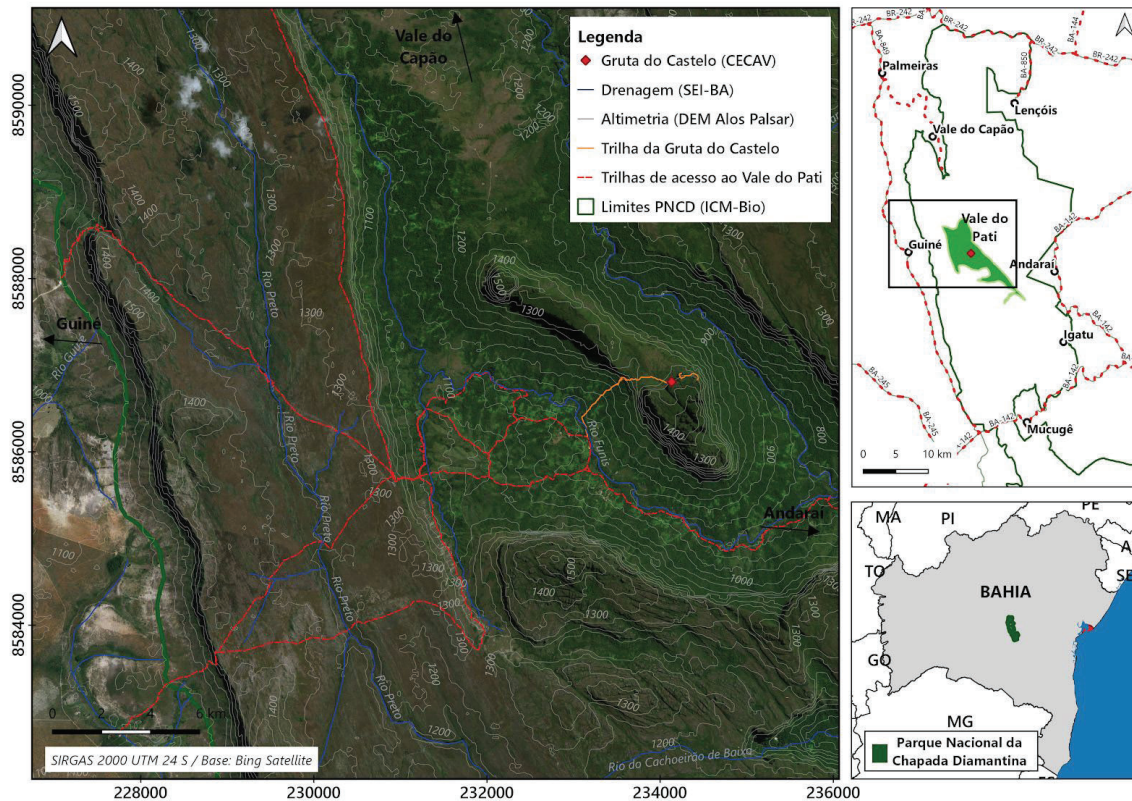


Fig. 11.18: Mapa de localização e acesso ao Vale do Pati com destaque para a localidade de Guiné.



Fig. 11.19: Perfil da Serra do Sincorá visto da estrada não pavimentada entre Palmeiras e Guiné.

compreender a sua espeleogênese.

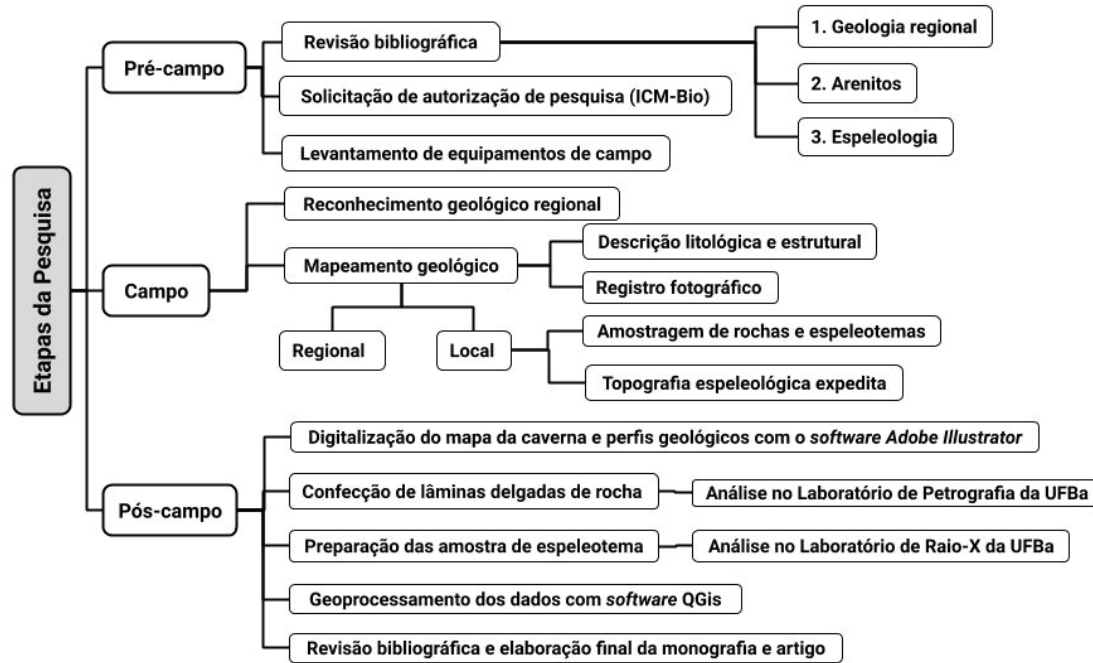
Espeleogênese

A natureza dos processos espeleogenéticos é tão diversa que é necessário analisar cada classe genética de caverna separadamente e estabelecer critérios de classificação com base nas suas características e funções essenciais, como por exemplo as cavernas formadas por dissolução, compreendidas como elementos cársticos (GUN, 2003, p.1421). Segundo o autor, a evolução de sistemas de condutos para cavernas de dissolução são divididos, pelos modelos espeleogenéticos mais atuais, em 3 fases: iniciação, gestação e desenvolvimento/crescimento rápido, as quais

resultam de mecanismos induzidos por equilíbrio químico, cinética de dissolução e dinâmica de fluxo entre água e a rocha.

O estágio inicial da espeleogênese é marcado pelo desenvolvimento da porosidade secundária, que viabiliza transmissão lenta de fluidos através do maciço rochoso, condicionada por qualquer divergência física, litológica ou química presente das fácies de uma sequência de rochas, em camadas ou horizontes quimicamente propícios a dissolução (GUN, 2003, p.944). Nas rochas sedimentares, os processos diagenéticos podem promover mudanças discretas na permeabilidade das rochas antes mesmo da formação de porosidade secundária por estruturas tectônicas pós deposicionais, e tem grande importância no desenvolvimento de estruturas espeleogenéticas (GUN, 2003, p.1422).

Fig. 11.20: Fluxograma de etapas, materiais e métodos da pesquisa.



O segundo estágio se instala à medida que a dimensão do sistema de vazios interconectados aumenta tornando o fluxo laminar, e se completa quando o fluxo torna-se turbulento. O incremento nas taxas de dissolução geradas pelo aumento do fluxo de descarga desencadeia o terceiro estágio, o qual inicia quando a condição de sub-saturação do fluido se mantém e a ampliação dos condutos passa a ser independente da descarga do volume de descarga. Neste último estágio o sistema de condutos evolui para passagem de cavernas e para vazios destruídos ou abandonados (GUN, 2003 p.1422.)

A medida que as cavernas se dissociam do seu ambiente de formação, instala-se o estágio de estagnação dominado pelo processo de fragmentação e preenchimento por sedimentos químicos e clásticos. Esta configuração de sistema parcial ou totalmente fossilizado, chama-se paleocarste. A deterioração e obliteração estão presentes no ciclo de existência de uma caverna e suas causas podem estar relacionadas a diversos fatores de evolução do relevo como incisão erosiva e denudação por soerguimento da superfície da Terra. De acordo com GUN (2003, p.1194), paleocarste é um fenômeno que ocorre em todos os continentes desde o início do proterozóico ao holoceno.

Espeleotemas e minerais de caverna

Os espeleotemas são os depósitos de minerais precipitados formados sob controle da circulação hídrica no sistema cárstico e do microclima interno da cavidade influenciado pela sua geometria, pelas propriedades do aquífero e dos microclimas externos

(FAIRCHILD, et al 2006). O termo refere-se a forma que o mineral ocorre em uma caverna, independente da sua composição, tendo-se cerca de quarenta tipos de espeleotema já catalogados (GUN,2003, p. 1093).

Minerais de caverna são um tipo mineral secundário que derivam da reação físico-química dos minerais da rocha e deposição em cavidades naturais subterrâneas a partir de condições específicas do ambiente cavernícola (GUN, 2003. p. 1093). De acordo com o esquema de classificação de mineralógica do Dana e os minerais de caverna mais comuns podem ser subdivididos em: carbonatos, sulfatos, fosfatos, óxidos e hidróxidos, silicatos, haletos e nitratos. Os tipos de reações de deposição destes minerais podem ser subdivididos em cinco categorias: dissolução ou precipitação, reações ácido e base, transições de fase, hidratação ou desidratação, e redução ou oxidação (CULVER; WHITE, 2005, p. 383). A radiografia, fluorescência de raio-x, espectrometria de massa, microsonda eletrônica, microsonda de varredura, isótopos estáveis são um conjunto de técnicas para investigar a mineralogia de depósitos de caverna (ONAC; FORTI, 2011).

Topografia Espeleológica

A palavra topografia deriva do grego, topos quer dizer “região” ou “lugar”, e graphen “descrição” (DOMINGUES, 1979). Diferente da Geodésia que se destina a representar toda a superfície da Terra e por isso considera em sua simbolização o formato elipsoidal do globo, a Topografia tem por objetivo a representa-



Fig. 11.21: Contexto geológico regional da porção norte da Chapada Diamantina com destaque para a região do Vale do Pati e a Gruta do Castelo. Adaptado de CEZAR; CAMARGO (2016).

ção detalhada de parte da superfície da Terra através de determinações espaciais de pontos por geometria e trigonometria plana.

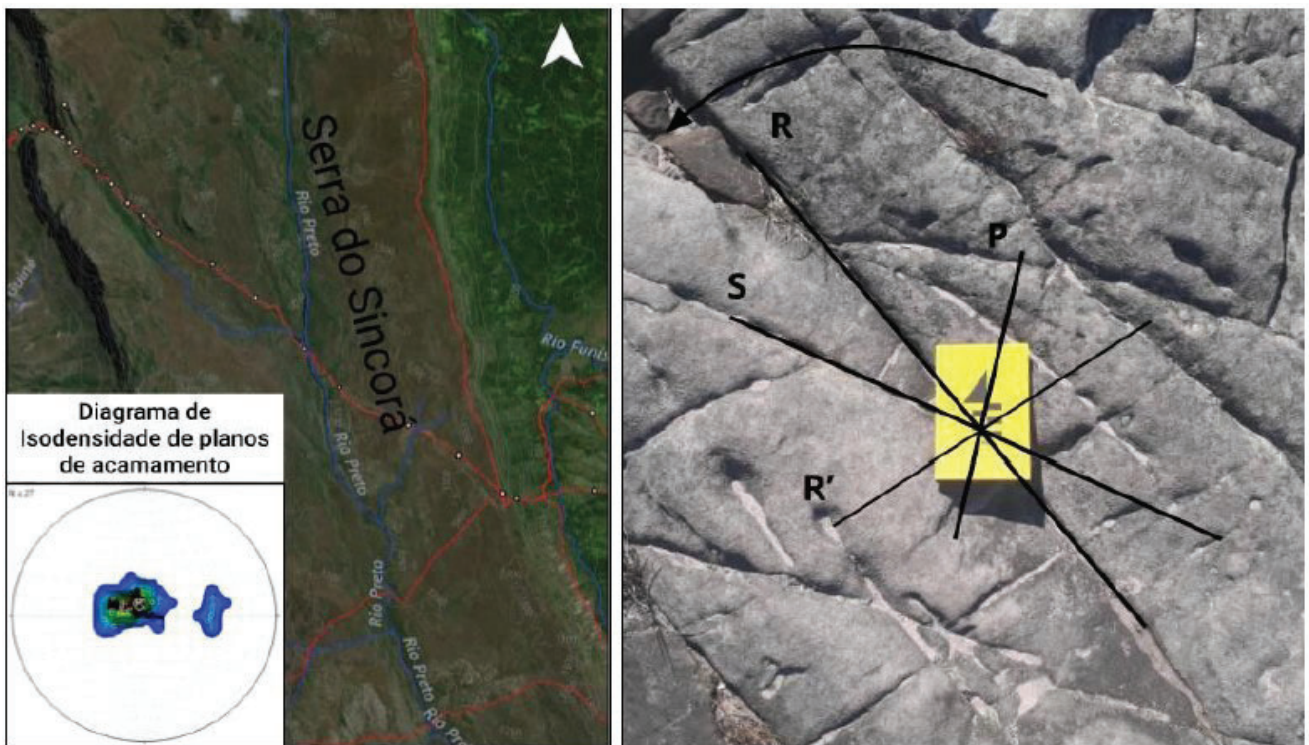
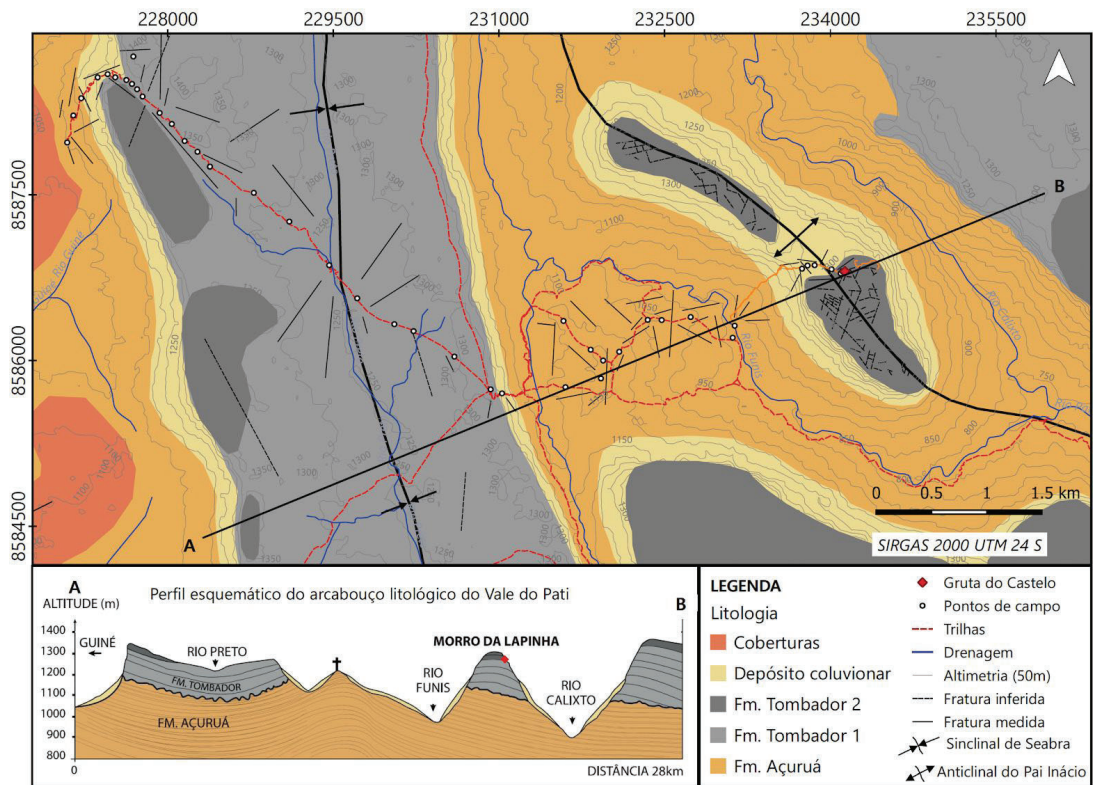
A topografia espeleológica tem por finalidade a representação gráfica de cavidades subterrâneas, através das medidas dos parâmetros quantitativos como profundidade, distância e volume destes espaços (MARTINEZ & RIUS, 1992). O mapeamento de uma caverna envolve duas fases: campo, onde são coletados os dados espeleométricos (medidas de extensão e desnível) para confecção de croquis; e de escritório, onde os dados são importados em programas de vetorização automática e os croquis são digitalizados (SEE, 1991). O mapa espeleológico resultante possibilita compreender a forma, as proporções, as direções dos condutos, o relevo interno, o (RUBIOLLI, 2013). De acordo com este autor, os principais aspectos a serem considerados durante a topografia espeleológica são: precisão, morfologia subterrânea, dificuldade de acesso e limitação de tempo, dificuldades internas da equipe.

De acordo com a metodologia de prospecção e exploração da SEE (ASSUNÇÃO, BRANGANTE-FILHO 2015), antes da etapa de campo para topografia espeleológica deve-se fazer o reconhecimento prévio do posicionamento geográfico da cavidade, vias de acesso e altimetria da área através de imagens de satélites, mapas topográficos e/ou ortofotos. Dentro da cavidade é importante adquirir uma boa percepção da morfologia por meio da exploração dos condutos a fim de definir o percurso de levantamento topográfico de forma precisa e eficiente. O conhecimento das fragilidades e riscos presentes nas cavidades permite a adequação da técnica a métodos e dispositivos a cada situação (MARTINEZ & RIUS, 1992).

A topografia de uma cavidade é a base para o desenvolvimento de estudos científicos, e no caso de cavernas de uso turístico são fundamentais para o plano de manejo e monitoramento de intervenções e estado de conservação.



Fig. 11.22: Mirante da rampa do Vale do Pati. Coordenadas UTM (X/Y): 230923/8585739. Elevação: 1297m.



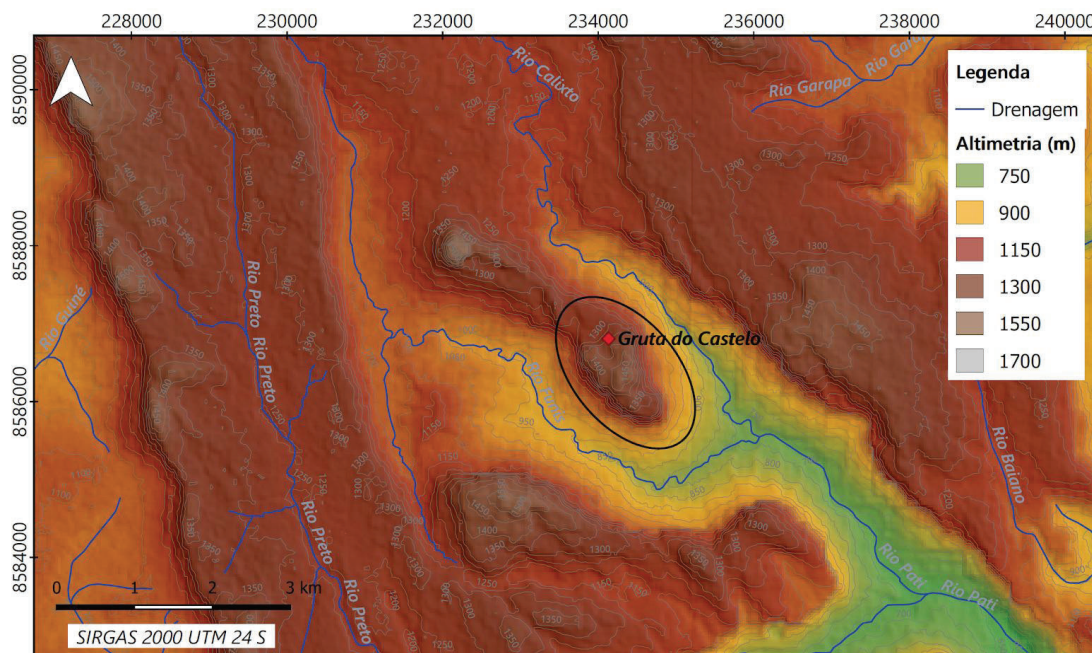


Fig. 11.26: Mapa do relevo da região do Vale do Pati com destaque para o Morro da Lapinha.

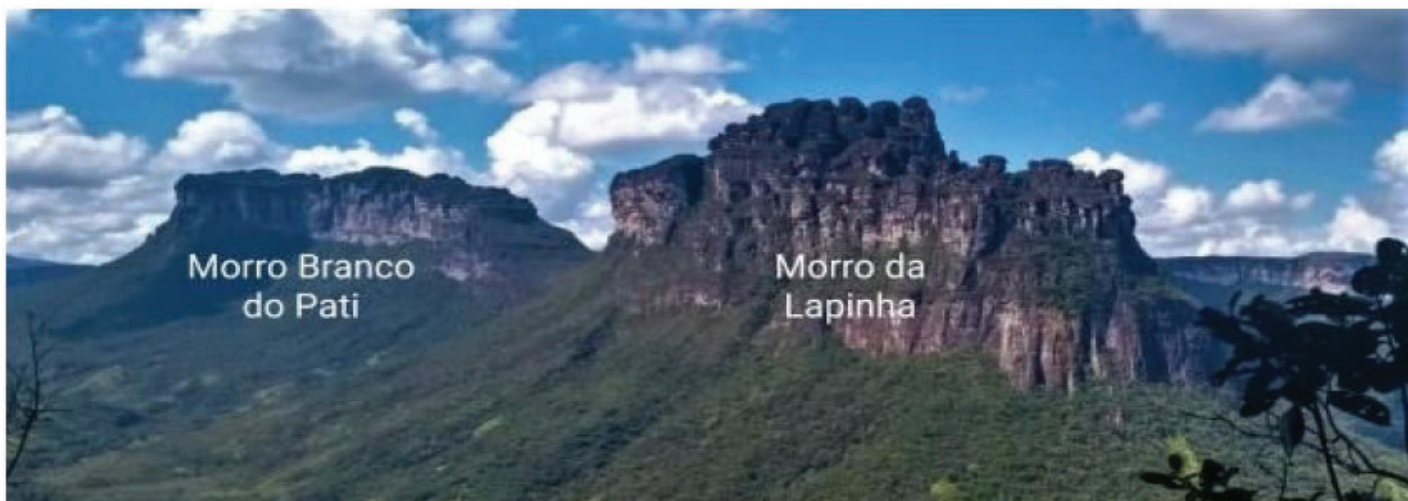


Fig. 11.27: Morro da Lapinha (direita) e Morro Branco (esquerda). Vista do mirante da fenda da Prefeitura. Fonte: Rayssa Harf.

11.7 Conceitos e definições básicas

A topografia espeleológica envolve dois conceitos fundamentais: espeleometria e espeleografia (MARTINEZ & RIUS, 1992). O primeiro reúne o conjunto de técnicas de medição quantitativa para construção do esqueleto do desenho, tais como poligonais, irradiações, triangulação. O segundo é a representação gráfica da cavidade, que por seu caráter subjetivo pode variar de acordo a percepção do indivíduo e do aspecto observado.

O levantamento topográfico inicia no estabelecimento de bases ou estações topográficas de modo que se possa medir a distância em relação ao contorno da caverna naquela base, ou seja, paredes, piso e teto, e a um referencial inicial, como por

exemplo uma entrada. A localização geográfica da entrada determinada pelas medidas de latitude, longitude e altitude é o ponto de georreferenciamento de todos os outros pontos da caverna (DEMATTEIS, 1975).

A parte prática da topografia espeleológica exige a compressão de alguns termos técnicos (RUBIOLLI, 2013). Bases ou estações topográficas são pontos de observação escolhidos como referenciais para composição da linha poligonal. A depender da metodologia escolhida para o levantamento, estes pontos podem ser fixos a elementos da própria cavidade como blocos, paredes, teto e espeleotemas, ou “flutuantes” a quando a medição é feita sem marcação física das bases.

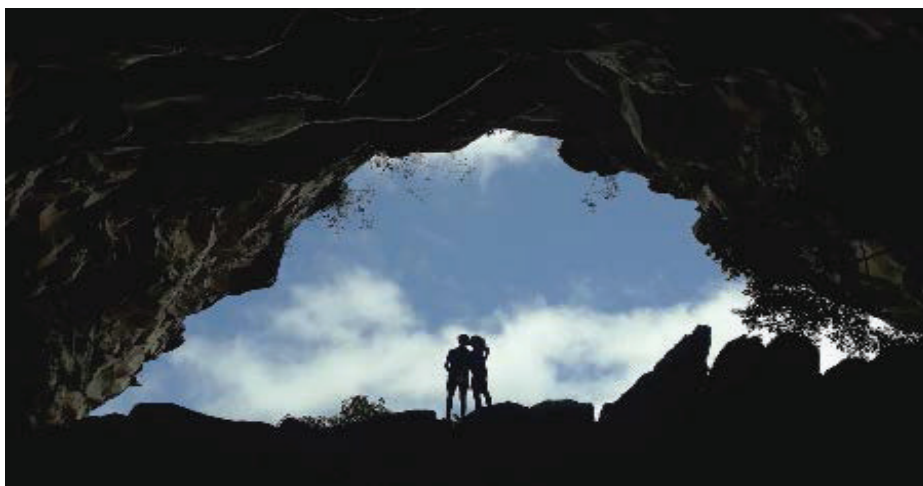


Fig. 11.28: Entrada principal da Gruta do Castelo vista de dentro para fora. Foto da base A54 para A57.

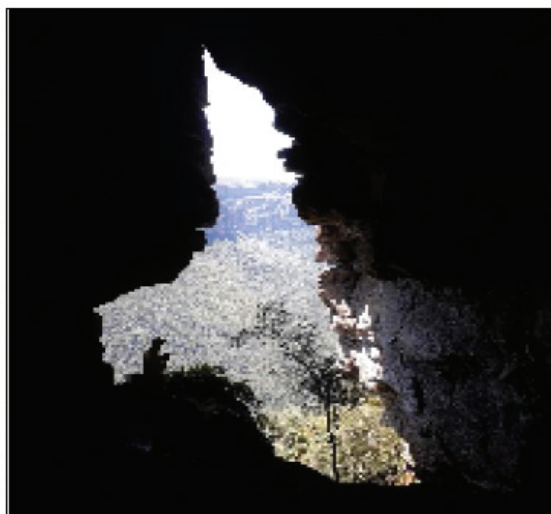
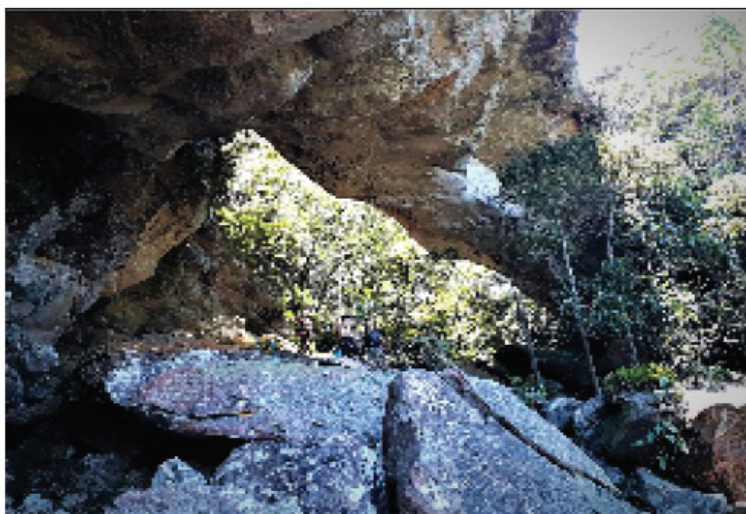


Fig. 11.29(esquerda): Ponte de pedra próximo a saída da dolina visada da base A27 para A24. **Fig. 11.30** (direita): Entrada da Fenda visada da base A44 para A43.



Fig. 11.31: Entrada principal da Gruta do Castelo com a identificação da amostragem de rocha para petrografia.

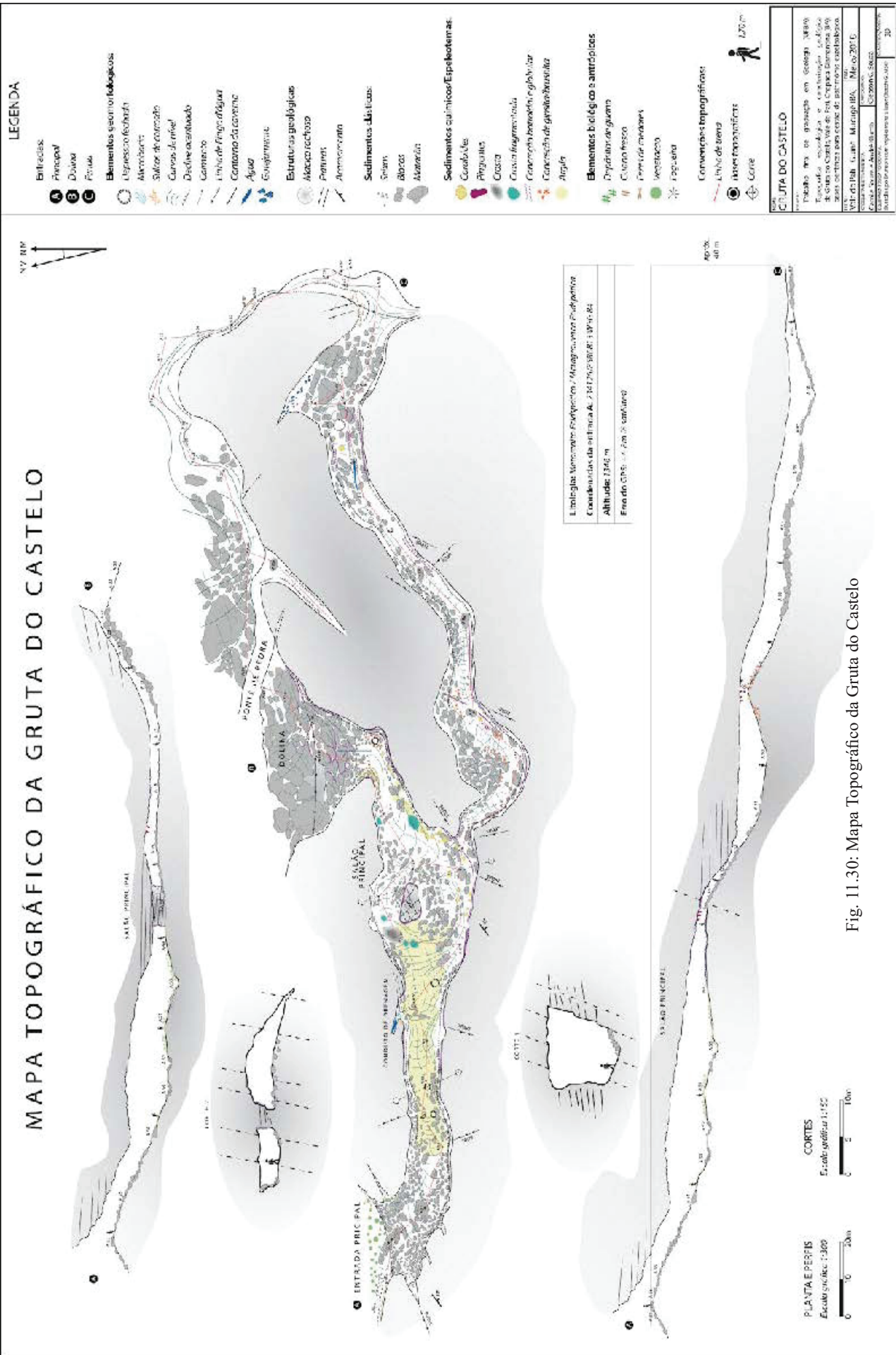


Fig. 11.30: Mapa Topográfico da Gruta do Castelo

A visada entre as duas bases é definida pelas medidas de distância em metros, da direção em azimute e da inclinação em graus. A sequência desses segmentos que interligam as bases, é denominada de linha de trena e constitui o arcabouço da topografia. O azimute é o ângulo de visada em relação ao norte magnético que se projeta no plano horizontal de representação gráfica da planta, e pode variar de 0 a 359°. A inclinação é o ângulo projetado no plano vertical em relação ao plano horizontal da base visada, e pode variar entre -90°(declive) a +90°(aclive), tendo-se 0° como a leitura de uma visada horizontal.

O desenho do mapa de uma caverna é a representação esquemática em escala reduzida de sua planta baixa, seu perfil longitudinal e seus cortes transversais (MARTINEZ & RIUS,

1992). A planta baixa é a projeção ortogonal em um plano horizontal onde são representadas as bases topográficas e as demais feições conforme o tema do estudo (Fig. 11.15). Perfil ou corte longitudinal é o plano vertical que contém o eixo de desenvolvimento da caverna, onde se representam o teto e o solo, através do qual é possível dimensionar o desnível de uma caverna (Fig. 11.16, esquerda). Cortes frontais ou seções são cortes perpendiculares ao eixo de desenvolvimento da caverna, através da qual é possível ver o contorno da galeria compreender sua formação (Fig. 11.16, direita). As seções devem ser feitas em pontos estratégicos para evidenciar alguma feição de interesse como: formas pequenas (a), irregulares (b), estreitas (c), sações amplos (d) chaminés (e), concreções (f), falhas (g), fraturas (h), camadas



Fig. 11.32(esquerda): Metarenito róseo com estratificação planar de médio porte e estruturas tipo tafoni na entrada principal da caverna. Camadas das amostras PAR02 e PAR03. **Fig. 11.33** (centro): Metarenito róseo com estratificação planar de grande porte com mergulho para sudoeste próximo a dolina. **Fig. 11.34** (direita): Afloramento das rochas do teto da gruta entre a entrada principal e o Mirante do Castelo.

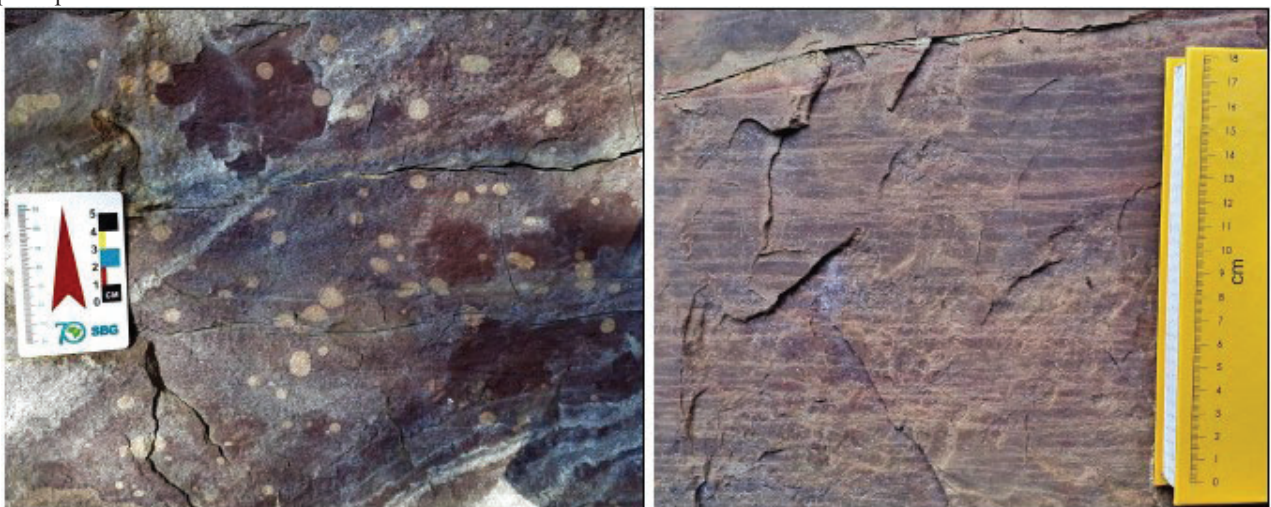


Fig. 11.35 (esquerda): Afloramento de metarenito arroxeados com manchas circulares de cor bege e escorrimento superficial de caulim branco. Camada da amostra PAR01. **Fig. 14.36** (direita): Estratificação planar centimétrica em metarenito arroxeados na entrada principal da Gruta do Castelo.

(i), formas de erosão (j, k e l) estratigrafia do sedimento (m), etc (Fig. 12.17).

11.8 Instrumentos, métodos e graus de precisão

A escolha do método e dos instrumentos para topografia varia de acordo com o grau de importância e dificuldade que a caverna apresenta (MARTINEZ & RIUS, 1992). Dentre os instrumentos mais básicos para topografia tem-se: a bússola para medir as direções de azimute, o clinômetro para medidas de inclinação em graus positivos ou negativos, a trena para medição das distâncias

lineares, as planilhas de anotação de dados e a prancheta/caderno com papel milimetrado para os croquis.

Os métodos mais conhecidos para medida dos ângulos horizontais são: poligonal, radiação e triangulação (ASSUNÇÃO; BRAGANTE-FILHO, 2015). Na poligonal, os diversos ângulos são representados por segmentos de linha. Pode ser aberta ou fechada, quando é possível conectar duas entradas da cavidade pelo exterior, que implica em um erro menor que a primeira. A radiação consiste na medida de pontos em torno de um ponto central e seu erro é de fácil identificação de erro. A triangulação, método mais trabalhoso porém bastante preciso, se faz pela

Tabela 11.7: Fotomicrografias de lâminas de rocha do teto da Gruta do Castelo em luz plana com a objetiva de 10x de aumento.

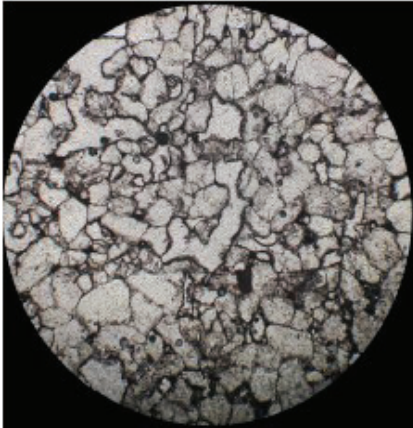
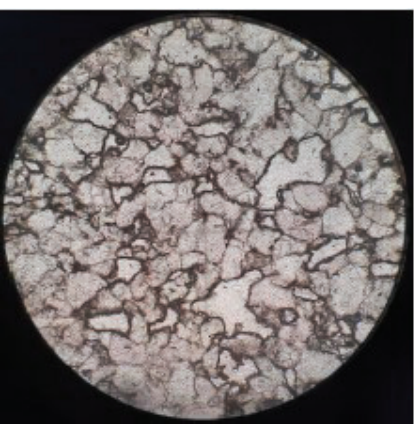
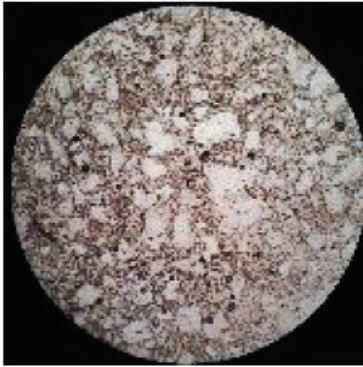
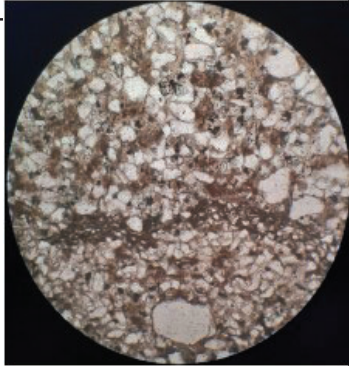
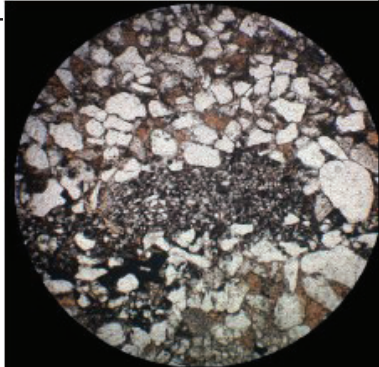
PAR02	PAR03	Composição(%):
		<ul style="list-style-type: none"> ➤ Quartzo: 45 -50 ➤ Feldspato: 25 - 20 ➤ Plagioclásio: 5 ➤ Fragmentos líticos: 5 ➤ Óxido de ferro: 5 ➤ Matriz: 2 - 3 ➤ Outros minerais: 5 ➤ Poros: 8 - 7

Tabela 11.5: Fotomicrografias de lâminas de rocha das paredes da Gruta do Castelo em luz plana com a objetiva de 10x de au-

DAD04	DAD05	DAD01
		
Composição(%): <ul style="list-style-type: none"> ➤ Quartzo: 35 ➤ Feldspato: 12 ➤ Plagioclásio: 3 ➤ Fragmentos líticos: 8 ➤ Óxido de ferro: 5 ➤ Matriz: 15 ➤ Outros minerais: 2 ➤ Poros: 20 	Composição(%): <ul style="list-style-type: none"> ➤ Quartzo: 35 ➤ Feldspato: 20 ➤ Plagioclásio: 5 ➤ Fragmentos líticos: 8 ➤ Óxido de ferro: 5 ➤ Matriz: 15 ➤ Outros minerais: 2 ➤ Poros: 10 	Composição(%): <ul style="list-style-type: none"> ➤ Quartzo: 35 ➤ Feldspato: 25 ➤ Plagioclásio: 5 ➤ Fragmentos líticos: 8 ➤ Óxido de ferro: 10 ➤ Matriz: 12 ➤ Outros minerais: 3 ➤ Poros: 2

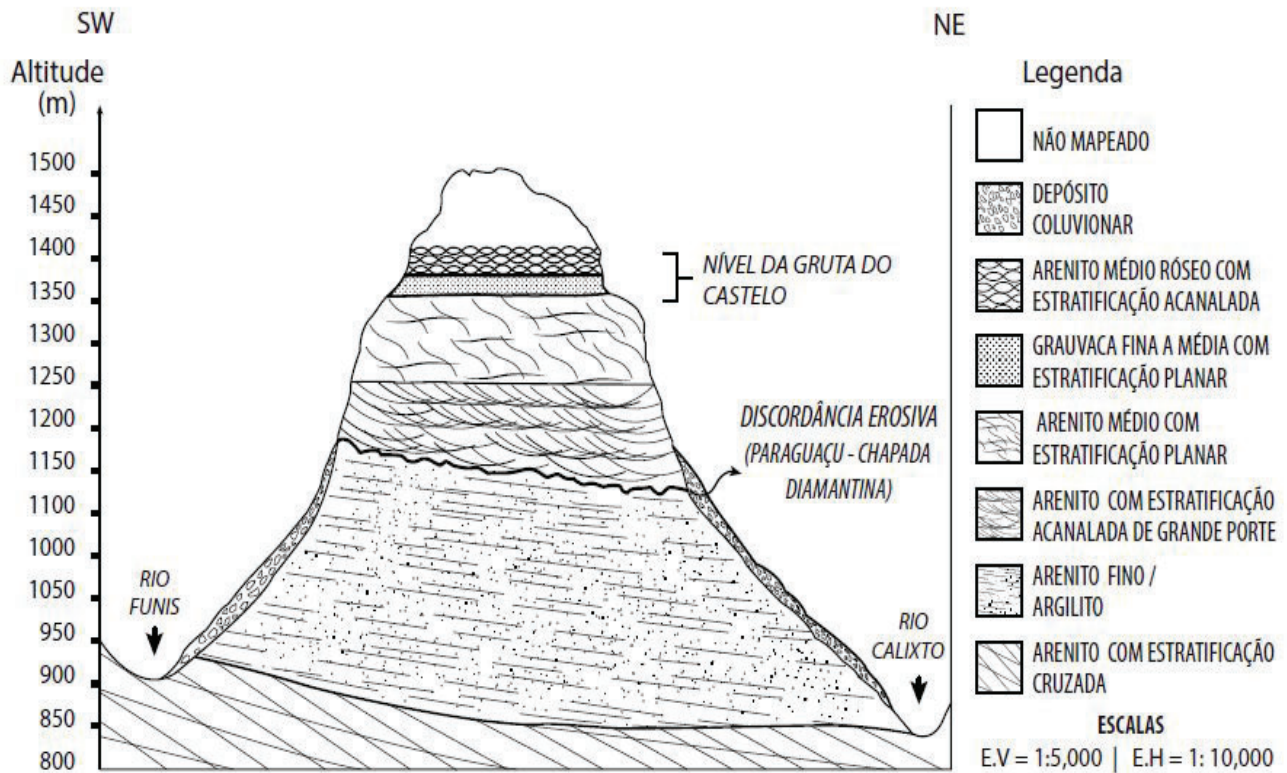


Fig. 11.37: Perfil litoestratigráfico esquemático do Morro da Lapinha. Elaborado pela autora.

da construção de uma rede de triângulos medindo-se os lados e os ângulos interiores.

MARTINEZ & RIUS (1992) classificaram os levantamentos em três grandes tipos: croquis topográficos para as cavidades de pouca importância e/ou muita dificuldade; topografias normais valores médios de importância e dificuldade que implicam em maior precisão; e topografias de precisão devido à importância alta da cavidade. O método mais utilizado no Brasil para classificação do grau de precisão da topografia de cavidades é o sistema British Cave Research Association (BCRA), conforme as tabelas a seguir.

Tabela 11.3: graus de precisão BCRA para linha de trena.

Grau	Descrição
1	Esboço de baixa precisão, sem medições tomadas em campo.
2	A ser usado, somente se necessário (ver nota 7), para descrever um esboço com precisão intermediária entre os Graus 1 e 3.
3	Levantamento magnético de baixa precisão. Ângulos horizontal e vertical medidos com precisão $\pm 2,5^\circ$ e distâncias medidas com precisão ± 50 cm; erro de posição da base menor que 50 cm.

4	A ser usado, somente se necessário (ver nota 7), para descrever um levantamento que, apesar de mais preciso que o Grau 3, não tenha alcançado os requisitos do Grau 5.
5	Levantamento magnético. Ângulos horizontal e vertical medidos com precisão $\pm 1^\circ$, distâncias medidas com precisão de 1 cm e erro de posição da base menor que 10 cm.
6	Levantamento magnético com precisão maior que a de Grau 5 (ver nota 5).
X	Levantamento topográfico utilizando-se teodolito ou Estação Total ao invés de bússola (ver notas 6 e 10).

Notas sobre a tabela 14.3:

1. A tabela acima é um sumário e deve ser utilizada apenas para facilitar a memorização; as definições dos graus de topografia mencionados acima devem ser usadas apenas em conjunto com estas notas.
2. Em todas as situações é necessário que se use o “espírito” destas definições, sem que se siga ao “pé-da-letra”.
3. Na obtenção do Grau 3 é necessário o uso do clinômetro.
4. Na obtenção do Grau 5 é essencial que os instrumentos estejam calibrados. Todas as medidas devem ser toma-

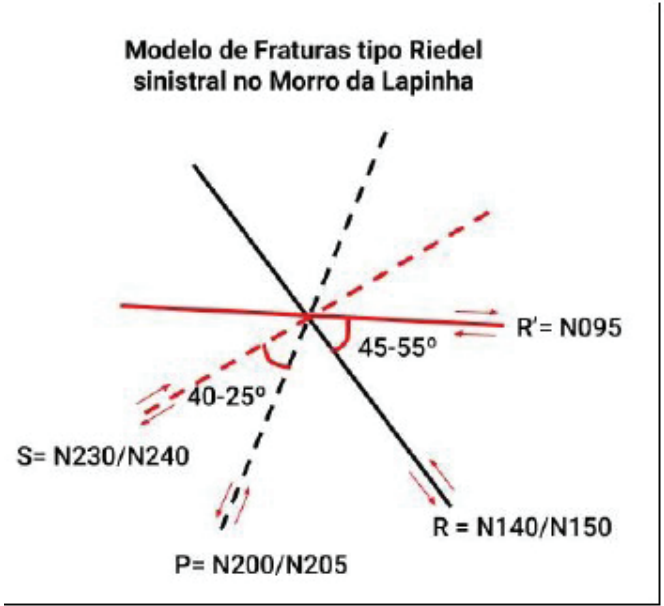
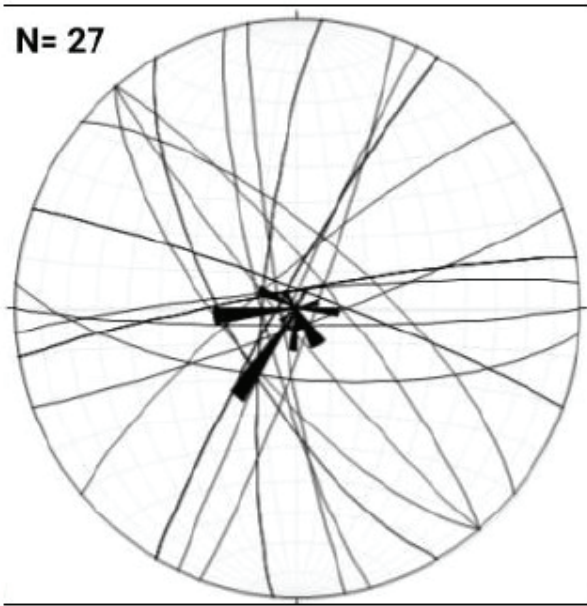


Fig. 11.40 (esquerda): Diagrama de rosetas de fraturas no Morro da Lapinha. Fig. 14.41 (direita): Modelo de fraturas tipo Riedel sinistral no Morro da Lapinha .

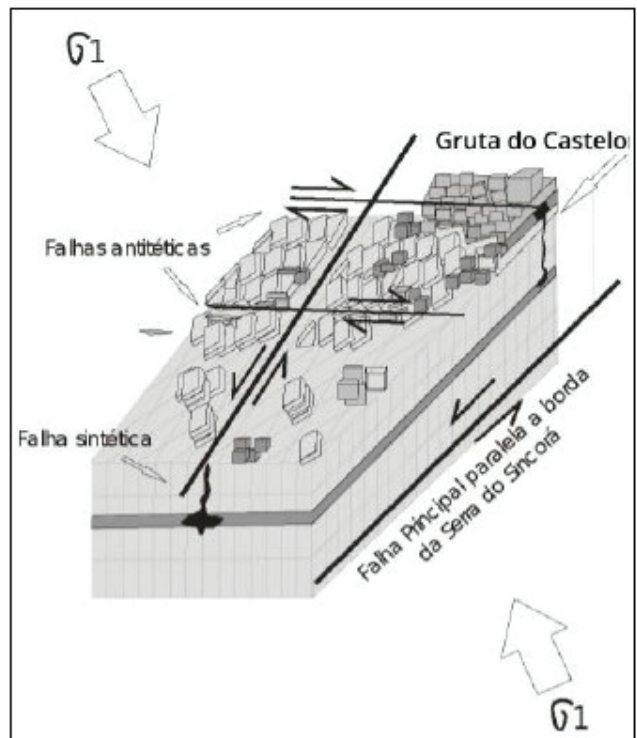
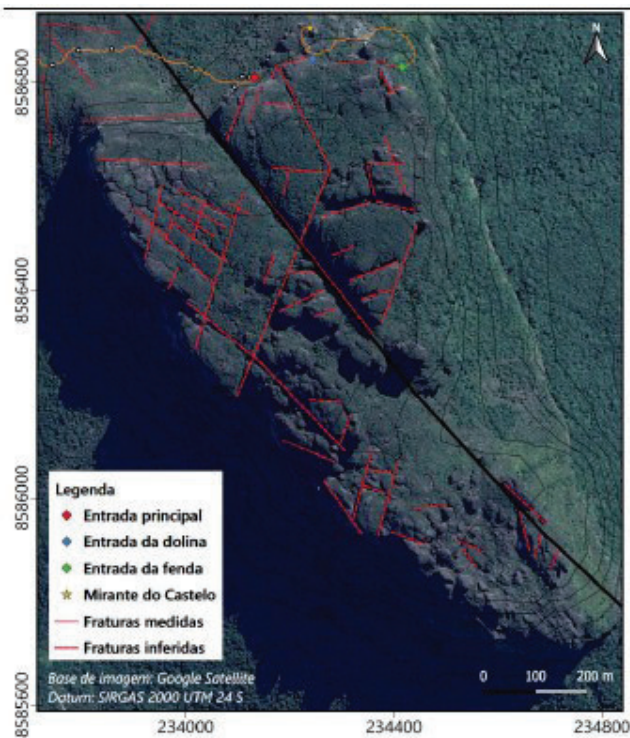


Fig. 11.42 (esquerda): Imagem satélite do topo do Morro da Lapinha com destaque para o sistema de juntas e fraturas em vermelho. Fig. 11.43 (direita): Bloco diagrama ilustrativo do modelo espeleogenético da Gruta do Castelo condicionado pelo sistema de fraturas em sistema Riedel e camadas de rocha mais susceptíveis à dissolução.



Fig. 11.41: Espeleotema tipo pingente de sílica no teto do Salão da bifurcação da gruta próximo a base A13. **Fig. 11.42:** Espeleotema tipo couve-flor no teto próximo a base A9.



Fig. 11.43: (esquerda): Espeleotema tipo coralóide de sílica. Amostra ES-09 (quartzo e kanemita) 4cm. **Fig. 11.44:** (centro): Espeleotema tipo concreção de sulfato e sílica. Amostra ES-07 (gipsita, suzukita e quartzo) menor que 2cm de espessura. **Fig. 11.45:** (direita): Espeleotema tipo coralóide de sulfato e sílica. Amostra ES- 08 (walthierita, paracelsian e quartzo).



Fig. 11.46: (esquerda): Espeleotema tipo coralóide com crescimento de baixo para cima na parede do conduto da fenda. **Fig. 11.47:** (direita): Espeleotema tipo concreção globular nas paredes do conduto da fenda.



Fig. 11.48: (esquerda): Espeleotema tipo concreção de gipsita presente entre os blocos do conduto da fenda (Entre as bases A9 e A8) **Fig. 11.49:** (direita): Espeleotema tipo microtravertino em degrau na parede da gruta próximo a saída da fenda.



Fig. 11.50: (esquerda): Espeleotema tipo coralóide de fosfato e sílica. Amostra ES-04 (lithiophosfatita e moganita) 5cm. **Fig. 11.51:** (direita): Espeleotema tipo crosta de sulfato com crescimento zonado de 3cm de espessura. Amostra ES-03 (gipsita).



Fig. 11.52: (esquerda): Espeleotemas tipo concreção botrioidal no piso do salão próximo a passagem para o conduto da fenda. **Fig. 11.53:** (direita): Espeleotema tipo coralóide sobre blocos abatidos próximo a coluna do salão.

	das de um ponto inserido em uma esfera com diâmetro de 10 cm e centrada na base topográfica.
5.	Uma topografia de Grau 6 exige que a bússola e o clinômetro sejam lidos no limite possível de sua precisão, $\pm 0,5^\circ$. Erros de posição da base topográfica devem ser menores que $\pm 2,5$ cm, o que torna necessário o uso de tripés ou outra forma de se fixar o ponto, em todas as bases topográficas.
6.	Uma topografia de Grau X deve incluir no desenho notas descritivas dos instrumentos e das técnicas utilizadas, além de uma estimativa da provável precisão da topografia quando comparada com as topografias de Grau 3, 5 ou 6.
7.	Os Graus 2 e 4 são usados somente quando, durante o processo da topografia, as condições geofísicas tenham prejudicado a obtenção dos requisitos para o Grau superior mais próximo e a retopografia seja inviável.
8.	Organizações espeleológicas estão autorizadas a reproduzir as Tabela 1 e 2 em suas publicações, não sendo necessária permissão da BCRA para isso. Entretanto, as tabelas não podem ser reproduzidas sem estas notas.
9.	O Grau X é apenas potencialmente mais preciso que o Grau 6. Não se deve esquecer que o teodolito/Estação Total é um instrumento de precisão complexo, cujo manejo requer treinamento específico e prática regular a fim de que não sejam inferidos sérios erros durante a sua utilização.
9.	Para obtenção do Grau 5, na plotagem do desenho, as coordenadas da topografia devem ser calculadas e não desenhadas a mão com régua, escalímetro e transferidor.

Extraído de RUBIOLLI (2013).

Tabela 11.3: graus BCRA para registro de detalhes de conduto.

CLASSE	
A	Detalhes das galerias baseados na memória.
B	Detalhes das galerias estimados e anotados na caverna.
C	Medidas de detalhe realizadas apenas nas bases topográficas.
D	Medidas de detalhe realizadas nas bases topográficas e entre elas, de modo, representar mudanças morfológicas na galeria.
Notas sobre a Tabela x:	
1. A precisão dos detalhes dos condutos deve ser similar à precisão da linha de trena.	
2. Normalmente, apenas uma das seguintes combinações deve ser usada na graduação da topografia: 1A; 3B ou 3C; 5C ou 5D; 6D; XA, XB, XC ou XD.	

Extraído de RUBIOLLI (2013).

Trabalhos de escritório

A fase posterior ao levantamento de campo é o tratamento dos dados em escritório, que envolve transcrição da planilha de dados para meio digital e utilização de softwares para verificação dos erros de fechamento de poligonais, gerar um arquivo vetorial da linha de trena da caverna e calcular o grau de precisão da topografia (RUBIOLLI, 2013). Alguns softwares recomendados para essa função são: AutoCad, Survex, Compass, Smaps e On Station, entre outros.

11.9 Topografia espeleológica e caracterização geológica

A Gruta do Castelo está localizada no Morro da Lapinha, turisticamente conhecido como Morro do Castelo, situado na região do Vale do Pati (Fig. 1), porção centro-norte do Parque Nacional da Chapada Diamantina (BA). O acesso ao Vale do Pati é realizado por trilha a pé ou com animais de tração, a partir de três localidades principais: Guiné (distrito de Mucugê), Vale do Capão (distrito de Palmeiras) e Andaraí. Esta região está inserida no sistema orográfico da Serra do Sincorá (PEDREIRA, 2002), descrita como um sítio de grande beleza paisagística modelada pelo relevo tabular de encostas íngremes e amplas chapadas onde afloram as rochas siliciclásticas da Formação Tombador (Fig. 11.19).

As cavernas são elementos frequentes e complexos da geomorfologia subterrânea cárstica produzidas pela dissolução localizada de espaços vazios (JENNINGS, 1971). Segundo este autor, a definição de carste envolve a dissolução como processo primordial para o aumento da porosidade e da permeabilidade das rochas, que resulta no aumento da transmissividade de grandes volumes de água subterrânea e variações no sistema de drenagem. Além da solubilidade, a litologia e a estrutura das rochas são outros fatores condicionantes para o desenvolvimento do relevo cárstico. A circulação hídrica por sua vez, constitui outro fenômeno fundamental no desenvolvimento do sistema cárstico pois controla as condições físico-químicas do meio onde ocorre a dissolução (FORD; WILLIAMS, 1989). Devido à baixa solubilidade das rochas siliciclásticas na superfície da terra longos períodos de exposição ao processo de carstificação é um fator fundamental para desenvolvimento do carste nesta classe de rochas (ANDREYCHOUK, et al 2009).

O nome da gruta faz referência a feição do relevo ruiforme presente no topo do Morro da Lapinha observado facilmente a partir da trilha de Andaraí para o Vale do Pati. Antes do turismo, o Morro da Lapinha era conhecido como Morro das Cabras, pois era refúgio das cabras que S. José Joaquim de Oliveira criava no início do século XX (informação verbal).

O objetivo deste trabalho foi realizar o levantamento topográfico em escala de 1:200 e descrever as características geológicas da Gruta do Castelo quanto a litologia, as estruturas e os espeleotemas, a fim de levantar hipóteses sobre os principais fatores que contribuíram para sua espeleogênese, além de recomendar ações de preservação dos seus atributos.

11.10 - MATERIAIS E MÉTODOS

Os primeiros passos para realização deste trabalho foram a partir de excursões de cunho pessoal ao Vale do Pati no ano de 2015, motivada pelo sentimento de descoberta de novos horizontes, que permitiu o reconhecimento do potencial científico da Gruta do Castelo como elemento singular da geodiversidade e o despertar da consciência para a necessidade de ações de preservação deste sistema único, dinâmico e frágil. O desenvolvimento da pesquisa científica procedeu em três etapas conforme ilustrado no fluxograma a seguir (Fig. 11.20).

A revisão bibliográfica contemplou o contexto geológico regional, com enfoque na Formação Tombador onde a Gruta do Castelo está situada; as propriedades básicas e as classificações dos arenitos, tipo de rocha onde a cavidade se desenvolve; e por fim o carste, a geospeleologia e a topografia espeleológica como desdobramentos da espeleologia.

A Gruta do Castelo está situada em uma unidade de conservação federal tipo Parque Nacional, onde a realização de trabalhos de pesquisa científica necessitam de uma autorização do Instituto Chico Mendes da Conservação da Biodiversidade, autarquia vinculada ao Ministério do Meio Ambiente encarregada da preservação do patrimônio natural do Brasil. A solicitação da “Autorização para atividades com finalidade científica” é feita através do SISBIO, sistema de atendimento à distância que permite a solicitação de autorizações para a realização de pesquisa em unidades de conservação federais e cavernas (SISBIO, 2019). Para obter a autorização de desenvolvimento de pesquisa científica na Gruta do Castelo, o projeto de pesquisa de monografia com o detalhamento da metodologia e objetivos do trabalho de campo a ser desenvolvido foi submetido no sistema e aprovado.

Durante a etapa de campo foi o reconhecimento geológico regional e o mapeamento geológico regional e local, que incluiu a topografia expedita da Gruta do Castelo em escala 1:200. O reconhecimento geológico regional do Vale do Pati ocorreu entre 2015 e 2019, por meio da observação dos elementos geológicos nas trilhas turísticas de acesso à região destacadas em vermelho na fig. 11.18. Dentro deste período está incluído um ano de residência no local. O mapeamento geológico regional e local foram realizados por meio do georreferenciamento de pontos

com descrição litológica e estrutural, o primeiro ao longo da trilha do Beco de Guiné e o segundo da trilha de acesso a Gruta. O mapeamento local incluiu adicionalmente topografia espeleológica expedita, amostragem de rocha para análise petrográfica e de espeleotema para análise de raio-x.

O georreferenciamento dos pontos de descrição foi feito com auxílio de GPS Garmin 64s, lupa de 20x de aumento para reconhecimento petrográfico macroscópico e bússola para medidas de estruturas. A descrição dos tipos de rochas foi realizada com o auxílio de lupa de 20x de aumento e a medição de estruturas de acamamento sedimentar, fraturas e falhas com uma bússola geológica tipo Brunton. O perfil geológico esquemático da região e o perfil litoestratigráfico do Morro da Lapinha onde está situada a Gruta do Castelo foi produzido através do cruzamento dos dados de campo com o modelo digital de elevação do terreno do satélite ALOS Palsar.

O levantamento topográfico expedito da caverna foi realizado por uma equipe de dois membros, dividindo as funções de medir e registrar os ângulos e distâncias com o auxílio de uma bússola tipo Brunton acoplada a um tripé e uma trena a laser Bosch GLM50. Os dados topográficos foram anotados em planilha impressa, e a representação gráfica da caverna foi feita em papel milimetrado na escala de 1:200 com auxílio de transferidor e régua. O croqui final foi produzido em mais duas visitas de campo de dois dias cada, com o objetivo de aumentar o nível de detalhe das feições internas da gruta. O grau de precisão da topografia segundo o método British Cave Research Association (BCRA) é 3D, que consiste em levantamento magnético aproximado, com precisão de medidas de ângulos horizontais e verticais de $2\frac{1}{2}^\circ$; distâncias com precisão de 0,5 m; e erro no posicionamento das bases menor que 0,5 m. O erro mínimo do GPS para o georreferenciamento entrada principal na Gruta (base A57) foi de 8m e com a partir da captação de sinal de 6 satélites.

A amostragem de rocha (total de 5 amostras) na Gruta do Castelo foi feita a partir de fragmentos naturais buscando ter o máximo de controle sobre o posicionamento da amostra no perfil estratigráfico com o objetivo de causar o menor impacto possível na cavidade. O inventário de espeleotemas foi realizado a partir da descrição dos locais de ocorrência e registro fotográfico, com coleta de 13 fragmentos em locais já impactados pela atividade turística, para investigar a diversidade mineralógica.

No pós-campo, o raio x dos espeleotemas foi realizado no Laboratório de DRX da UFBA, com o equipamento Rigaku, Modelo D/Max 2A com registro dos dados no Software Datascan - MDI/ASC. A preparação das amostras de espeleotema para análise de raio-x consistiu na seleção de fragmento homogêneo, para pulverização com o auxílio de almofariz e pistilo de quartzo. O material pulverizado foi então aplicado sobre lâmina apropriada para ser introduzida no aparelho de emissão dos raios-x.

Os resultados da difratometria foram interpretados com o auxílio do software Match! (Phase Identification from Powder Diffraction) e da consulta aos bancos de dados disponíveis na internet tais como mindat.org, webmineral, mineralienatlas.de.

A confecção da lâmina delgada de rocha foi realizada pela equipe técnica do laboratório da CPRM-BA em parceria com o Instituto de Geociências. As lâminas foram analisadas com o microscópio petrográfico Motic do Laboratório de Petrografia da UFBA, em luz plana e polarizada com lente ocular de 10x e objetivas de 2,5x, 10x, 20x e 50x.

Os croquis da topografia espeleológica foram vetorizados com o software Adobe Illustrator com redução da escala para 1:300 do mapa e perfis, e aumento de 1:150 para os cortes. O mapa geológico da região do Vale do Pati em escala de 1:25.000 (tamanho A3) produzido neste trabalho, resulta da interpolação de dados de campo e o shapefile de litologia do banco de dados da CPRM disponível, através do software QGis. As estruturas inferidas do mapa foram extraídas da imagem do Google Satellite que apresenta uma melhor resolução espacial para a região, com base nos dados de campo. Os diagramas de roseta e de isodensidade de planos foram realizados com o software Stereonet.

11.11 - RESULTADOS E DISCUSSÕES

Contexto geológico regional do Vale do Pati

A região do Vale do Pati está inserida no contexto geológico da Chapada Diamantina Oriental (CDO) (SILVA, 1994), que representa um domínio tectônico-estrutural do Supergrupo Espinhaço na Bahia caracterizado por rochas anquimetamorfisadas, localmente intrudidas por corpos máficos, com dobras abertas e boa preservação de estruturas sedimentares (JARDIM DE SÁ et al 1976). Essas rochas teriam sido depositadas em um sistema de bacias cratônicas do tipo rift abortado, de direção N-S, geradas por processos extensionais no embasamento cratônico durante a tafrogênese Estateriana (1,75 Ga) (DUSSIN & DUS-SIN, 1995, DOMINGUEZ, 1993).

No domínio da CDO, o Supergrupo Espinhaço apresenta a seguinte estratigrafia, da base para o topo: Grupo Rio dos Remédios, Formação Mangabeira e Açuruá do Grupo Paraguaçu; Formação Tombador e Caboclo do Grupo Chapada Diamantina, e por fim a Formação Morro do Chapéu (GUIMARÃES, et al. 2012). A figura 11.21 ilustra em bloco diagrama esquemático a região do Vale do Pati e a Gruta do Castelo no contexto geológico da porção norte oriental Chapada Diamantina.

O contato entre o Grupo Paraguaçu e o Grupo Chapada Diamantina é evidenciado pelas diferentes formas de relevo esculpadas na região (Fig.11.22), e é interpretado como uma dis-

cordância erosiva regional ocorrida a 1.6 bilhões de anos atrás devido a mudança do nível de base regional, e marca a transição de um ambiente marinho raso e litorâneo para continental eólico e fluvial (GUIMARÃES, et. al 2005).

A Formação Tombador apresenta boa exposição e bom grau de preservação de afloramentos, associados a um baixo grau de metamorfismo que permite a identificação de estruturas sedimentares de sistemas deposicionais fluviais e estuarinos presentes na bacia

Espinhaço na região da Chapada Diamantina, no início do Mesoproterozóico (MAGALHÃES et al 2014). A origem desta formação está relacionada a soerguimentos epirogenéticos ocorridos no sul da Chapada Diamantina (PEDREIRA; MARGALHO, 1990).

Três associações de litofácies siliciclásticas com frequente silicificação entre zonas de falhas e fraturas, compõem este conjunto de rochas (GUIMARÃES et al 2012). SAMPAIO et al 1994, identificou para Formação Tombador a presença arenitos de granulação média a grossa na base, conglomerados em uma posição intermediária e com espessura variável, e no topo arenitos mais finos (SAMPAIO et al 1994).

O mapeamento geológico da regional do Vale do Pati (Fig. 14.23) permitiu a identificação de metassedimentos siltico-argilosos intercalados com metarenitos da Formação Açuruá entre 900 e 1200 m de altitude; e de metarenitos e metaconglomerado da Formação Tombador, entre altitudes de 1200 a 1500 m. Os metaconglomerados tem ocorrência restrita ao longo da drenagem do Rio Preto e foi incluída na Formação Tombador 1 onde predominam arenitos grossos a conglomeráticos. A Formação Tombador 2 constituída de metarenitos fino a médio afloram em cotas altimétricas a partir de 1350m ao longo da Serra do Sincorá e do Morro da Lapinha e Morro Branco do Pati.

Os elementos estruturais presentes na porção oriental da Chapada Diamantina entre o município de Lençóis e Mucugê, são o sinclinal de Irecê e o anticlinal do Pai Inácio (SILVA, 1994). No Vale do Pati, estas estruturas são representadas respectivamente pelo canal fluvial do rio Preto no planalto dos Gerais do rio Preto, e pelo alinhamento do Morro Branco do Pati e do Morro da Lapinha, onde está localizada a Gruta do Castelo. A origem destas estruturas remonta a uma deformação inicial (D1) ocorrida no período Neoproterozóico, produzida pelo o deslizamento flexural das coberturas por um campo de tensão leste-oeste, formando principalmente dobras abertas regionais com orientação NNW-SSE (MAIA, 2010).

O diagrama de isodensidade dos planos de acamamento na Serra do Sincorá confirma a estrutura de dobra com eixo do plano axial simétrico e em mergulhos predominando entre 5 e 20° (Fig. 11.24). O conjunto de juntas e fraturas presentes nos

lajedos do Gerais do rio Preto encaixam-se no sistema de fratura de cisalhamento de Riedel (Fig. 11.25). Neste modelo as fraturas NNNW-SSE e NW-SE seriam respectivamente as sintéticas (R) e antitéticas (R') primárias. Estas estruturas teriam sido geradas em um estágio posterior de deformação (D2) no fanerozóico, transpressional com cinemática predominantemente sinistral de acordo com o modelo de evolução tectônica da região (MAIA, 2010).

11.11.1 Contexto geomorfológico regional do Vale do Pati

O relevo do Vale do Pati é caracterizado por um conjunto de formas tabulares com elevação entre 1150 e 1700 m (Fig. 14.26), com altimetria média das vertentes de 300 m, produzidas pela dissecação diferencial ao longo de planos de fraturas, falhas e de discontinuidades estratigráficas. A porção mais baixa das encostas, com altitudes entre 900 e 700 m, é coberta por rampas de colúvio da acumulação gravitacional intercalada com a deposição aluvial do sistema de drenagem. Este padrão de modelados integra a unidade geomorfológica da Chapada Diamantina, que representa a porção nordeste da região geomorfológica da Serra do Espinhaço (IBGE, 2009), localmente conhecida como Serra do Sincorá.

O Morro da Lapinha representa uma forma de relevo residual conhecida como morro testemunho ou mesa, que se caracteriza por ser uma área elevada limitada por escarpa de relevo tabuliformes formados em rochas sedimentares (IBGE, 2009). Entre aproximadamente 1350m de altitude até o topo a 1500m, o morro apresenta um conjunto de formas de relevo ruiforme em patamares sub horizontais composto por torres e fendas que dão a aparência de um castelo em ruínas, origem do nome popular pelo qual é reconhecido pelos visitantes (Fig. 11.27). Este morro constitui uma importante área de recarga e de nascentes que alimentam dois dos principais rios do Vale do Pati, o rio Funis, a oeste, e o rio Calixto, a leste, os quais integram o sistema de drenagem do rio Paraguaçu.

11.11.2 Topografia espeleológica da Gruta do Castelo

A Gruta do Castelo possui aproximadamente 350m de projeção horizontal e três condutos de acesso principais interligados por um salão onde encontra-se uma coluna de rocha que preserva a estratigrafia do maciço. A geometria dos condutos em planta varia entre retilíneo e ramificado nas direções W-E e SW-NE com alguns locais com feições meandantes (Fig. 11.28).

A entrada principal está a 1346 m de altitude com abertura em forma semicircular com ~15 m de diâmetro (Fig. 11.28), entalhada no paredão rochoso seguindo o plano de acamamento

das rochas que possuem mergulho de 10° para SE. Uma falha de direção NE-SW com mergulho de 70° para NW cruza o eixo de desenvolvimento desta entrada que segue para interior do maciço em conduto de direção W-E até a nascente de água que brota em conduto superior, de direção NW-SE, a 8 m de altura do piso.

O corte 1, próximo à base A52, ilustra o padrão retangular de desenvolvimento do conduto e presença de depressão preenchida por blocos abatidos e sedimento. Entre a nascente de água até a coluna do salão principal, o piso da cavidade é coberto predominantemente por sedimento fino e pilhas de guano, com presença de blocos abatidos apenas próximo às paredes da caverna e no entorno da coluna de pedra. A área do salão principal possui a maior diversidade de estruturas e depósitos minerais distribuídas no teto, paredes, piso e sobre os blocos.

A entrada da dolina tem altitude semelhante a entrada principal e tem direção aproximada N-S. Esta entrada apresenta um conjunto de imensos blocos abatidos sob uma ponte de pedra de direção NW-SE, entre as bases A23 e A24 (Fig. 12.29).

Do salão principal para o conduto que dá acesso a entrada da Fenda, a passagem é estreita conforme ilustrado no corte 2 (entre as bases A48 a A14), com altura menor que 1,5m e largura menor que 3m (base A12). Este conduto apresenta um desnível de aproximadamente 15 m em relação ao salão principal. Logo após a estreita passagem, o conduto se amplia e adquirindo largura aproximada de 15m na base A10. Este conduto é marcado pela espessa pilha de blocos ao longo de todo o conduto, com alguns pontos de maior acúmulo de sedimento fino e concreções entre os blocos.

Próximo entrada da fenda, entre as bases A6 e A4, a água volta a surgir em pequena calha de drenagem que infiltra por entre os blocos e sedimento. Esta entrada possui cerca de 40 m de desnível com relação a entrada principal e a dolina, e é marcada por uma fratura vertical aberta até a superfície (Fig. 11.30) de direção NW-SE, de onde goteja água constantemente próximo as bases A3 e A58. O acesso esta entrada tem declividade negativa de 35° da base A0 para A43, e o piso é completamente constituído de blocos e fragmentos de rocha, que são constantemente mobilizados para baixo durante a passagem de visitantes.

11.11.3 Caracterização geológica da Gruta do Castelo

Os registros fotográficos e a descrição dos diferentes tipos de rocha, feições geomorfológicas e espeleotemas coletados ao longo do desenvolvimento do projeto de pesquisa em campo, serão apresentados juntamente com as análises petrográficas e estruturais realizadas no pós-campo, para caracterização geológica da Gruta do Castelo.

11.11.4 Litologia

A Gruta do Castelo se desenvolve nos metarenitos de topo da Formação Tombador, os quais apresentam variação na estrutura sedimentar que pode ser observada em escala macroscópica, e na composição que foi diagnosticada em análise microscópica petrográfica. A localização das amostras petrográficas na entrada principal da gruta é ilustrada na figura 11.31.

No teto da Gruta predominam camadas de metarenitos róseos com estratificação cruzada acanalada de médio a grande porte, entre 50 cm a 2,5m (Figs. 11.32, 11.33 e 11.34). As camadas inferiores onde a gruta encontra-se desenvolvida são de metarenitos arroxeados com estratificação planar de pequeno a médio porte, por vezes mosqueados com pintas de cor bege (Figs. 11.35 e 11.36). Outras estruturas sedimentares observadas nestas camadas foram interestratificação espinha de peixe e dobras convolutas.

A análise microscópica das lâminas desses dois conjuntos de rocha permitiu a identificação de diferenças principalmente na composição mineralógica dos grãos, na porcentagem de matriz e na porcentagem de poros. Todas as rochas apresentam grau de arredondamento dos grãos no intervalo entre subanguloso a subarredondado. Também é possível identificar a presença de óxido de ferro em forma pequenos de grânulos e por vezes sob forma finas películas como cimento revestindo os grãos em todas as amostras em diferentes proporções. Os cristais de quartzo (Qz), feldspato (Fd) e plagioclásio (Pl), presentes em diferentes proporções em todas as amostras, são incolores e foram identificados pela observação de suas propriedades óticas: a extinção ondulante (Qz) e as extinções paralelas (Fd e Pl). Os fragmentos líticos também são incolores e apresentam-se como um aglomerado de cristais com contatos cristalinos onde é possível identificar diferentes tipos de extinção para o mesmo grão. Feições de corrosão superficial dos grãos também foram observados em diferentes intensidades para todas as amostras.

As amostras PAR02 e PAR03, provenientes do teto da caverna, apresentam maiores teores de quartzo, e porcentagem de matriz 6 vezes menor com relação às camadas sobrejacentes (Tabela 11.4). O tamanho dos grãos varia entre 0,1 a 0,3 mm com predomínio da fração de areia média (maior que 0,2 mm). Os poros tem tamanho médio de 0,4 mm, sendo comum o maior acúmulo de óxido de ferro na superfície dos grãos dos poros.

As rochas apresentam bom selecionamento dos grãos cujos contatos são predominantemente côncavo-convexo, e por vezes suturado pelo sobrecrecimento de sílica amorfa na superfície dos grãos de quartzo. Fragmentos de minerais azuis e avermelhados com relevo alto foram observados mas não identificados. Apesar da existência de porosidade as rochas apresentam elevada coesão, provavelmente promovida pelo cimento silicoso e ferruginoso além da boa compactação.

As amostras PAR04, PAR05 e PAR01, apresentam semelhanças na composição e tamanho dos grãos, sendo as feições corrosão superficial e a quantidade de poros os principais ele-

mentos que as diferencia (Tabela 14.5). O tamanho dos grãos varia entre 0,1 a 0,4 mm com maior predomínio da fração de areia fina (0,1- 0,2 mm). O selecionamento dos grãos é moderado e é comum a presença de níveis de silte cimentado com óxido de ferro. A presença da matriz amarronzada, provavelmente constituída por argilominerais, em teores de 12 a 15% confere contatos pontuais e alongados entre os grãos.

A amostra PAR04, que está no contato entre as amostras do teto e as sobrejacentes, apresenta feições de dissolução em estágio mais avançado exibindo a matriz em tons beges e poros de até 4 mm de tamanho. A amostra PAR05 também apresenta a matriz em tons mais pálidos e caracteriza um grau intermediário de alteração, enquanto a amostra PAR01 seria o exemplar com maior grau de integridade e teor de óxido de ferro como massas pretas cimentando os grãos de quartzo microcristalinos.

De acordo com a classificação de PETTIJOHN (1972), que considera as proporções de quartzo, feldspato e fragmentos líticos de tamanho areia e a porcentagem da matriz argilosa, as amostras do teto (PAR02 e PAR03) estão na classe dos metarenitos feldspáticos enquanto as amostras do corpo da caverna (PAR04, PAR05 e PAR01) estão na classe das metagrauvas feldspáticas (Tabela 11.6). A diferença de porcentagem na matriz exerce grande influência sobre a formação da porosidade secundária da rocha uma vez que os argilominerais são mais facilmente intemperizáveis que os outros constituintes.

Tabela 11.6: Classificação das amostras segundo a classificação para arenitos de PETTIJOHN (1972).

Amostra	Composição Mineralógica (%)			% Matriz	Classificação (Pettijohn, 1972)
	Qz	Fd	FL		
PAR-02	56,3	37,5	6,2	2	Metarenito feldspático
PAR-03	60	33,3	6,7	2	Metarenito feldspático
PAR-04	51,5	36,8	11,7	15	Metagrauvas feldspática
PAR-05	51,6	36,7	11,7	15	Metagrauvas feldspática
PAR-01	47,9	41,1	11	12	Metagrauvas feldspática

O perfil litoestratigráfico esquemático do Morro da Lapinha (Fig. 11.37) ilustra que existe um recuo acentuado a 1350 m de altitude, principalmente na vertente a leste formando um degrau de aproximadamente 50 m de desnível. Este recuo está relacionado com a diferença de susceptibilidade ao intemperismo químico existente entre o metarenito feldspático e a metagrauvas, ocasionando maior dissolução desses estratos e colapso das camadas de topo ao longo de planos de acamamento e fraturas.

14.11.5 Estruturas

O Morro da Lapinha é interpretado como o eixo do Anticlinal do Pai Inácio de direção NNW-SSE, megadobra gerada no primeiro estágio de deformação (D1) compressional relacionada a um campo de tensão E-W e a um mecanismo de deslizamento flexural ao longo da Serra do Sincorá (MAIA, 2010). As estruturas de acamamento S0 medidas em campo para este morro apresentam mergulhos entre 5° e 15° graus para SE. Este caimento concorda com o desenvolvimento da caverna para dentro do maciço rochoso a partir do conduto principal.

As medidas de fraturas e falhas nos afloramentos do Morro da Lapinha e no interior da Gruta do Castelo (total de 27 medidas), ilustradas no diagrama de rosetas (Fig. 11.38), evidencia duas direções de fraturamento principais (Fig. 11.39): NNW-SSE (R ou sintética), W-E (R' ou antitética), e duas secundárias SW-NE (P ou sintética secundária), e WSW-ENE (S ou antitética secundária). No topo do morro, uma extensa fratura de direção paralela ao eixo do anticlinal e outras pode ser facilmente observada em imagem satélite como ilustra a figura 11.40.

Este conjunto de juntas e fraturas encaixa-se no sistema de fratura de cisalhamento Riedel (Fig. 11.41) regional, que teriam sido geradas durante um evento progressivo transpressional sinistral. A erosão teria ocorrido de forma mais proeminente a partir das falhas sintéticas sinistrais de direção NNW-SSE, as quais são mais penetrativas que as antitéticas. Com a dissecação do relevo, as cavernas formadas segundo os lineamentos NNW-SSE, já teriam sido destruídas por processos de abatimento com formação de dolinas e uvalas e, localmente poljes (planícies de abatimento), como observado ao sul do topo do Morro da Lapinha (Fig. 11.40).

11.11.6 Espeleotemas e minerais de caverna

Os espeleotemas observados na Gruta do Castelo são do tipo: coralóides, couve-flor, pingentes, concreções/crostras, sedimento fino (argila) e microtravertino (Fig. 11.49). A análise de raio x dos espeleotemas revelou que a constituição mineralógica dos espeleotemas varia entre 3 classes minerais principais: silicatos, fosfatos e sulfatos (Tabela 11.7). Das 13 amostras analisadas em raio-x, 2 apresentaram quantidade material amorfo elevado para o método de detecção, o que também indica que parte dos espeleotemas ainda apresenta maturidade cristalográfica baixa para determinação mineral através do método de raio-x.

Os coralóides e couves-flor apresentam diferentes formas, cores e tamanhos (1 mm a 40 cm), e estão amplamente distribuídos no teto, nas paredes e sobre os blocos abatidos desde o

salão principal em direção às saídas para o mirante e para a fenda (Fig. 11.42, 11.43, 11.45, 11.46, 11.50, 11.53). Os pingentes apresentam entre 30 e 40 cm de comprimento e estão localizados no salão principal que divide os condutos da gruta, e apresentam crescimento em direção à estreita passagem do conduto que dá acesso a entrada da fenda, o qual apresenta uma forte corrente de ar (Fig. 11.41).

Pelo menos três tipos diferentes de concreções foram observados na gruta. Concreções de minerais em hábito em fibroso, com formato de flor ocorrem principalmente entre os blocos abatidos no conduto A/B (Fig. 11.48). A análise deste material revelou ser o mineral gipsita. Também neste conduto há outro tipo de concreção em forma de glóbulos, constituído de material argiloso em cores avermelhadas nas paredes da caverna (Fig. 11.44 e 11.47).

Um terceiro tipo de concreção ocorre no piso da caverna na área do salão principal, próximo a entrada para o conduto B. Esta apresenta formato botroidal e o resultado da análise mineralógica da amostra ES10 correspondente a essa variedade, indica ser constituído de quartzo. A formação deste espeleotema pode estar relacionada com a percolação de água no piso do salão principal e do gotejamento esporádico da parede com inclinação negativa em direção ao piso. A existência de quartzo em espeleotemas, devido à baixa solubilidade deste mineral, é compreendida como mineral residual da alteração de argilominerais e outros silicatos mais facilmente intemperizáveis da rocha encaixante.

Em várias porções do salão principal no entorno da coluna até a saída para o mirante, o sedimento do piso apresenta-se cimentado em forma de crostras com estrutura zonada (Fig. 11.51). A amostra ES-03, correspondente a este tipo de espeleotema, é formada por gipsita, um mineral da classe dos sulfatos, cujos mecanismos de formação podem ser por evaporação, substituição-solução e efeito do íon comum e água saturada (HILL; FORTI, 1997). Outro mineral que ocorre em situações semelhantes na caverna é a brushita (amostra ES-13), cujo hábito placóide e fibroso e as cores pálidas, se assemelham a gipsita. A brushita é um mineral fosfático comum em cavernas, e tem sua origem relacionada a interação de guano de morcego em soluções ácidas enriquecidas (abaixo de 6) em ambientes úmidos (HILL; FORTI, 1986).

Entre as bases A51, A17 e A13, o piso da cavidade é amplamente coberto por material fino, pulverulento, em cor branca e brilhante, tingido de preto e cinza pelo guano presente. A análise do material revelou ser constituído por taranakita, que é um mineral da classe dos fosfatos que ocorre em cavernas como resultado da reação entre guano de morcegos, fonte do fósforo e o

sedimento argiloso do piso (ES-11), fonte do alumínio presente em sua estrutura (HILL; FORTI, 1986).

Tabela 11.7: Tabela de análise mineralógica (Raio-X) dos espeleotemas da Gruta do Castelo (Vale do Pati).

Amostra	%	Fases Minerais	Fórmula Química
ESO01	96	Gipsita	CA(SO4)•2H2O
	4	Amorfo	-
ESO02	>35	Amorfo	-
ESO03	96	Gipsita	CA(SO4)•2H2O
ESO04	43	Lithiophosphatita	Li3 PO4
	22	Moganita	SiO2
	35	Amorfo	-
ESO05	95	Quartzo	SiO2
	5	Amorfo	-
ESO06	96	Quartzo	SiO2
	4	Amorfo	-
ESO07	25	Gipsita	CA(SO4)•2H2O
	24	Sukukiita	BaVSi2O7
	17	Quartzo	SiO2
	36	Amorfo	-
ESO08	35	Walthierita	Ba0.5Al3(SO4)2(OH)6
	22	Alunita	NaSi2O5•3H2O
	16	Paracelsian	Ba(Al2Si2O8)
	27	Amorfo	-
ESO09	66	Quartzo	SiO2
	26	Kanemita	NaHSi2O5•3(H2O)
	8	Amorfo	-
ESO10	91	Quartzo	SiO2
	9	Amorfo	-
ESO11	24	Analcima	NaMg3Al16Si32
	22	Buddingtonita	NH4AlSi3O8
	16	Aragonita	CaCO3
	28	Amorfo	-
ESO12	49	Taranakita	K3Al5(HPO4)6(PO4)2•18(H2O)
	40	Hambergita	Be2(BO3)(OH)F
	11	Amorfo	-
ESO13	68	Charmarita	Mn4Al2(OH)12CO3•3 H2O
	22	Brushita	Ca(HPO4)•2H2O
	8	Gipsita	Ca(SO4)•2H2O
	2	Amorfo	-
CLASSES MINERAIS		Silicatos	Carbonatos
		Sulfatos	Boratos
		Fosfatos	

A ocorrência de minerais de sulfato e fosfato são consideradas comuns em cavernas carbonáticas e em rochas que contém gipsita como mineral formador, enquanto cavernas de arenito não são consideradas ambientes favoráveis para deposição de

sulfatos devido ao baixo conteúdo desta substância na rocha hospedeira. No entanto, estas classes minerais também foram encontradas nas cavernas em quartzo-arenito da região da Gran Sabana na Venezuela, e sendo consideradas um registro único do ambiente químico e biológico que favoreceu o acúmulo por milhões de anos e a preservação deste material de origem provavelmente externa (SAURO et al. 2014).

11.12 CONCLUSÕES

O levantamento topográfico espeleológico da Gruta do Castelo foi fundamental para a espacialização dos seus atributos. A escala de 1:200 escolhida para o mapeamento proporcionou o detalhamento de feições importantes e de elevado potencial científico para compreensão da gênese e evolução da caverna ao longo do tempo geológico. A planta da cavidade permitiu o reconhecimento de lineamentos estruturais que condicionam a formação da caverna, enquanto os perfis ilustram o desnível existente entre as entradas da caverna, este pode decorrer da movimentação vertical de blocos ao longo de planos de falha.

O mapeamento geológico de campo permitiu identificar que as rochas da Formação Tombador apresentam elevado grau de coesão e baixa porosidade, que confirmam o baixo grau metamórfico retratado na bibliografia. Nos metarenitos da Gruta do Castelo as estruturas sedimentares como estratificação planar acanalada métrica, estratificação planar centimétrica, estratificação tipo espinha de peixe, além de marcas onduladas de corrente podem indicar um ambiente de deposição fluvial ou marinho.

O estudo das características petrográficas dos metarenitos permitiu o reconhecer que a diferença no percentual de matriz nos metarenitos que compõe o arcabouço da Gruta do Castelo é um fator fundamental para o desenvolvimento da cavidade. Isto acontece pois os constituintes minerais da matriz são mais solúveis que os grãos da rocha, tornando a metagrauvaca feldspática mais susceptíveis ao intemperismo que o metarenito feldspático. A maior dissolução desses estratos pode ter contribuído para desenvolvimento da porosidade terciária ideal para o fenômeno da carstificação e espeleogênese.

A diferença de espessura das estratificações sedimentares desses dois tipos de rocha também pode ter tido influência na circulação hídrica, uma vez que estas estruturas são planos de porosidade secundária da rocha. No metarenito grauavaca feldspático, há maior densidade dos planos de estratificação que contribuem para maior infiltração da água rocha. A circulação de água nos planos de estratificação também pode ter atuado como fator condicionante para o desenvolvimento da porosidade terciária (de dissolução) nas camadas de metarenito grauavaca feldspático.

O baixo percentual de matriz, a existência de porosidade

secundária e feições de corrosão superficial dos grãos das camadas de metarenito feldspático do teto, somado com a presença de níveis mosqueados e concreções de óxido de ferro na grauvaça feldspática subjacente pode ser indicio de um fluxo de lixiviação de argilas e óxido de ferro das camadas do teto para as camadas de baixo. O óxido de ferro pode ter contribuído para o aumento da resistência mecânica da rocha aos eventos de erosão envolvidos na formação da gruta.

A combinação das litologias, ou variações faciológicas das unidades da Formação Tombador, aliado aos lineamentos estruturais, visíveis tanto em escala regional quanto em afloramentos, seria responsável pelo relevo exposto no Morro da Lapinha. Neste contexto, a Gruta do Castelo representaria um testemunho do relevo pretérito, ainda não exumado. O modelo também sugere que, havendo condições que favoreçam a dissolução/erosão de unidades geológicas não aflorantes mas expostas a fluxo freático, cavernas poderiam estar sendo formadas.

A existência de água corrente no interior da gruta é um aspecto de grande relevância para compreender o seu desenvolvimento e configuração atual, uma vez que a água é o principal agente na formação de cavernas. As direções do sistema de drenagem atual são paralela a passagem e a abertura do conduto da fenda. A feição meandrante presente neste conduto, a grande quantidade de blocos abatidos no piso podem ser indicio de períodos de fluxo de alta pressão, erosão de sedimento e colapso de blocos.

O declive acentuado do salão para o conduto da fenda e a direção de fraturas transversais ao eixo da passagem sugere que pode ter havido movimentação vertical em resposta aos ajustes isostáticos por erosão. As direções dos desenvolvimentos dos condutos são E-W e SW-NE, e concordam com as estruturas rúpteis do sistema de cisalhamento tipo riedel sugerido para a evolução tectônica da região da Serra do Sincorá. O controle estrutural também é evidenciado no padrão retangular das seções da entrada principal.

A grande presença de blocos angulosos no piso da cavidade confirma o fenômeno de abatimento de blocos condicionado pelo cruzamento de planos de fraturas e acamamento sedimentar na espeleogênese da gruta. A maior espessura das camadas e o grande espaçamento no sistema de fraturas pode ter contribuído para estabilizar o teto.

Os tipos de espeleotemas e minerais encontrados na Gruta do Castelo contrapõem às expectativas existentes para cavernas desenvolvidas em rochas siliciclástica, cuja variedade tende a ser menor, com predomínio de pequenas ocorrências de coralóides de sílica (Auler & Piló, 2019). Além dos coralóides, a caverna apresenta pingentes, microtavertinos, e concreções de sulfatos e fosfatos, as quais podem ter origem relacionada a reações das águas percolantes com depósitos de guano no piso da cavidade.

Neste caso a Gruta do Castelo pode representar um importante registro fóssil de atividade biológica pretérita.

Outra hipótese para origem dos minerais fosfatos e sulfatos seria a presença de camadas de rocha carbonática da Formação Caboclo, no topo da caverna, e a origem desses íons ser produto da lixiviação destas aprisionamento no sedimento da gruta. A Fm. Caboclo é interpretada como depósito de ambiente marinho raso dominado por tempestades em sistemas de planície de maré, barra plataformal e litoral (SILVA, 1994), diferente da Fm. Tombador que representa um sistema de deposição continental fluvial e estuarino (MAGALHÃES et. al 2014), onde não é documentada presença de material carbonático no arcaçouço das rochas. Para confirmar esta hipótese é necessário mapear os estratos que estão acima da cota de 1400 m acima da Gruta do Castelo e verificar se o litotipo das camadas continuam sendo a Fm. Tombador como é interpretado atualmente.

O posicionamento altimétrico da Gruta do Castelo, a uma cota de 1340 m de altura em um morro testemunho, atribui à cavidade um isolamento geográfico significativo para sua gênese. O relevo ruiforme do topo do Morro da Lapinha e a Gruta do Castelo são registros do relevo cárstico preservado nos metarenitos da Fm. Tombador. A escassez de registro de cavernas neste litotipo nesta região pode ser indicativo da raridade de condições de preservação destas estruturas no contexto local e regional. Outra possibilidade para esta escassez é o desconhecimento do potencial de formação de cavernas em rochas siliciclásticas associados a um elevado grau de dificuldade para acessar as áreas de afloramento deste litotipo na região. Prospecções espeleológicas com a utilização de drones para mapeamento poderiam fornecer importantes informações para compreender melhor a raridade da Gruta do Castelo na Chapada Diamantina.

11.12 RECOMENDAÇÕES

Recomenda-se o monitoramento contínuo da atividade turística na Gruta do Castelo para garantir a preservação dos seus atributos naturais, principalmente os depósitos químicos e de guano presentes no piso das cavidades, e das áreas de surgimento e infiltração de águas superficiais. Outra razão para este monitoramento é por se tratar de uma área de difícil acesso, tornando a logística de atendimento de socorro a possíveis acidentes cara e complexa.

Para o efetivar a conservação se faz necessária uma campanha de educação patrimonial incluindo com os moradores locais da região do Vale do Pati, incluindo guias turísticos, agências de turismo, escolas e associações. Ações de fortalecimento, resga-

te e criação de senso de identidade local serão necessárias para desenvolver a cultura do cuidado e proteção ao meio ambiente. Investir na história e cultura local pode ser um bom caminho para reavivar a integração da comunidade, e desenvolver o senso coletivo.

Uma sugestão de ação direta de intervenção ao uso da turístico da Gruta, é criação de uma guarita de orientação em local estratégico de convergência de fluxo de pessoas, onde fosse possível fazer o registro e controle do número de pessoas, como por exemplo no início da trilha de acesso a Gruta, na margem direita do rio Funis, subindo pelo lajedo. Um painel explicativo poderia ser elaborado a respeito da necessidade de preservação dos atributos naturais da gruta (físicos e bióticos) e sua relevância em nível local, regional e global.

Dentre as orientações específicas pode-se incluir: não é permitido acampamento e fogueiras no interior e área de influência da Gruta; não é permitido coletar nem mover os materiais presentes na cavidade, incluindo espeleotemas (minerais depositados); não é permitido a coleta de água na nascente da gruta, que também não deve ser consumida por risco de contaminação da área de captação superficial, e pela fragilidade e instabilidade da estrutura da caverna devido a erosão promovida pelo fluxo de água corrente no interior da gruta. A superfície do maciço rochoso neste ponto apresenta-se bastante friável, e a coleta de água promove destruição das feições geomorfológicas superficiais naturais formadas pela erosão hídrica, através do atrito das mãos nesta superfície e o pisoteio na microbacia criada pelo acúmulo do gotejamento intenso. Estas feições tem elevado potencial didático para ilustrar os processos naturais que originaram a formação da cavidade e são bastante relevantes também do ponto de vista científico geológico, hidrológico e biológico.

No mesmo sentido, algumas orientações proibitivas que poderiam estar incluídas, são:

o uso de bastões/stikers para garantir a preservação do sedimento e das concreções minerais; o descarte de resíduos de qualquer natureza durante todo período de visitação desde a trilha de acesso até o ambiente interno e ao redor da Gruta, para evitar o desenvolvimento de uma cadeia alimentar que altere o equilíbrio biológico natural da caverna. Recomendações sobre a utilização de calçado fechado para o acesso também deverão ser feitas para diminuir o risco de lesões devido intensas irregularidades do terreno revestido de blocos e matacões angulosos. As regiões topograficamente mais rebaixadas a gruta são áreas mais vulneráveis a por causas abatimentos e que devem ser evitadas.

Estipular o número máximo de pessoas por dia e por grupo para travessia da gruta também é de extrema necessidade para garantir a efetividade das ações de preservação. Para isso será necessário a realização de estudos de capacidade de carga da gruta com respeito aos seus atributos naturais. Esta ação também

contribuirá na redução da suspensão de partículas no ar causado pelo intenso pisoteio durante a travessia e sua redeposição sobre os espeleotemas prejudicando sua conservação.

Em períodos de alta pluviosidade, sugere-se que o acesso a gruta seja restritivo a períodos de estiagem, devido à grande probabilidade de deslizamento de solo e blocos de rocha pelo encharcamento e do solo principalmente nas entradas da gruta que apresentam declive acentuado.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F.F. M. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, Rio de Janeiro, v. 7, 1997. p.349-364.
- ANDREYCHOUK, V.; DUBLYANSKY, Y; EZHOV, Y; LYSENIN, G., 2009. Karst in the Earth's Crust: its distribution and principal types. Poland: University of Silesia/ Ukrainian Academy of Sciences/ Tavrishesky National University-Ukrainian Institute of Speleology and Karstology.
- ASSUNÇÃO, P.H.S.; BRAGANTE-FILHO, M.A. Atual metodologia de mapeamento de cavernas realizada pela Sociedade Excursionista e Espeleológica – SEE. In: RASTEIRO, M.A.; SALLUN
- AULER A. S. & PILÓ, L. B. Geologia de cavernas e sua interpretação à luz da legislação ambiental espeleológica. Cap. 2. In: *Espeleologia e licenciamento Ambiental*. ICM-BIO (2019). p. 40 -76.
- BABINSKI, M., BRITO-NEVES, B.B., MACHADO, N., NOCE, C.M., UNLHEIN, A., SCHMUS, W.R.V., 1994. Problemas da metodologia U/Pb de vulcânicas continentais: caso do grupo rio dos remédios, Supergrupo Espinhaço, no estado da Bahia, In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 38, Balneário Camboriú. Resumos Expandidos, vol. 2, pp. 409–410.
- BARBOSA, J.S.F.; SABATÉ, P. Colagem Paleoproterozóica de Placas Arqueanas do Cráton do São Francisco na Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, Rio de Janeiro, 2003. p.7-14.
- BENTO, R.V., 2005. Datações U– Pb em rochas magmáticas intrusivas no Complexo Paramirim e no Rife Espinhaço: uma contribuição ao estudo da evolução geocronológica da Chapada Diamantina. III Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, Salvador, pp. 159–161.
- BOGGS, S., Jr. *Petrology of Sedimentary Rocks*, 2nd ed., Cambridge University Press, Cambridge, 2009.

- BOGLI, A. W. H. *Karst Hydrology and Physical Speleology*. Springer. 1978. 284 pag.
- CAROZZI, A. V. *Microscopic Sedimentary Petrography*. New York and London: John Wiley & Sons, Inc., 1960.
- CEZAR, R. V. CAMARGO, V. A. *História Natural da Bahia. Caminhos do Brasil. Coleção Viagem de Conhecimento. Volume 2*. 2018. 132 p.
- CEZAR, R. V. CAMARGO, V. A. *História Natural da Chapada Diamantina. Caminhos do Brasil. Viagem de Conhecimento. Volume 1*. 2016. 128 p.
- CORRÊA NETO, A.V.; BATISTA FILHO, J. *Espeleogênese em Quartzitos da Serra do Ibitipoca, sudeste de Minas Gerais. Anuário do Instituto de Geociências, vol. 20, 1997. p.75-97.*
- CRUZ, S. C. P.; ALKMIN, F. F. *The Paramirim Aulacogen. In: HEILBRON, Monica; CORDANI, Umberto G.; ALKMIM, Fernando F. São Francisco Craton, eastern Brazil: tectonic genealogy of a miniature continent. Regional Geology Reviews [S.l: s.n.], 2017. DOI: 10.1007/978-3-319-01715-0.*
- CRUZ, S.C.P.; DIAS, V.M; ALKMIM, F.F. *A interação tectônica embasamento/cobertura em aulacógenos invertidos: um exemplo da Chapada Diamantina Ocidental. Revista Brasileira de Geociências, Rio de Janeiro, v. 37, n. 4, 2007. p.111-127 .*
- DEMATTEIS, G. *Manual de la espeleologia*. Barcelona: Editorial Labor S.A. 1975.
- DOERR, S.H. *Karst-like landforms and hydrology in quartzites of the Venezuelan Guyana shield: Pseudokarst or “real” karst? Zeitschrift fur Geomorphologie, 1999. p.1-17.*
- DOMINGUES, F. A. A. *Topografia e astronomia de posição para engenheiros e arquitetos* Editora McGraw-Hill do Brasil, São Paulo, 1979.
- DOMINGUEZ, J.M.L. (1993). *As coberturas do Cráton do São Francisco: Uma abordagem do ponto de vista da análise de bacias. In: Dominguez, J.M.L. and Barbosa, J.S.F. (eds) O Cráton do São Francisco, SGM, p.137–155.*
- DUSSIN, I.A., DUSSIN, T.M., 1995. *Supergrupo Espinhaço: Modelo de evolução geodinâmica. Geonomos 3, p.19–26.*
- FABRI, F.P. *Estudo das cavernas quartzíticas da região de Itambé do Mato Dentro. Belo Horizonte, 2011. 179f. Dissertação de Mestrado em Geografia – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, BH-MG.*
- FABRI, F.P.; AUGUSTIN, C.H.R.R. *Fatores e processos envolvidos no desenvolvimento de formas cársticas em rochas siliciclásticas em Minas Gerais, Brasil. Geografias, vol. 9, nº 1, 2013.*
- FAIRCHILD, I.J., FRISIA, S., BORSATA, A and Tooth, A.F. 2006. *Speleothems. In: Geochemical Sediments and Landscapes (ed. Nash, D.J. and McLaren, S.J.), Blackwells, Oxford (in press).*
- FILHO, W. (orgs.) *CONGRESSO BRASILEIRO DE ESPELEOLOGIA, 33, 2015. Eldorado. Anais.Campinas: SBE, 2015. p . 2 7 5 - 2 8 0 . Disponível em: <http://www.cavernas.org.br/anais33cbe/33cbe_275-280.pdf>. Acesso em: 01/10/2019.*
- FOLK, R. L. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, Texas: Hemphill Pub. Co, 1980. Disponível em <http://hdl.handle.net/2152/22930>.
- FORD, D.; WILLIAMS, P. *Karst geomorphology and hydrology*. London: Unwin Hyman,1989.
- GAMBARINI, Adriano. *Cavernas no Brasil: beleza e humanidade*. São Paulo: Metalivros. 2012.
- GIANNINI, P. C. F.; MELO, M. S. *Decifrando a terra. Cap. 9 Do grão à rocha sedimentar: erosão, deposição e diagênese.*
- GIUDICE, D. S.; *Geodiversidade e lógicas territoriais na Chapada Diamantina – Bahia. CBPM – Companhia Baiana de Pesquisa Mineral. Salvador, 2012.*
- GRIFFITHS, J. C. *Measurement of the Properties of Sediments. The Journal of Geology 69, nº 5: p.487-98, 1961. Disponível em: <http://www.jstor.org/stable/30056196>.*
- GROUT, F. F. *Petrography and Petrology: a textbook*. New York and London: McGraw-hill book company, Inc., 1932.
- GUIMARÃES, J.T.; ALKMIN, F.F.; CRUZ, S.C.P. *Supergrupos Espinhaço e São Francisco. In: BARBOSA, J.S.F. (Coord.) Geologia da Bahia: pesquisa e atualização. Salvador: CBPM, 2012. (Série Publicações Especiais, 2).*
- GUIMARÃES, J.T.; R.A.SANTOS; MELO, R.c. (Org.). *Geologia da Chapada Diamantina Ocidental: projeto Ibitiara Rio de Contas. 64. ed. Salvador: Cprm, 2008. (ARQUIVOS ABERTOS).*
- GUN, John. *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. New York: Fitzroy Dearborn.1970, 2003.
- HARDT, R.; PINTO, S.A.F. *Carste em rochas não carbonáticas. Revista Brasileira de Geomorfologia, vol 10, Especial, nº 2, 2009. p .99-105.*
- HARDT, R.; RODET, J.; WILLEMS, L.; PINTO, S.A.F. *Exemplos Brasileiros de Carste em Arenito: Chapada dos Guimarães (MT) e Serra de Itaqueri (SP). Espeleo-Tema, vol. 20,*

- n° 1-2, 2009. p.7-23.
- HARDT, RUBENS. Breve inventário do Patrimônio Espeleológico. Patrimônio espeleológico brasileiro em rochas feruginosas: propostas para sua conservação no quadrilátero ferrífero, Minas Gerais.
- HASUI, Y. Cráton do São Francisco. In: Hasui, Y., Carneiro, C. D. R., Almeida, F. F. M., Bartorelli, A., *Geologia do Brasil*, primeira edição. São Paulo, Beca Editora, 2012 b. Capítulo 11-a, p. 200-228.
- HEINRICH, E. WM. *Microscopic Petrography*. New York, Toronto and London: McGraw-hill book company, Inc., 1956.
- HIBBARD, M.J. *Petrography to Petrogenesis*. New Jersey: Prentice Hall, Englewood Cliffs 1995.
- HILL, C.A., FORTI, P. *Cave minerals of the world* (2st ed.). National Speleological Society, Huntsville, 1997.
- HILL, C.A., FORTI, P. 1986, *Cave minerals of the world* (1st ed.). National Speleological Society, Huntsville, 238 p.
- IBGE, Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. *Manual técnico de geomorfologia*. 2. ed. - Rio de Janeiro : IBGE, 2009. 182 p. – (Manuais técnicos em geociências, ISSN 0103-9598 ; n. 5)
- ICMBIO. *Anuário estatístico do patrimônio espeleológico brasileiro 2018*. CECAV. Brasília. 2018. 17p.
- ICMBIO. *Espeleologia e Licenciamento Ambiental / Jocy Brandão Cruz e Luís Beethoven Piló*. Brasília: ICMBio, 2019. 262 p. ; Il. Color. ISBN 978-65-5024-005-9
- INDA, H. A. V. et al. O Cráton do São Francisco e a Faixa de Dobramentos Araçuaí. In: SCHOBENHAUS, C. et al *Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais: escala 1:2.500.000*. Brasília: DNPM, 1984.
- J.F., MELO, R.C., BENTO, R.V., 2005. Datações U– Pb em rochas magmáticas intrusivas no Complexo Paramirim e no Rifte Espinhaço: uma contribuição ao estudo da evolução geocronológica da Chapada Diamantina. III Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, Salvador, pp. 159–161.
- JARDIM DE SÁ, E.F., BARTELS, R.L., BRITO NEVES, B.B., MCREATH, I., 1976. Geocronologia e o modelo tectono-magmatico da Chapada Diamantina e Espinhaço Setentrional, Bahia. In: XXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Ouro Preto, SBG. Anais, vol. 4, p. 205-257.
- JENNINGS, J. N. *An Introduction to Systematic Geomorphology*. v. 7. Australian National University press. Canberra. 1971. 272 p.
- JENNINGS, J.N. Sandstone pseudokarst or karst? In: Young, R. W.; Nanson, G. C. *Aspects of Australian Sandstone Landscapes*. Wollongong: Australian and New Zealand Geomorphology Group Special Publication n°1., 1983. p. 21- 30.
- KLIMCHOUK, B. A.; FORD, D. C.; PALMER, A. N.; DREYBRODT, W. *Speleogenesis: Evolution of karst aquifers*. Huntsville: National Speleological Society, 2000.
- KRYNINE, P. D. The Megascopic Study and Field Classification of Sedimentary Rocks. *The Journal of Geology* 56, no. 2, 1948. p. 130-65. Disponível em: <http://www.jstor.org/stable/30070803>.
- LEINZ, V., LEONARDOS, O. H. *Glossário geológico: com a correspondente terminologia em inglês, alemão e francês*. 2 ed. São Paulo. Editora Nacional. 1977.
- LINDHOLM R.C. (1988) Sedimentary rocks, field relations. In: *General Geology. Encyclopedia of Earth Science*. Springer, Boston, MA.
- MACEDO, J. M. B., LEMOS, M. A. M. *Introdução ao estudo da gênese dos minerais da argila. Estudos, ensaios e documentos n.85*. Lisboa: Junta de investigações do ultramar. 1961.
- MAGALHÃES, A.J.C., RAJA GABAGLIA, G.P., SCHERER, C.M.S., BÁLLICO, M. B., GUADAGNIN, F., BENTO FREIRE, E., SILVA BORN, L.R., CATUNEANU, O. 2016. Sequence hierarchy in a Mesoproterozoic interior sag basin: from basin fill to reservoir scale, the Tombador Formation, Chapada Diamantina Basin, Brazil. *Basin Research*, n° 26, p.393–432.
- MAGALHÃES, A.J.C., SCHERER, C.M.S., RAJA GABAGLIA, G.P., BÁLLICO, M. B., CATUNEANU, O. 2014. Unincised fluvial and tide-dominated estuarine systems from the Meso-proterozoic Lower Tombador Formation, Chapada Diamantina basin, Brazil. *Journal South American Earth Science*, 56, 68–90.
- MAIA C. M. *Caracterização Estrutural, Geométrica e Cinemática, das formações Tombador e Açuruá na região sul do município de Lençóis, Chapada Diamantina-BA*. 2010. Monografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia-UFBA, Salvador, 2010. p 103.
- MARTÍNEZ & RIUS, A. *Topografía Espeleológica*. Ed. Federación Española de Espeleología. Barcelona, 1992.
- MARTINI, J. Karst in the Black Reef Quartzite near Kaapsehoop, Transvaal. *Ann. Geol. Surv. South Africa*, vol. 13, 1979. p. 115-128.
- MARTINI, J. Silicate Karst. In: GUNN, J. (ed.): *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. New York: Taylor and Francis

- Group, 2004. p.1385–1392.
- MC DOUGALL MINERALS. Webmineral. General Charnarite-2H Information. Disponível em: <<http://webmineral.com/data/Charnarite-2H.shtml#.XdHdkCTPzIU>>. Acesso, 20 de agosto de 2019.
- MECCHIA, M.; PICCINI, L. Hidrogeology and SiO₂ geochemistry of the Aonda Cave System, Auyan-Tepui, Bolivar, Venezuela. *Boletín de la Sociedad Venezolana de Espeleología*, vol. 33, 1999.
- MISI, A. & SILVA, M.G. 1996. Chapada Diamantina Oriental - Bahia: geologia e depósitos minerais. Salvador, Superintendência de Geologia e Recursos Minerais (Série roteiros geológicos).p.1-11.
- MONTEIRO R. C.; RIBEIRO L. F. B. Espeleogênese de Cavernas Areníticas: algumas considerações aplicadas à Província Espeleológica da Serra de Itaqueri, Estado de São Paulo, BRASIL. *Speleo Brazil* 2001
- MORGAN, I. M. & DAVIES, W. E. *Geology of caves*. Washington: U.S. Government Printing Office. 1991. (General Interest Publication)
- MULLAN, G.J.. 1989. Caves of the Fell Sandstone of Northumberland. *Proc. Univ. Bristol Speleol. Soc.*, 18: p.430-437.
- NEVES, B. B. A tafrogênese estereariana nos blocos paleoproterozóicos da América do Sul e processos subsequentes. *Geonomos*, Belo Horizonte, v. 3, n.2 p. 1- 21, 1995.
- NICHOLS, G. *Sedimentology and Stratigraphy*. 2nd ed. Wiley-Blackwell, 2009.
- ONAC. B. P.; FORTI P. State of the art and challenges in cave minerals studies. *Studia UBB Geologia*, 2011. 56 (1), p.33-42.
- PEDREIRA, A. J. “Serra do Sincorá, Bahia”. Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. Disponível em: <http://sigep.cprm.gov.br/sitio085/sitio085.htm>. 2001.
- PEDREIRA, A. J. 2002. A Chapada dos Diamantes - Serra do Sincorá, Bahia. Publicado na Internet em Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil no endereço: <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio085/ChapadaDosDiamantes.htm>
- PEDREIRA, A. J. O Supergrupo espinhaço na Chapada Diamantina no Centro-oriental, Bahia: Sedimentologia, Estratigrafia e Tectônica. [ed.] Universidade de São Paulo, USP, Instituto de Geociências. São Paulo : Tese de Doutorado em Geoquímica e Geotectônica, 126p. 1994.
- PEDREIRA, Augusto J.; MARGALHO, Rui de S. F. X. Margalho (Orgs.). Mucugê (folha SD.24-V-C-II): estado da Bahia: texto explicativo. Brasília: CPRM; DNPM, 1990. 112 p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.
- PETTIJOHN, F. J. *Sedimentary Rocks*. 2nd. ed. Bombay, Calcutta & Madras, Oriente Longmans Private Ltd, 1957.
- PETTIJOHN, F. J., POTTER, P. E. & SIEVER, R. *Sand and Sandstone*, 1st ed. New York: Springer-Verlag, 1972.
- PICCINI, L.; MECCHIA, M. Solution weathering rate and origin of karst landforms and caves in the quartzite of Auyan-tepui (Gran Sabana, Venezuela). *Geomorphology*, vol. 106, 2009. p.15-25.
- PILÓ, L. B.; AULER, A. Introdução a espeleologia. IV Curso de espeleologia e licenciamento ambiental. Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade e Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas (CECAV), 2013. p. 7 -22.
- PROTHERO, D. R. & SCHWAB F. *Sedimentary Geology: An Introduction to Sedimentary Rocks and Stratigraphy*. 3rd edition. New York: W. H. Freeman and Company, 2014.
- RIUS, A. M. *Topografia Espeleológica*. (1992). Federación Española de Espeleología, 1992.
- RUBBIOLI E. Topografia e espeleometria de cavidades naturais. IV Curso de espeleologia e licenciamento ambiental. Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade e Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas (CECAV), 2013. p. 53-66.
- SAMPAIO D. R., DA COSTA E. D. A., NETO M. C. A. Diamantes e carbonados do alto Rio Paraguaçu: geologia e potencialidade econômica. CBPM, Série de Arquivos Abertos, 8, Salvador, 23p.
- SAURO, F., TISATO, N., DE WAELE, J., BERNASCONI, S., BONTIGNALI, R. R. T., GALLI, E., 2014. Source and genesis of sulphate and phosphate-sulphate minerals in quartz-sandstone cave environment. *Sedimentology* 61 (5), 1433–1451.
- SILVA, A. J. de C. L. PEDREIRA da. Supergrupo espinhaço na Chapada Diamantina no Centro-oriental, Bahia: Sedimentologia, Estratigrafia e Tectônica. [ed.] Universidade de São Paulo Instituto de Geociências. São Paulo : Tese de Doutorado em Geoquímica e Geotectônica. 1994.
- SILVA, Claudio Mauricio Teixeira; SANTOS, Thiago Faleiros. Apostila de geoespeleologia em cavidades especiais. Minicurso C3. 34º Congresso Brasileiro de Espeleologia, 2017.
- SILVA, S.M. Carstificação em Rochas Siliciclásticas: Estudo de caso na Serra do Ibitipoca, Minas Gerais. MG. 2004. 143f.

- Dissertação de Mestrado em Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, BH-MG.
- SOUZA, Arnóbio Silva de. Estudo petrográfico e petrológico da Formação Tombador, Mesoproterozóico da Chapada Diamantina, Bahia. 2017. 106f. Dissertação (Mestrado em Ciência e Engenharia de Petróleo) - Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2017.
- SUGUIO, K. Geologia do Quaternário e mudanças ambientais: O relevo cárstico e a geospeleologia. São Paulo: Oficina de textos, 2011. p. 278-292.
- SUGUIO, Kenitiro. Geologia Sedimentar. 1ª edição. São Paulo: Blucher, 2003.
- TALLMAN, S. L. Sandstone types: their abundance and cementing agents. *The Journal of Geology*. vol. 57, nº 6, 1949. p. 582-591. Disponível em: <<http://www.jstor.org/stable/3005634>>
- TEIXEIRA, Wilson; FAIRCHILD, Thomas R.; TOLEDO, Maria Cristina Motta de; TAIOLI, Fabio. Decifrando a Terra. [S.l.: s.n.], 2009.
- TEIXEIRA-SILVA; SANTOS T. F. Apostila de geospeleologia em cavidades especiais. Minicurso C3 . Congresso Brasileiro de Espeleologia. Ouro Preto - MG, 2017.
- TURKINGTON A. V., PARADISE, T. R. Sandstone weathering: a century of research and innovation. Elsevier: *Geomorphology* 67 (2005) p. 229–253
- WEBMINERAL. General Charnarite-2H Information. Disponível em: <<http://webmineral.com/data/Charnarite-2H.shtml#.XdHdkCTPzIU>>. Acesso, 20 de agosto de 2019.
- WEBMINERAL.General Charnarite-2H Information.Disponível em: <<http://webmineral.com/data/Charnarite-2H.shtml#.XdHdkCTPzIU>>. Acesso, 20 de agosto de 2019.
- WENTWORTH C. K. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *The Journal of Geology*, vol. 30, no. 5, 1922, pp. 377–392. JSTOR, www.jstor.org/stable/30063207.
- WHITE, W. B. *Geomorphology and hydrology of karst terrains*. Publisher Oxford University Press. 1988. 480 pg.
- WINGE, M. Glossário geológico ilustrado. CPRM: SIGEP, 2019. Acesso em: 26 de agosto de 2019. <<http://sigep.cprm.gov.br/glossario/>>
- WRAY, R.A.L. A global review of solutional weathering forms on quartz sandstones. *Earth-Science Reviews*, vol. 42, 1997. p. 137- 160.
- WRAY, R.A.L. Quartzite dissolution: karst or pseudokarst? *Cave and Karst Science*, 24: 1997. p. 81-86.
- YOUNG R.W; YOUNG, A.R.M. *Sandstone Landforms*. Berlin: Springer-Verlag, 1992.
- YOUNG, R.W. Quartz etching and sandstone Karst: Examples from the East Kimberleys, northwestern Australia. *Zeitschrift für Geomorphologie*, vol. 32, 1988. p. 409-423.

APÊNDICE A - TABELA DE PONTOS DE CAMPO

Ponto	Litotipo	Grupo	Formação	Altitude (m)	Coord. (x)	Coord. (y)	Descrição	S0	Fraturas Dip/Dir	Veio
mc01	Arenito	Paraguaçu	Açuruá	932	233134	8586316	Lajedo de metarenito fino na travessia do rio funis para iniciar a trilha do Castelo	120/22	275/80, 180/85	
mc02	Arenito	Chapada Diamantina	Tombador	1259	233744	8586832	Blocos de arenito muito fino com estratificação plano-paralela. Feições de almofada. Solo argiloso bege por vezes alaranjado.	105/15		
mc03	Arenito/ Siltito	Chapada Diamantina	Tombador	1270	233794	8586861	Intercalação de arenito fino, siltito e argilito com estratificação planar (alaranjado/ arroxeado)	175/15	260/85, 230/85, 300/85, 275/80, 040/70, 185/75	
mc04	Argila / Silte	Chapada Diamantina	Tombador	1273	233858	8586864	argila branca			
mc05	Arenito	Chapada Diamantina	Tombador	1288	234012	8586827	Floresta entre blocos arredondados de arenito			
mc06	Arenito	Chapada Diamantina	Tombador	1322	234094	8586790	Arenito fino com estratificação plano-paralela, cor róseo/bege	145/05	230/80, 355/85	
mc07	Arenito	Chapada Diamantina	Tombador	1340	234109	8586810	Arenito com estratificação tipo humocky/cruzada	105/10	240/70	
mc08	Arenito	Chapada Diamantina	Tombador	1342	234123	8586809	Pingo d'água da gruta do Castelo			
vp01	Siltito / Argilito	Paraguaçu	Açuruá	1101	227087	8587974	Início da trilha do Beco de Guiné. Sopé oeste da serra do Sincorá. Blocos e matacões de arenito com estratificação e tafoni. Solo argilo-arenoso arenoso com cascalho. Vegetação arbustiva. Afloramento de argilito/siltito com muscovita com cores: amarelo.	085/25	235/40, 338/80, 240/85	
vp02	Argilito	Paraguaçu	Açuruá	1124	227143	8588219	Cobertura sedimentar cascalhosa (angulosa) avermelhada (Laterita) sobre rocha argilosa com cores variegadas (vermelho, amarelo, roxo e bege). Superfície da rocha com estruturas de gretas de ressecamento.	115/10	248/48	
vp03	Argilito	Paraguaçu	Açuruá	1161	227214	8588375	Rocha com estratificação plano-paralela/ rítmica (mm/cm). Fratura preenchida por óxido de ferro	070/20	285/48	
vp04	Siltito / Argilito	Paraguaçu	Açuruá	1249	227363	8588564	Aumento do porte e densidade da vegetação. Diminuição do tamanho dos blocos e matacões (até 2m)	110/15		155/10
vp05	Arenito	Paraguaçu	Açuruá	1262	227453	8588593	Arenito média (cinza) com muscovita. Estratificação plano-paralela centimétrica. Apresenta níveis com camadas oxidadas (cor alaranjada)	122/16	220/75, 350/80, 120/90	
vp06	Quartzito / Metarenito	Chapada Diamantina	Tombador	1316	227522	8588564	Depósito de blocos e matacões (até 4m) de metarenito/quartzito roseo e acimentado.			
vp07	Quartzito / Metarenito	Chapada Diamantina	Tombador	1333	227623	8588540	Blocos assentados na trilha. Quartzitos brechados (veios de cor preta e branca).			
vp08	Arenito	Chapada Diamantina	Tombador	1340	227674	8588504	Arenito médio brechado, de cor cinza a cinza azulado. Presença de veios de quartzo e veios de mineral preto.		055/80, 145/85, 280/58	
vp09	Arenito	??	??	1351	227720	8588457	Arenito cinza com estratificação plano-paralela (50cm) e interestratificado.	115/05	230/85, 320/85, 175/80, 300/80	115/05 005/85, 215/85

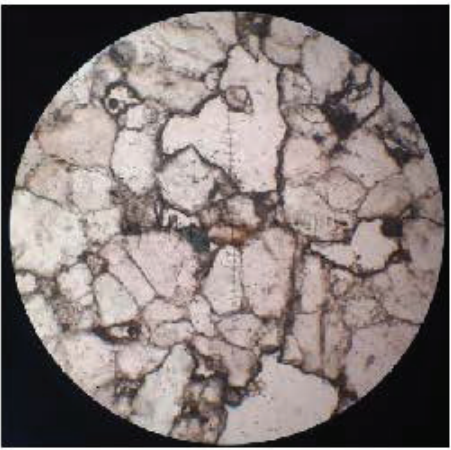


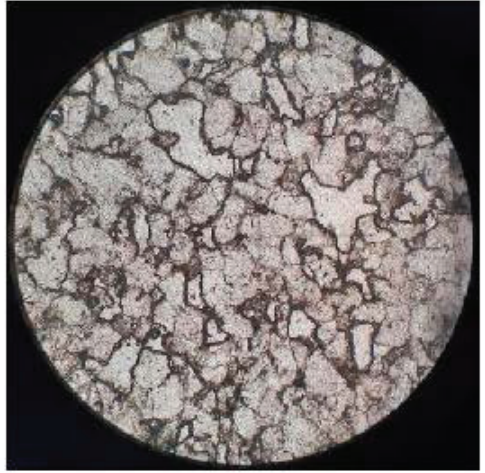
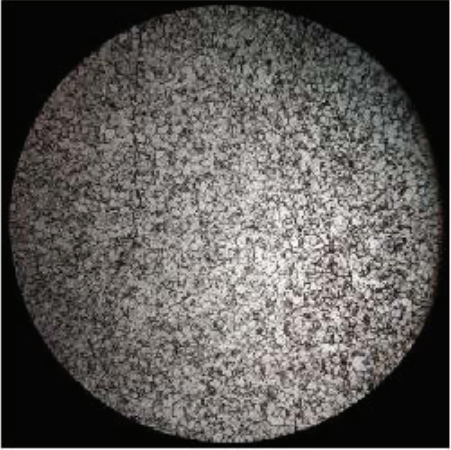
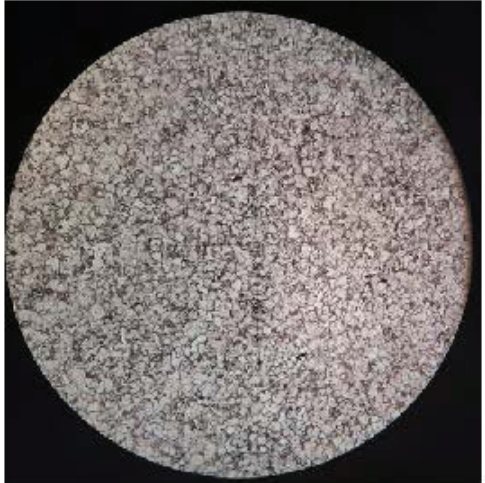


APÊNDICE A - TABELA DE PONTOS DE CAMPO - Continuação

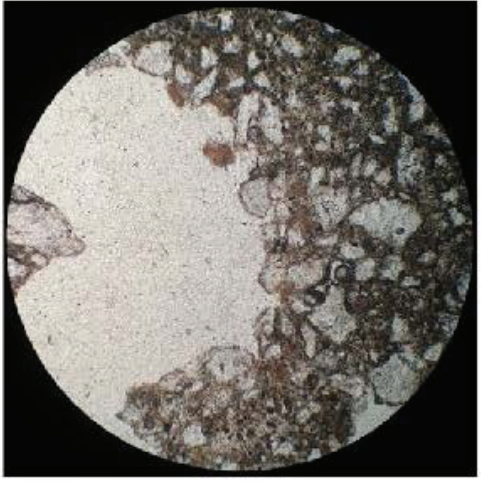
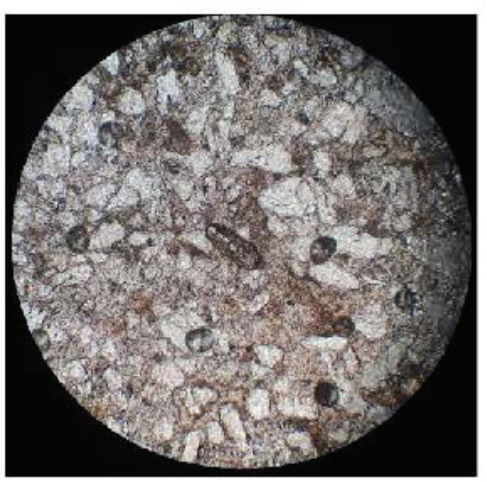
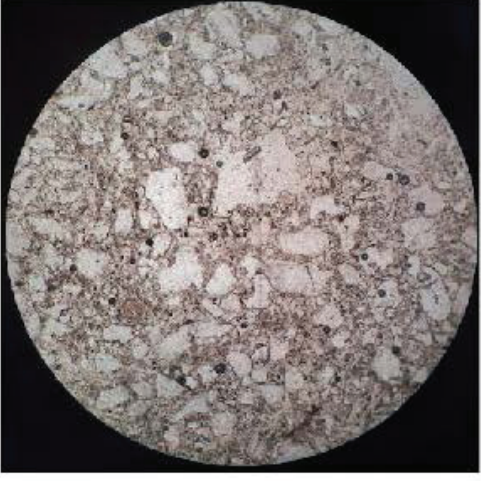
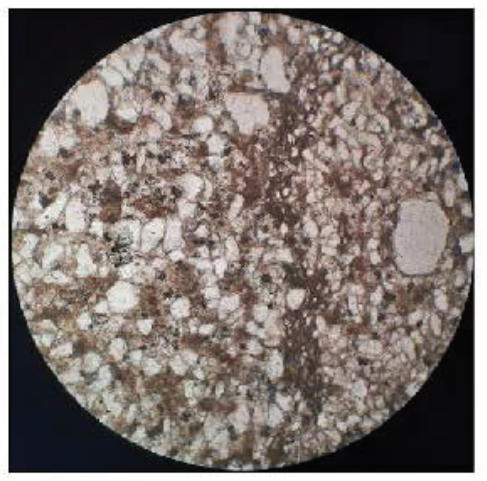
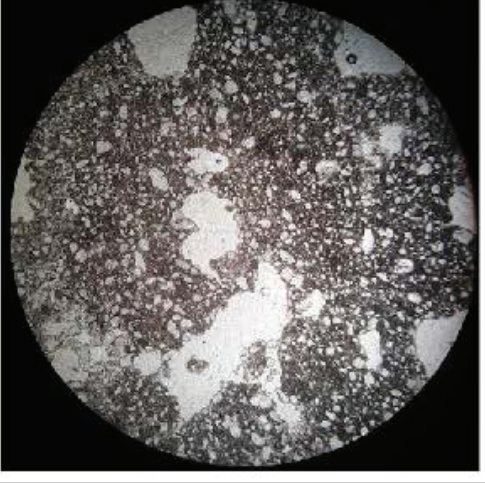
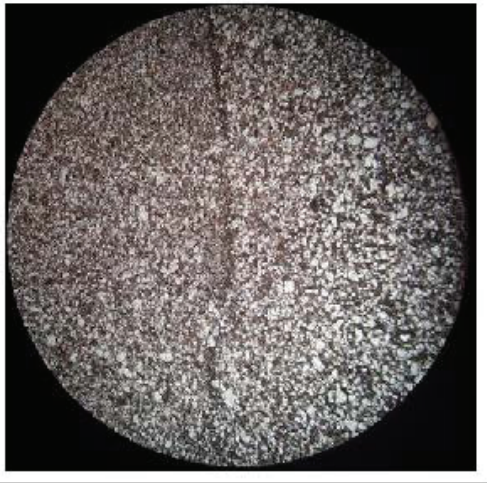


Ponto	Litotipo	Grupo	Formação	Altitude (m)	Coord. (x)	Coord. (y)	Descrição	S0	Fraturas Dip/Dir	Veio
vp10	Arenito	Chapada Diamantina	Tombador	1359	227770	8588390	Arenito médio-grosso (conglomerático), com graos sub-angulosos a sub-arredondados, rico em quartzo. Estratificação plana a cruzada de baixo angulo. Presença de marcas de onda.	100/12	230/80	
vp11	Arenito	Chapada Diamantina	Tombador	1358	227924	8588242	Extenso lajedo de arenito médiogrosso (conglomerático), com graos sub-angulosos a sub-arredondados, rico em quartzo. Estratificação plana a cruzada de baixo angulo. Presença de fraturas e feições de intemperismo diferencial.		050/85, 015/85, 220/80	
vp12	Arenito	Chapada Diamantina	Tombador	1346	228035	8588142	Arenito médio-grosso intensamente fraturado e brechado por veios de quartzo.		020/80, 180/85, 282/80	
vp13	Depósito Aluvionar			1353	228151	8587988	Charco arenoso, rico em matéria organica.			
vp14	Arenito	Chapada Diamantina	Tombador	1334	228267	8587890	Lajedo de arenito com veios de quartzo.		200/85	035/70
vp15	Arenito	Chapada Diamantina	Tombador	1333	228380	8587754	Arenito com estratificação cruzada de pequeno porte. Fraturas riedel ? veio de quartzo de 10 cm de espessura.	095/20	330/85, 040/85	030/75
vp16	Depósito Aluvionar			7333	228380	8587756	Charco arenoso, rico em matéria organica.			
vp17	Depósito Aluvionar			1312	228778	8587519	Charco arenoso, rico em matéria organica.	185/75		
vp18	Depósito Aluvionar			1294	229099	8587258	Solo arenoso			
vp19	Arenito	Chapada Diamantina	Tombador	1262	229460	8586863	Afloramento de lajedo de arenito estratificado com veios de quartzo na travessia da ponte de madeira do Rio Preto.		310/80, 050/80, 275/75	000/80, 010/85
vp20	Arenito/ Conglomerado	Chapada Diamantina	Tombador	1264	229714	8586563	Contato de arenito com estratificação cruzada festonada com conglomerado	270/42	155/65, 125/60, 340/80	160/80
vp21	Arenito	Chapada Diamantina	Tombador	1289	230051	8586329	Solo arenoso com vegetação de campo rupestre. Predomínio de fitofisionomias gramíneo-arbustivas.			
vp22	Arenito	Chapada Diamantina	Tombador	1282	230225	8586266	Arenito fraturado com grande ocorrência de veios de quartzo.		260/50	
vp23	Arenito/ Conglomerático	Chapada Diamantina	Tombador	1296	230595	8586036	Arenito conglomerático com estratificação cruzada acanalada. Vegetação típica de gerais de altitude. Solo arenoso de cor oreta.	255/45		
vp24	Arenito/ Conglomerático	Chapada Diamantina	Tombador	1307	230923	8585739	Afloramento do Mirante da Rampa do Pati. Arenito conglomerático com estratificação cruzada acanalada.	275/40		275/40
vp25	Siltito	Paraguaçu	Açuruá	1228	231026	8585703	Siltito. Apresenta cores de oxidação variando entre vermelho e amarelo.	220/15		
vp26	Arenito	Paraguaçu	Açuruá	1220	231922	8585838	Arenito arcoseano de cor rosea e estratificação plano-paralela. Muscovita e graos de quartzo em tamanho areia média a grossa.	145/10	350/80, 045/75, 280/85, 235/85	
vp27	Argilito/ Siltito	Paraguaçu	Açuruá	1165	231942	8586000	Intercalação de argilito e siltito, com estratificação plano-paralela (ritmica) em cores variadas de oxidação (Amarelo, laranja, roxo, bege claro).	180/10	325/60, 010/80, 170/80, 075/85	




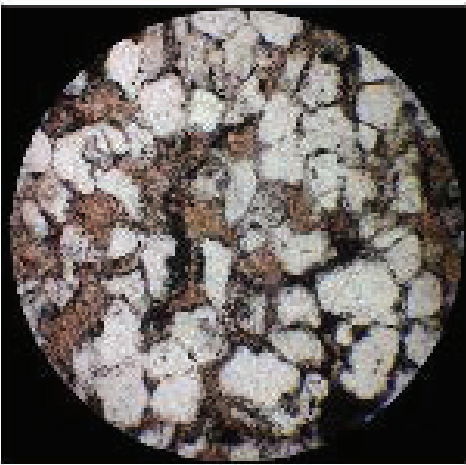
APÊNDICE A - TABELA DE PONTOS DE CAMPO - Continuação

Ponto	Litotipo	Grupo	Formação	Altitude (m)	Coord. (x)	Coord. (y)	Descrição	S0	Fraturas Dip/Dir	Veio
vp28	Argilito/ Siltito	Paraguaçu	Açuruá	1134	232088	8586080	Afloramento de Argi lito/Siltito (ritmito) na trilha entre o Cruzeiro do Pati e a casa de S. Wilson.	100/20	075/85, 350/85, 090/85, 170/85	
vp29	Arenito/ Siltito	Paraguaçu	Açuruá	916	233116	8586207	Arenito muito fino a siltito com muscovita. Exibe estratificação plana centimétrica (20 a 50 cm).	295/10	180/85, 270/55	
vp30	Siltito/ Argilito	Paraguaçu	Açuruá	1022	232735	8586394	Afloramento de Siltito/Argilito intemperizado. Exibe estratificação plano-paralela centimétrica a milimétrica. Cores variegadas de oxidação.	160/20	165/85, 140/85, 070/85, 115/70, 205/80, 230/80	
vp31	Siltito/ Argilito	Paraguaçu	Açuruá	1058	232472	8586367	Siltito de cor roxa a alaranjada. Possui porcentagem significativa de muscovita.	165/10	95/75, 240/80, 255/80, 028/70	
vp32	Siltito/ Argilito	Paraguaçu	Açuruá	1059	232345	8586368	Lajedo de siltito/arenito muito fino de cor amarelo-alaranjada. Presença de veios de quartzo. Estratificação plana.	115/10	350/80, 380/85, 045/85, 260/80, 140/80	145/85, 255/85
vp33	Siltito/ Argilito	Paraguaçu	Açuruá	1149	231829	8586098	Afloramento na trilha cruzeiro-igrejinha. Rocha avermelhada. Estratificação plana.	175/05	200/85, 140/85, 020/85	
vp34	Siltito/ Argilito	Paraguaçu	Açuruá	1125	231583	8586359	Afloramento na trilha cruzeiro-igrejinha. Rocha estratificada(planar) com cores variegadas de oxidação por ferro.	200/10	355/85, 260/70, 200/60	
vp35	Cobertura	Paraguaçu	Açuruá	1120	231601	8585759	Solo argiloso vermelho-alaranjado.			
vp36	Arenito	Chapada Diamantina	Tombador	1276	233014	8582215	Gerais do vale do Cachoeirão			
vp37	Arenito	Chapada Diamantina	Tombador	1403	227690	8588751	Abrigo de pinturas rupestres do beco.	070/10	295/65, 180/85	

APÊNDICE B - TABELA DE FOTOMICROGRAFIAS DA GRUTA DO CASTELO

<p>20x</p>		
<p>10x</p>		
<p>2,5x</p>		
<p>Lâmina (posição)</p>	<p>PAR02 (teto)</p> 	<p>PAR03 (teto)</p> 

<p>20x</p>		
<p>10x</p>		
<p>2,5x</p>		
<p>Lâmina (posição)</p>	<p>PAR04 (contato tefo-corpo)</p> 	<p>PAR05 (corpo)</p> 

<p>Lámina (posição)</p>	<p>PAR01 (corpo)</p> 
<p>2,5x</p>	
<p>10x</p>	
<p>20x</p>	

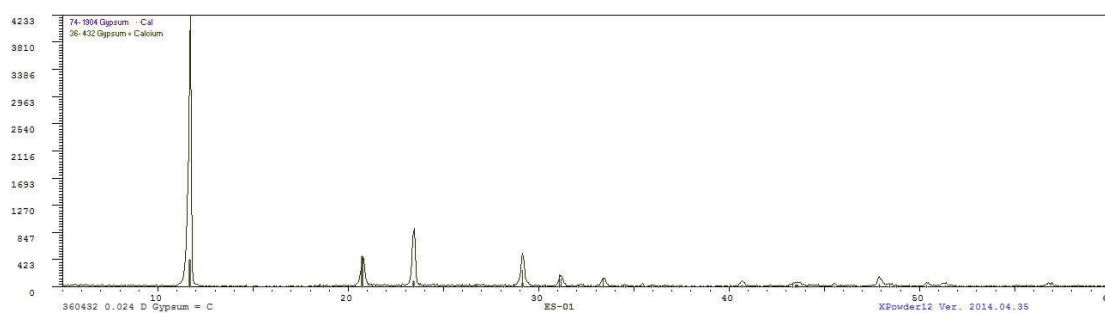
APÊNDICE C - ANÁLISES DE RAIOS-X DOS ESPELEOTEMAS DA GRUTA DO CASTELO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – UFBA.

LABORATÓRIO DE DIFRATOMETRIA DE RAIOS X – PROF. TERSANDRO MONTEIRO

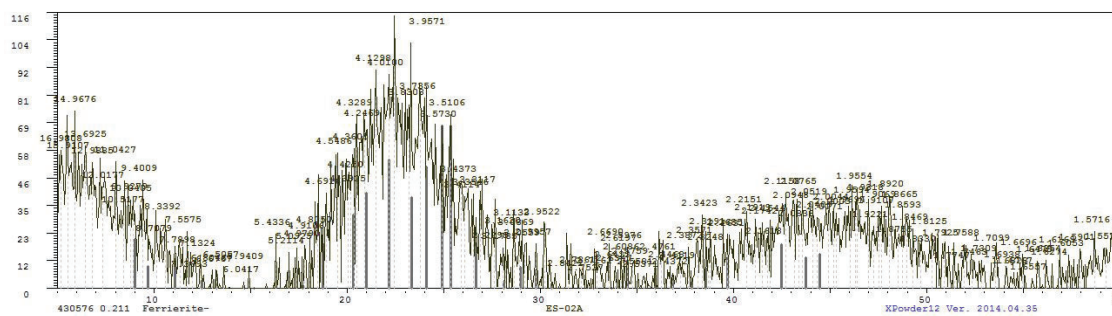
Analista: Prof. Ernande Melo - Técnico Radiologista: Edgar Vinhas. fev:2018.

Amostra: ES-01



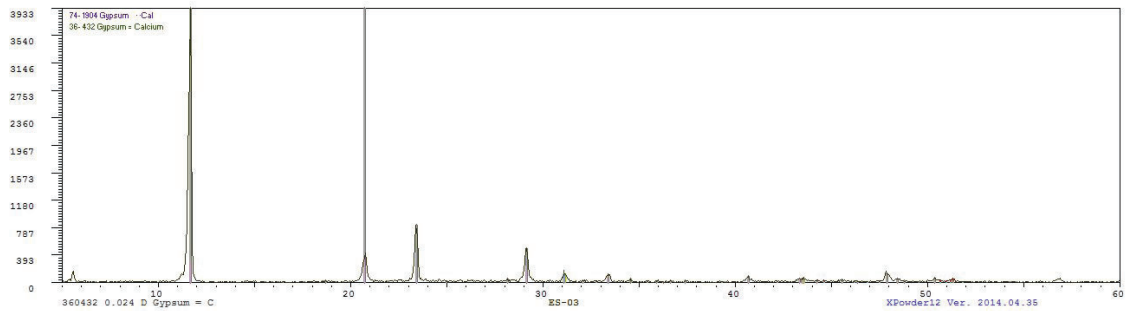
Fases mineral: Gipsita (i-904) [Ca (SO₄) (H₂O)] -48% e Gipsita (ii-432) [Ca SO₄ 2H₂O] -48%.

Amostra: ES-02



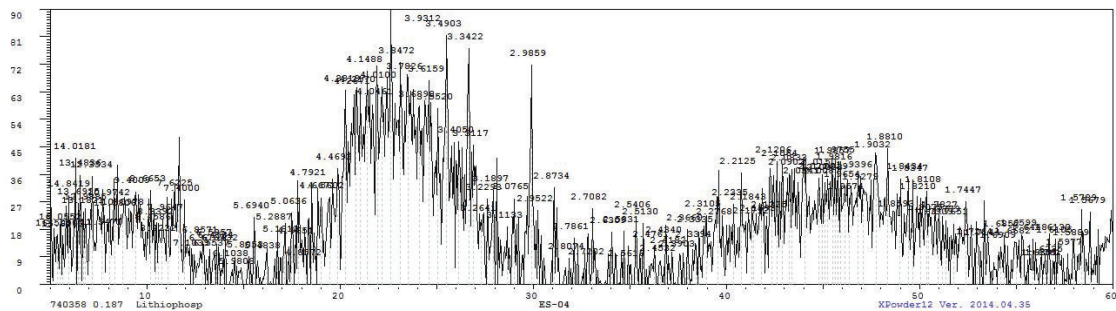
Sem definição.

Amostra: ES-03



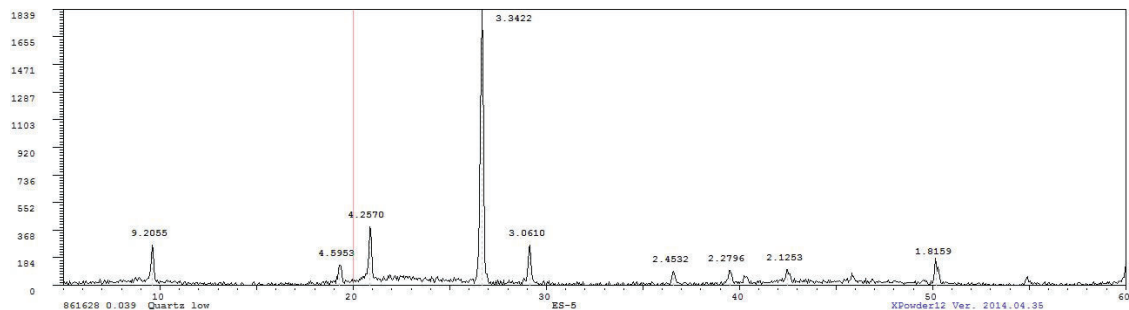
Fases mineral: Gipsita (i-904) 48% [Ca (SO₄) (H₂O)] e Gipsita (ii-432) 48% [Ca SO₄ 2H₂O].

Amostra ES-04



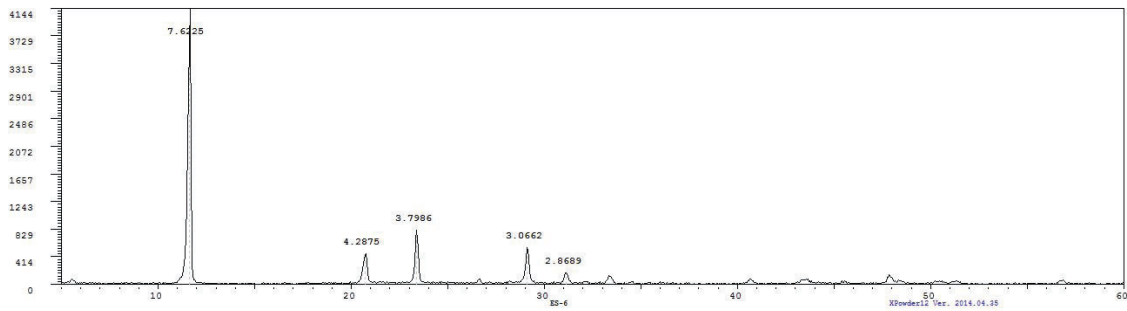
Fases Minerais: Lithiophosphatita [Li₃PO₄] (43%) e Moganita [SiO₂] - 22%.

Amostra: ES-05



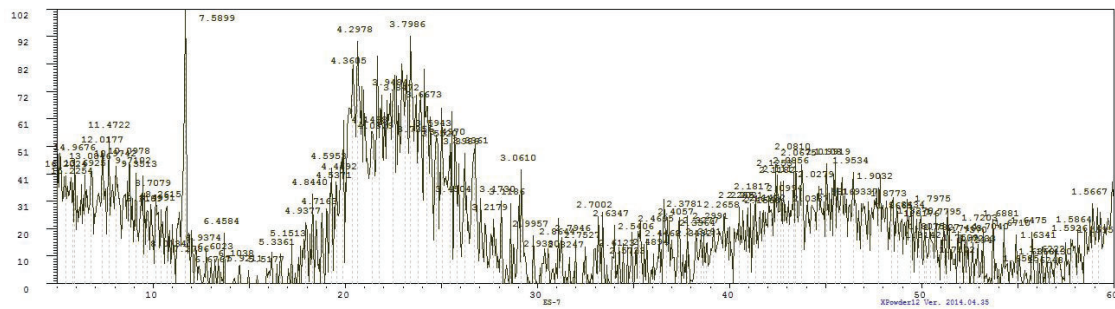
Fases Minerais: Quartzo [SiO₂], entre 90 e 95%.

Amostra: ES-06



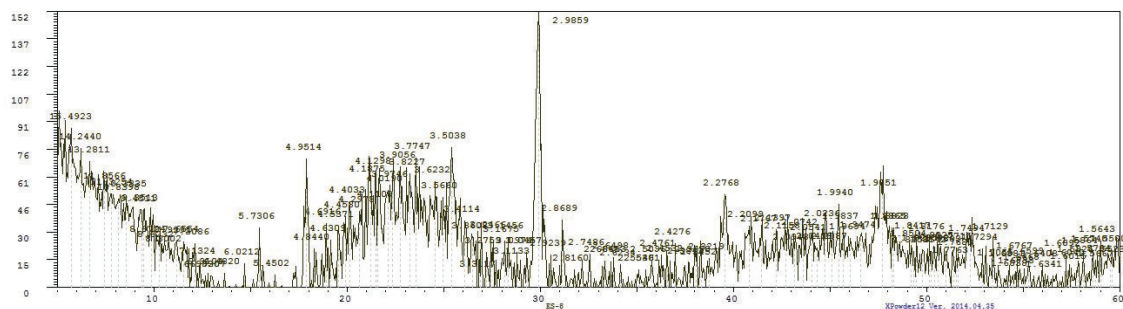
Fases Minerais: Quartzo [SiO₂], aproximadamente 96%.

Amostra ES-07



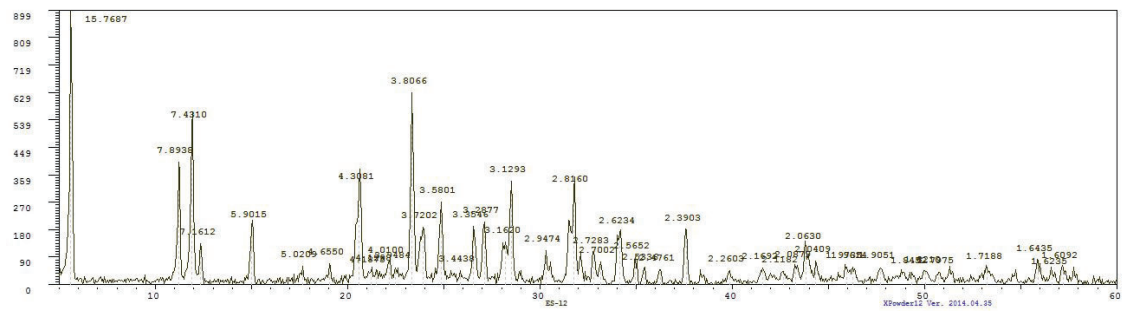
Fases Minerais: Gipsita [CaSO₄] -25%, Suzukiita [BaVS₂O₇] - 24% e Quartzo [SiO₂] - 17%. Obs.: Material amorfo = 35% (alto) para o método.

Amostra ES-08



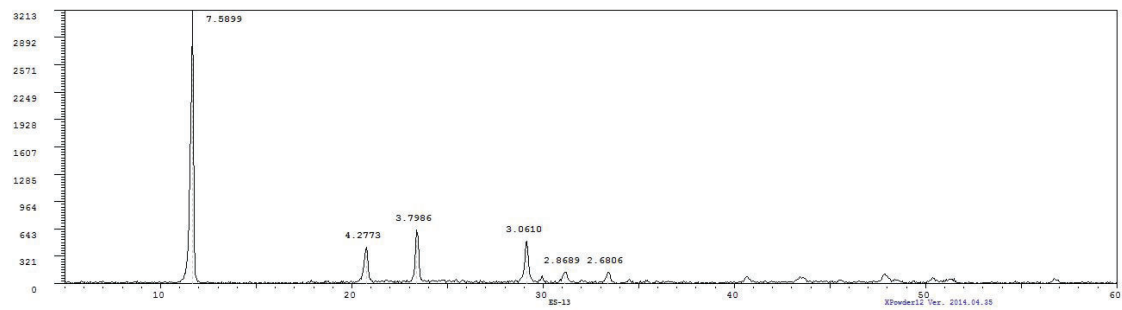
Fases Minerais: Walthierita [Ba Al₆ (SO₄)₄ (OH)₁₂] – 35%, Alunita [K Al₃(SO₄)₂ (OH)₆] -22% e Paracelsian [Ba (Al₂ Si₂ O₈)] -16%.

Amostra ES-12



Fases Minerais: Taranakita [K3 Al (PO4)6] – 49% e Hambergita [Be2 (BO3) (OH)F] - 40%.

Amostra ES-13



Fases Minerais: Charmarita [Mn4 Al2 (OH)12 CO3 3(H2O)] – 68%; Brushita [Ca PO3 (OH) 2(H2O)] – 22% e Gipsita [Ca SO4] – 8%.