

1. INTRODUÇÃO

Os estudos cársticos historicamente dizem respeito às rochas carbonáticas, o que explica a forte tendência em se associar o termo a esta litologia. Nas últimas décadas, é cada vez mais constante, em abrangência mundial, estudos sobre o tema desenvolvidos em rochas não carbonáticas, que se assemelham ao *carste clássico*¹ (GALÁN, 1991; CORRÊA NETO, 1997; WRAY, 1997a; DOERR, 1999).

À medida que as pesquisas avançam para outros tipos de rochas, inclusive aquelas quimicamente mais resistentes como, por exemplo, quartzitos e arenitos, surgem propostas para conceituar o termo *carste* considerando, além da litologia, evidências morfológicas e químicas.

Entretanto, a questão do *carste* em rochas siliciclásticas é ainda controversa no meio acadêmico (JENNINGS, 1983; URBANI, 1986b; WRAY, 1997c). Tal fato se deve principalmente ao pequeno número de trabalhos de detalhe realizados nessas rochas, o que contribui para a existência de uma base experimental insuficiente para esclarecer os mecanismos que, de fato, levam a sua *carstificação*.

Dessa forma, os estudos relacionados ao meio cárstico siliciclástico ainda encontram-se em estágio incipiente, sendo quase sempre abordados de forma descritiva e qualitativa em relação aos processos atuantes carecendo, portanto, de estudos de caráter quantitativo.

Como objeto desta pesquisa foram identificadas na região de Itambé do Mato Dentro, localizada na borda leste da Serra do Espinhaço Meridional, algumas cavernas entre outras feições admitidas como cársticas, todas inseridas em rochas quartzíticas. Em termos morfológicos, a maior parte das cavidades possui desenvolvimento inferior a 250m, com exceção da Gruta Baixada das Crioulas I que possui porte considerável, cujo desenvolvimento linear é de 1.114 m e 75 m de desnível.

O trabalho tem como propósito elucidar, através da análise de diversos aspectos do meio físico, os processos que levaram a gênese das feições interpretadas como cársticas localizadas na região, procurando propor possíveis mecanismos genéticos. Visando melhor compreender o desenvolvimento dessas feições, foram aplicados métodos morfométricos

¹ O termo se refere à uma determinada região calcária que abrange porções da Eslovênia, Sérvia, Croácia, Itália e sul da Austria. Os primeiros estudos cársticos são provenientes dessa área (FORD *et al.*, 1989).

para uma sistematização das cavernas em rochas siliciclásticas. Essas feições também foram analisadas dentro de uma perspectiva geomorfológica tanto no contexto local quanto regional, buscando compreender a sua inserção e importância na dinâmica da paisagem.

O estudo desenvolvido neste trabalho não se justifica apenas pela importância de se compreender os processos intrínsecos ao desenvolvimento dessas feições, mas também pela possibilidade de que esse conhecimento possa ser aplicado às práticas de preservação dessas formas. A região de Itambé do Mato Dentro se localiza em áreas de proteção ambiental², que consistem em um espaço ambientalmente protegido, onde procura-se conciliar a população residente e seus interesses econômicos com a conservação ambiental, através de ações de ordenamento e controle do uso do solo e dos recursos naturais. Dessa maneira, o conhecimento acerca das áreas cársticas permite estabelecer medidas de preservação ou conservação, frente às práticas humanas que possam interferir nesse domínio de natureza frágil e de extrema importância ambiental.

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. Objetivo Geral

O presente trabalho tem como objetivo geral caracterizar as feições cársticas da região de Itambé do Mato Dentro, do ponto de vista geológico e geomorfológico, visando compreender os processos de formação inerentes ao desenvolvimento dessas formas.

1.2.2. Objetivos Específicos

Para isso, alguns objetivos específicos devem ser cumpridos, sendo eles:

- A) caracterizar as cavernas, sobretudo do ponto de vista morfológico tendo como os principais aspectos analisados: hidrologia, macro e micro formas, padrão da caverna em planta e perfil, morfologia dos condutos e seus depósitos químicos e clásticos;
- B) analisar os controles litológicos e estruturais no desenvolvimento das feições cársticas;

² APA Federal Morro da Pedreira, APA Municipal Itacurú e APA Municipal Córrego da Mata

- C) avaliar as cavernas no contexto geomorfológico local e regional, buscando vislumbrar a influência do relevo na formação e dinâmica das cavidades;
- D) investigar e quantificar informações sobre a morfometria das cavernas da área de estudo, a partir da comparação com dados de outras cavidades em rochas siliciclásticas, além das que são alvo da pesquisa.

1.3. HIPÓTESES DE TRABALHO

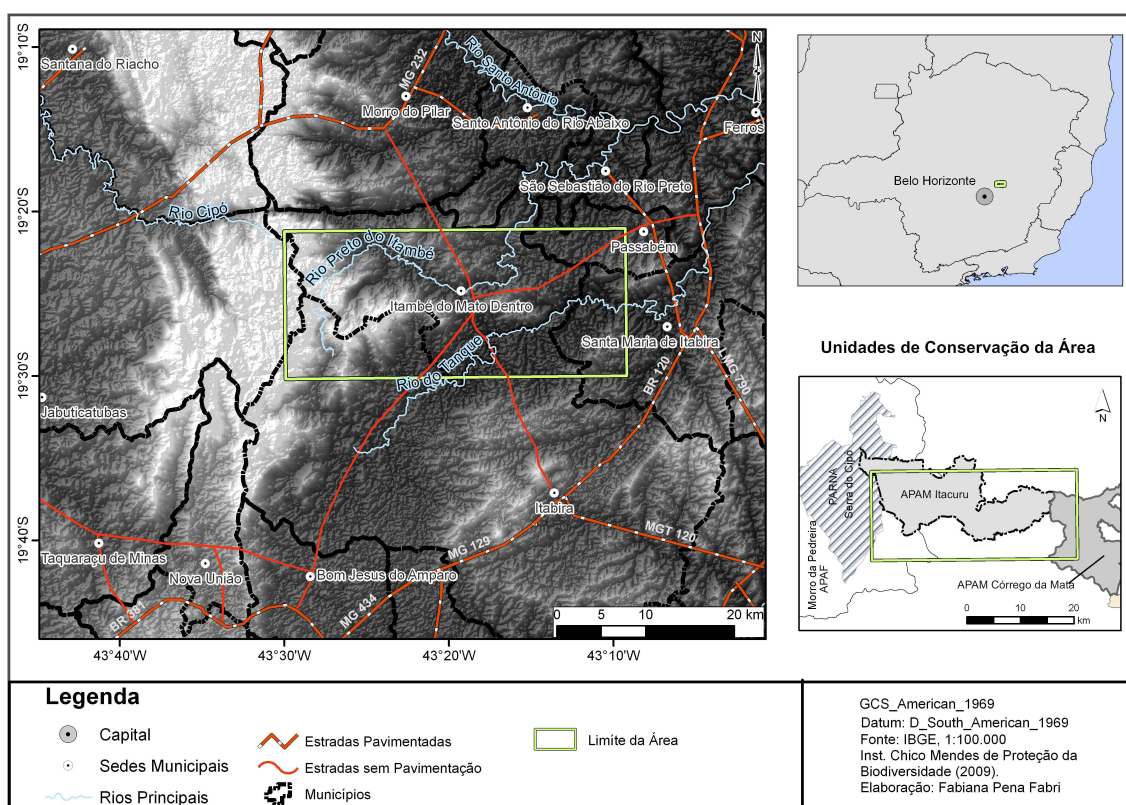
- A) As cavernas da área em estudo apresentam características comuns que indicam um padrão evolutivo;
- B) O alto gradiente hidráulico pode ser considerado como fator relevante no processo de carstificação em rochas siliciclásticas.

2. CARACTERÍSTICAS GERAIS DA ÁREA

2.1. LOCALIZAÇÃO

A área de estudo se situa a aproximadamente 100 km a nordeste de Belo Horizonte, capital do estado de Minas Gerais. As feições pesquisadas encontram-se distribuídas ao longo do município de Itambé do Mato Dentro, mas o limite total da área estudada abrange também os municípios de Jaboticatubas, Passabém, Santa Maria de Itabira e Itabira, localizados na região central de Minas Gerais. A área possui cerca de 417 km² e se situa entre as coordenadas 19°21'11" a 19°30'9"S e 43°29'57" a 43°9'22" a 43°29'57"N (Figura 1).

Figura 1. Mapa de localização da área de estudo.



A Serra do Cipó, onde se localiza a área de estudo, se destaca pela grande biodiversidade, além da riqueza arqueológica, pedológica, geológica, espeleológica, entre outras. Em função da necessidade de se preservar esse importante patrimônio natural,

foram criadas diversas Unidades de Conservação. O Parque Nacional da Serra do Cipó³ e a Área de Proteção Ambiental Federal Morro da Pedreira⁴ são unidades de conservação federais, geridas pelo ICMBio – Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade⁵. Outras unidades de conservação estaduais e municipais foram criadas com objetivo de preservar o entorno do Parque, “área núcleo” da Reserva da Biosfera da Serra do Espinhaço⁶, que correspondem às áreas mais preservadas de ecossistemas representativos ou importantes para preservação de processos naturais. A área de estudo (Figura 1) se insere neste contexto, ou seja, o equivalente à uma zona de amortecimento com ambientes similares ao Parque, constituída também pela Área de Proteção Municipal do Itacuru⁷ e Área de Proteção Municipal Córrego da Mata⁸ (ICMBio, 2009).

2.2.GEOLOGIA

2.2.1. GELOGIA REGIONAL

A área de estudo se localiza na borda sudeste da Serra do Espinhaço Meridional (Figura 2). Esta província pré-cambriana, por sua vez, limita o sudeste do craton São Francisco e amalgama-se, para nordeste, com a Faixa Araçuaí, considerada como de estruturação final no evento tectônico relativo ao Ciclo Brasileiro (cerca de 600 – 560 Ma) (ALMEIDA, 1977; ALMEIDA ABREU, 1995).

A idade da inversão tectônica que resultou na estruturação do orógeno é, ainda hoje, motivo de importantes controvérsias. Alguns autores têm defendido um caráter monocíclico de idade Brasileira, baseando-se principalmente nas semelhanças estruturais e metamórficas entre as unidades do Supergrupo Espinhaço e aquelas do Grupo Bambuí, nas regiões em que se encontram em contato (UHLEIN *et al.*, 1986, MARSCHAK *et al.*, 1989; UHLEIN, 1991).

³ Dec. nº 19.278 de 03/07/77 e Dec. nº 90.223 de 25/09/84.

⁴ Dec. nº 98.891 de 26/01/90.

⁵ Lei nº 11.516 de 28 de agosto de 2007. De 1989 a 2007, as unidades de conservação federais eram geridas pelo IBAMA, Instituto Brasileiro de Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis.

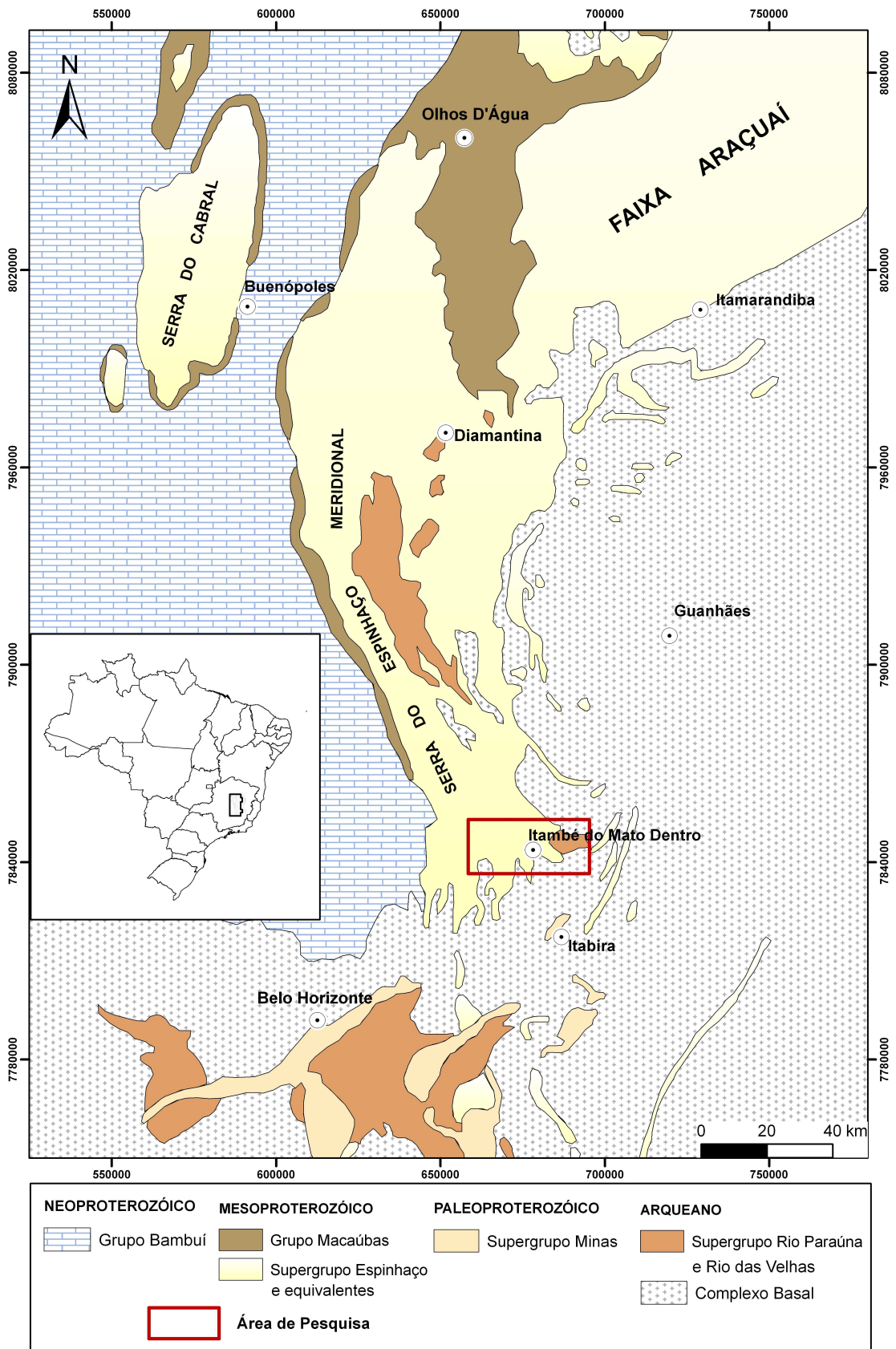
⁶ Promulgada em 27 de Junho de 2005.

⁷ Lei nº 429 de 28/09/01.

⁸ Lei nº 1.172 de 11/09/02

Figura 2. Mapa da área de estudo no contexto geológico regional.

Adaptado de Almeida Abreu (1995).



Por outro lado, outros autores (FOGAÇA, 1985; KNAUER, 1990; ALMEIDA ABREU, 1993; ALMEIDA ABREU & PFLUG, 1993, ALMEIDA ABREU, 1995) advogam um modelo policíclico com estruturação principal no final do Mesoproterozóico (Ciclo Uruaçuano entre 1,5 e 1,35 Ga) e reativação no Neoproterozóico (Ciclo Brasileiro), sendo a deformação conduzida segundo o quadro herdado pela estruturação do ciclo anterior.

As rochas arqueanas pré-Espinhaço (Tabela 1) são representadas pelas unidades Complexo Basal e Supergrupo Rio Paraúnas (ALMEIDA ABREU, 1995). A história sedimentar e metamórfica proterozóica resultou em quatro grandes unidades litoestratigráficas com diferentes comportamentos com relação aos processos de intemperismo que atuaram em escala geológica mais recente, e que controlam grande parte da formação do relevo em escala regional: unidade predominantemente quartzítica do Supergrupo Espinhaço; rochas metabásicas em forma de diques, *sills*, stocks e soleiras recortando a anterior; unidade predominantemente xistosa do Grupo Macaúbas e unidade pelítico-carbonática do Grupo Bambuí (ALMEIDA ABREU *et al.*, 1994).

O Supergrupo Espinhaço é a unidade metassedimentar de maior expressão em área, datada do Mesoproterozóico (ALMEIDA ABREU *et al.*, 1984). Este supergrupo é dividido em duas unidades principais: os grupos Guinda e Conselheiro Mata (Tabela 1). O Grupo Guinda (KNAUER, 1990) agrega uma espessa seqüência de sedimentos de origem continental, com metavulcanitos intercalados, relacionados à fase rifte da Bacia Espinhaço. O Grupo Conselheiro Mata (DOSSIN *et al.*, 1985) representa uma espessa pilha de sedimentos de origem marinha costeira com alguma contribuição de sedimentos de origem continental (ALMEIDA-ABREU, 1993; ALMEIDA ABREU *et al.*, 1994, ALMEIDA ABREU, 1995).

Tabela 1. Estratigrafia da Serra do Espinhaço Meridional.

Adaptado de Almeida Abreu *et al* (1994).

SUPERGRUPO ESPINHAÇO	GRUPO	FORMAÇÃO	LITOLOGIA	ESPESSURA (METROS)
	CONSELHEIRO MATA	9- Rio Pardo Grande		pelitos, arenitos, localmente carbonatos
8- Córrego Pereira			arenitos (puros, micáceo ou feldspático), localmente pelitos	- 250
7- Córrego da Bandeira			pelitos, arenitos	100 - 200
6- Córrego dos Bórges			arenitos (puros ou micáceos), localmente brecha / conglomerados quartzíticos	- 100
5- Santa Rita			pelitos, subordinadamente arenitos	100 - 250
GUINDA	4- Galho do Miguel		arenitos, localmente leitos pelíticos delgados	500 - 3000?
	3- Sopa Brumadinho		quartzitos, conglomerados, quartzitos micáceos e xistos	0 - 250
	2- São João da Chapada		arenitos (médios a grosseiros, puros ou micáceos), filitos hematíticos, conglomerado/brecha basal	0 - 300
	1- Bandeirinha		arenitos puros ou micáceos (incluindo red beds), conglomerados (subordinado), localmente brechas e pelitos	0 - 200

SUPERGRUPO RIO PARAÚNA	GRUPO COSTA SENA	sericita/muscovita xistos com +/- quartzo, cianita ou turmalina e subordinadamente quartzo xistos, quartzitos e vulcânicas ácidas ou básicas	0 - 600
	GRUPO PEDRO PEREIRA	talco xistos com +/- clorita e actinolita/tremolita, serpentinitos, cloritas xistos, formações ferríferas bandadas, localmente mica xistos e vulcânica ácidas.	0 - 250

COMPLEXO BASAL	GRANITO DE GOUVEIA	granitos, granodioritos, tonalitos
	GRUPO CONGONHAS	gnaiesses, migmatitos, localmente diorito

2.2.2 - GEOLOGIA LOCAL

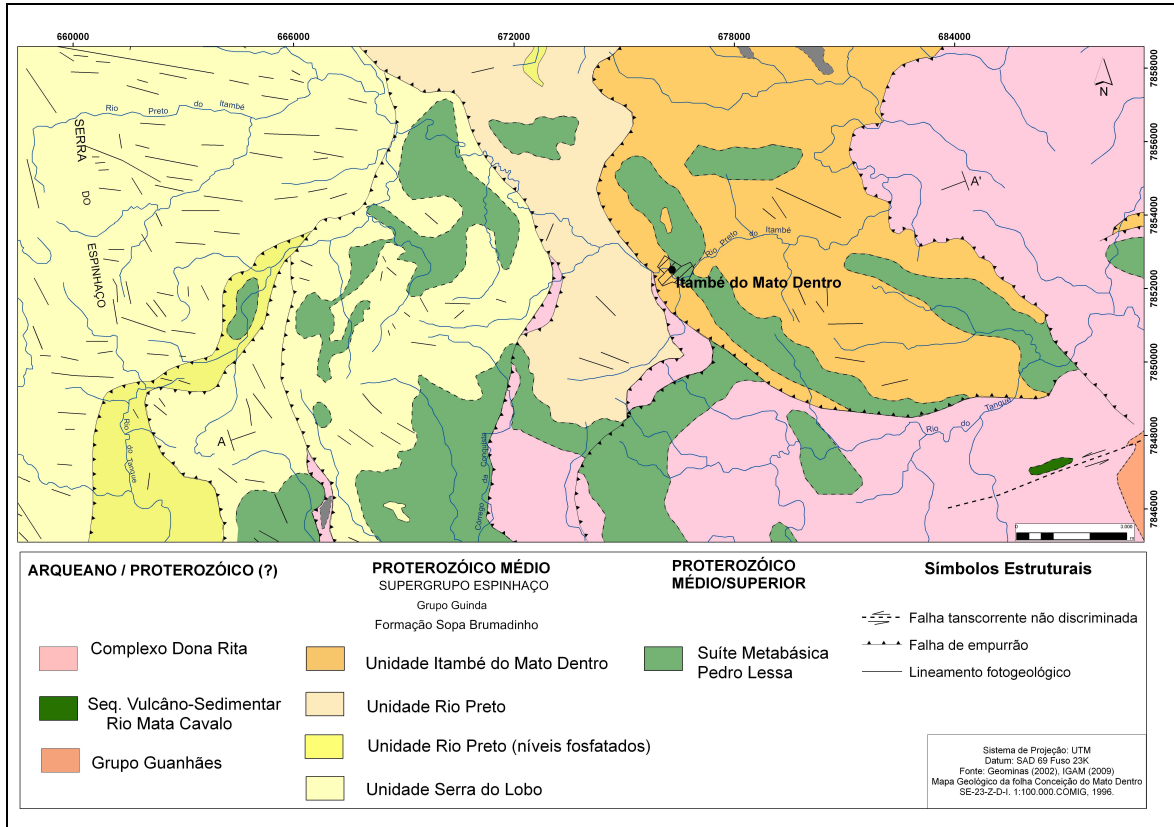
Na área abordada são reconhecidas unidades pré-cambrianas com desenvolvimento entre o Arqueano e o Proterozóico Superior: (i) os terrenos arqueanos gnáissico-graníticos-migmatíticos do Complexo Dona Rita (Complexo Basal); (ii) as rochas metassedimentares da Formação Sopa Brumadinho relacionadas ao Proterozóico Médio, do Supergrupo Espinhaço e (iii) as intrusões de metadiabásios a metagabros na forma de diques e sills do Proterozóico Médio e / ou Superior, representadas pela Suíte Metabásica Pedro Lessa (Tabela 1 e Figura 3).

2.2.2.1 - EMBASAMENTO

O complexo Basal que bordeja o leste da Serra do Espinhaço Meridional foi individualizado na área de estudo, sob a designação de Complexo Dona Rita. É constituído principalmente, de gnaiesses e migmatitos de composição granítica, com termos tonalíticos

subordinados. Corpos pequenos de anfibolito máficos e ultramáficos apresentando também feições polimetamórficas ocorrem localmente, intercalando nos gnaisses e migmatitos (GUIMARÃES,1992; GROSSI-SAD *et al.*, 1997).

Figura 3. Mapa geológico da área de estudo. Fonte: Geominas (2002).



Guimarães (1992) divide o complexo (denominado pelo autor como “complexo gnáissico-migmatítico) em dois domínios principais. Um é constituído por gnaisses de composição granítica e granodiorítica, texturas miloníticas ou granolepidoblásticas (com microclina, plagioclásio saussuritizado, biotita castanho-avermelhada e quartzo, além dos acessórios apatita, rutilo, allanita e zircão). O outro é constituído por migmatitos estromáticos e dictionítiticos (com leucossomas formado por microclina, quartzo e plagioclásio e melanossoma dominado por biotita); bandas de composição intermediária estão presentes.

2.2.2.2 -SUPERGRUPO ESPINHAÇO

Esta seqüência metassedimentar ocupa uma área expressiva na região estudada, sendo representada pela Formação Sopa Brumadinho. A Formação Sopa Brumadinho por sua vez é subdividida informalmente em três unidades: Serra do Lobo (quartzitos e

metaconglomerados), Rio Preto (quartzitos micáceos e xistos, sendo individualizados os principais níveis de fosfatos) e Itambé do Mato Dentro (quartzitos finos, puros e ferruginosos). Intercalações de filito hematítico e metaconglomerados polimíticos se encontram individualizadas. As características sedimentares sugerem uma variação faciológica lateral de oeste para leste (GROSSI-SAD *et al.*, 1997).

2.2.2.2.1 - *Unidade Serra do Lobo*

Esta unidade aflora na porção oeste da área de estudo, no contato com a Unidade Rio Preto. É constituída por quartzitos de granulação fina a grossa, com intercalações de metaconglomerados poli- ou monomíticos. Os quartzitos possuem coloração branca ou rosada e, em geral, exibem uma laminação de espaçamento milimétrico, definida por filmes pelíticos esverdeados ou ferruginosos. Localmente apresentam estratificação cruzada tabular, indicando a direção de corrente de oeste para leste (GUIMARÃES, 1992). Normalmente, apresentam baixa seleção, caracterizada pela ocorrência de grânulos de quartzo dispersos em matriz inequi- ou equigranular, de granulação fina a média. Apresenta a presença de hematita em grãos muito finos, muitas vezes formando aglomerados lineares centimétricos (GROSSI-SAD *et al.*, 1997).

Em geral, o quartzo é poligonizado, contudo, cristais tabulares com forte extinção ondulante podem ser localmente observados. A sericita alcança proporção de até 10%, concentrando-se em níveis delgados e descontínuos, que definem a foliação da rocha. Os minerais secundários mais comumente encontrados são a hematita, rutilo, turmalina (frequentemente zonada), zircão e, raramente, titanita (GROSSI-SAD *et al.*, 1997).

2.2.2.2.2- *Unidade Rio Preto*

Constitui-se por quartzitos finos, micáceos e laminados, contendo intercalações centimétricas a métricas de moscovita-quartzo xisto, quartzito hematítico, quartzito feldspático e quartzito carbonático. A quantidade de apatita intercaladas à essas litologias normalmente é muito limitada, podendo apresentar proporção de até 20% (em volume). Em geral, os quartzitos exibem tonalidade branca ou esverdeada e uma proeminente laminação definida por filmes pelíticos ou filmes ferruginosos. Mineralizações fosfatadas são encontradas em níveis centimétricos a decamétricos ao longo da faixa de exposição da unidade (GROSSI-SAD *et al.*, 1997).

Os quartzitos carbonáticos ostentam um aspecto resultante da dissolução do carbonato e posterior revestimento das cavidades por hidróxido de ferro. Mostram feições texturais semelhantes, contudo, podem apresentar até 20% em carbonato. Os grãos de carbonato (calcita predominantemente) são de granulação grossa (>2mm) e ocorrem geralmente em agregados ou concentrados em níveis. Inclusões de quartzo, feldspato e mica são comuns. Os quartzitos feldspáticos apresentam textura equigranular em mosaico recristalizado, com foliação definida pela orientação de finíssimas palhetas de mica branca. Quando semi-decompostos, exibem textura porosa devida a lixiviação dos cristais de feldspato. Segundo os autores (*op. cit.*) o quartzo encontra-se inteiramente cristalizado e constitui cerca de 80 a 90% da composição dessas rochas, enquanto o feldspato (microclina), em torno de 5 a 10%. Os quartzitos hematíticos ocorrem geralmente com intercalações centimétricas, em que a hematita aparece disseminada ou em agregados lineares. O quartzo-moscovita xisto pode ocorrer em camadas de espessura localmente superior aos 10m (GROSSI-SAD *et al.*, 1997).

2.2.2.2.3- Unidade Itambé do Mato Dentro

Grossi-Sad *et al* (1997) identificaram essa Unidade como formada por quartzitos finos de tonalidade branca, com laminações ricas em hematita. A laminação apresenta espaçamento milimétrico e é composta por filmes sericíticos e filmes ferruginosos constituídos de granulação muito fina que se concentram em agregados lineares preferencialmente orientados no plano da foliação principal (paralela ao acamamento).

Os quartzitos apresentam feições texturais e estruturais que justificam o aspecto vítreo e a tendência ao deslocamento, muito comuns nas rochas desta unidade. A textura é do tipo granoblástica fina a média (textura em mosaico poligonizado) definida pelos grãos de quartzo que atingem proporção de até 99%. Podem apresentar estrutura rítmica devida a alternância de faixas constituídas de grãos finos (0,1mm), grãos médios (0,2mm) e grãos mais grossos (0,4mm). A foliação é marcada pela recristalização e orientação de finíssimas palhetas de moscovita. Os opacos (hematita) se concentram em níveis descontínuos geralmente associados à moscovita (GROSSI-SAD *et al.*, 1997).

2.2.2.3 - ROCHAS INTRUSIVAS

2.2.2.3.1- Suíte Metabásica Pedro Lessa

As rochas dessa suíte compõem um grande centro vulcânico ao redor de Itambé do Mato Dentro (Figura 3). Para Guimarães (1992), essas rochas constituem grandes corpos intrusivos, tardi a pós-sedimentares e pré-tectônicos, tendo sofrido efeitos do último evento metamórfico regional progressivo, que na área de estudo varia de fácies xisto verde a anfibolito.

As rochas metabásicas exibem tonalidade verde escura a negras e são compostas essencialmente por minerais ferromagnesianos, principalmente anfibólios, além de plagioclásio saussuritizado. Pertencem a um tipo magmático comum e podem mostrar-se maciças ou foliadas, apresentando-se localmente milonitizadas. São referidas, coletivamente, como metabasitos (BIONDI, 1979), uma vez que englobam diabásios e gabros metamorfizados.

2.2.3- GEOLOGIA ESTRUTURAL

De acordo com Almeida Abreu *et al* (1994) e Uhlein *et al* (1986), a estrutura tectônica da área de estudo foi devida principalmente a extensos cavalgamentos de baixo a médio ângulo de mergulho, entre 10 a 50°, vergentes para oeste, caracterizados como zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis (Figuras 3 e 4). Estes cavalgamentos têm continuidade para norte e foram os responsáveis pela estruturação geral da Serra do Espinhaço Meridional.

Para Guimarães (1992) o evento Brasiliano gerou as principais deformações, que se desenvolveram preferencialmente nos contatos litoestruturais/ estratigráficos e foi responsável pelo empilhamento das unidades metassedimentares e por inversões estratigráficas, colocando rochas mais antigas (gnaiesses e migmatitos) sobre os metassedimentos mais novos (Figura 4).

As falhas têm direção geral N-S, infletindo, no entanto, nas suas terminações sul, para a direção E-W. Estas inflexões são caracterizadas como rampas oblíquas a laterais que podem ter sido geradas devido a presença de um corpo rígido (alto estrutural) a leste da área em questão, representado pelo “Granitóide Borrachudos” (Grupo Guanhões). Este “Granitóide” Borrachudos constitui, segundo a opinião de alguns autores (GUIMARÃES,

1992; LARA, 2002), uma unidade pára- autóctone, uma vez que seus contatos encontram-se milonitizados, que funcionou com um anteparo aos cavalgamentos.

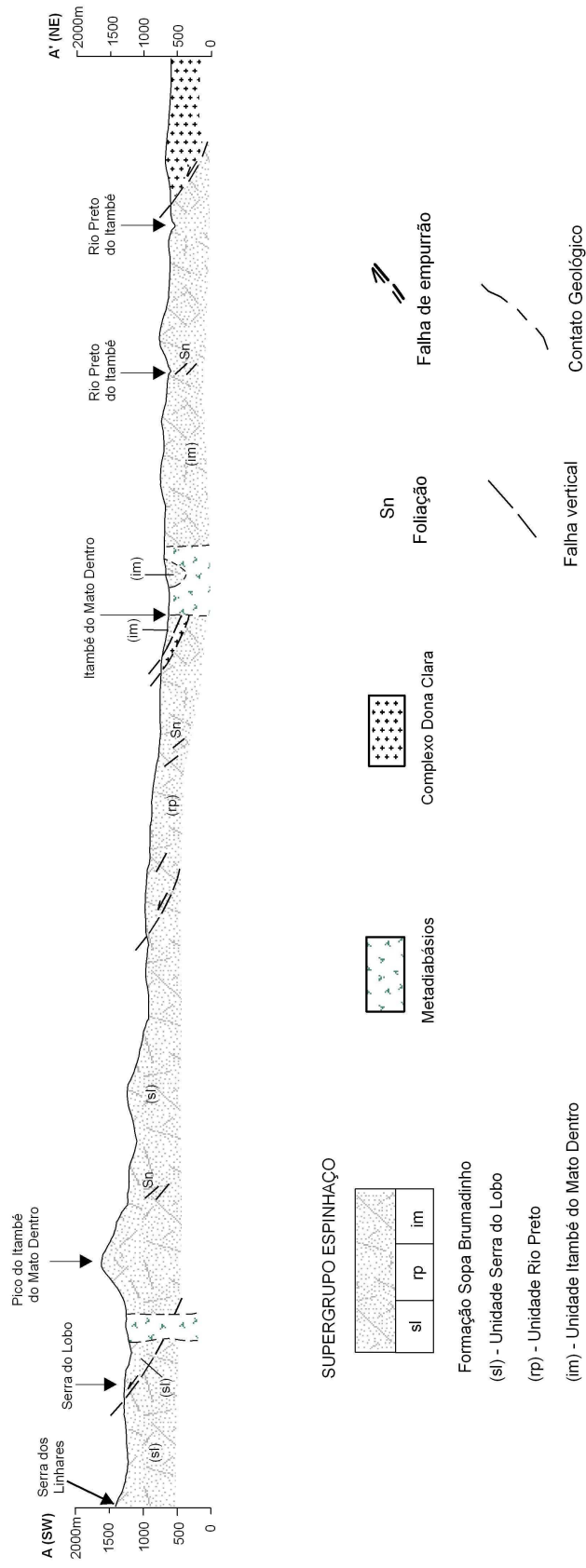
A foliação de direção N-S foi gerada no mesmo evento da deformação principal, com mergulhos suaves para leste. Esta foliação é, geralmente, paralela ao acamamento dos metassedimentos e está presente nos quartzitos e metabasitos. É definida principalmente pela orientação de micas, cloritas, anfibólios e hematita. Nas zonas de cisalhamentos, a foliação tem textura milonítica, tornando-se anastomosada e apresentando estruturas do tipo S-C, que indicam transporte geral de leste para oeste. Lineação de estiramento e dobras intrafoliais estão comumente associados a esta foliação que é, algumas vezes, afetada por clivagem de crenulação. Esta lineação é definida principalmente pela orientação de filossilicatos, cianita, hematita e anfibólio e é mais marcante onde a foliação é milonítica. Possui uma direção predominantemente N-S e mergulhos baixos para leste. Nos gnaisses e migmatitos pode-se observar uma foliação mais antiga de direção E-W e mergulho para N ou S (GROSSI-SAD *et al.*, 1997).

Dobramentos maiores, decamétricos, de eixo N-S, subhorizontal, ocorrem nos quartzitos da região. Neste caso, a foliação é o plano axial destas dobras. Estruturas rúpteis mais recentes truncam ou deslocam as unidades geológicas e estão representadas por lineamentos muito bem marcados por fotos aéreas e imagens de satélite (GROSSI-SAD *et al.*, 1997).

Foram observadas também fraturas e falhas normais e inversas, que cortam indiscriminadamente todas as estruturas de deformação principal. Estas estruturas foram desenvolvidas em regime totalmente rúptil e possuem direção principal N-S. Apresentam geralmente rejeito de poucos centímetros e não possuem expressão regional (GUIMARÃES, 1992).

O metamorfismo que atuou na área é de caráter regional e polifásico. As fases metamórficas correspondem a diferentes fases de deformação, cada uma delas caracterizada por dobras de atitude mais ou menos constantes. A fase inicial é responsável pela estruturação do embasamento e a última fase por falhamento de empurrão de provável idade Brasileira (GROSSI-SAD *et al.*, 1997; GUIMARÃES, 1992; LARA, 2002). Esta última fase de metamorfismo de caráter regional é considerada a mais importante, uma vez que afetou todas as litologias Pré-Cambrianas e teve características progressivas de fácies xisto verde e anfibólito, de oeste para leste, respectivamente (GUIMARÃES, 1992).

Figura 4. Perfil Geológico



Fonte: Grossi-Sad et al (1997)

2.3 - ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

2.3.1- CLIMA

O clima da Serra do Cipó é classificado segundo Köppen como tropical de altitude do tipo Cwb - Mesotérmico, com presença de duas estações bem definidas: verões brandos e úmidos e invernos secos de baixas temperaturas. Contudo, é importante ressaltar que esse conjunto orográfico, assim como outras regiões montanhosas, confere variações climáticas significativas entre vales e ao longo do gradiente altitudinal, de modo que regiões próximas podem apresentar climas bastante distintos, bem como outros componentes ambientais entre eles a vegetação, solo, hidrologia e padrões de drenagem.

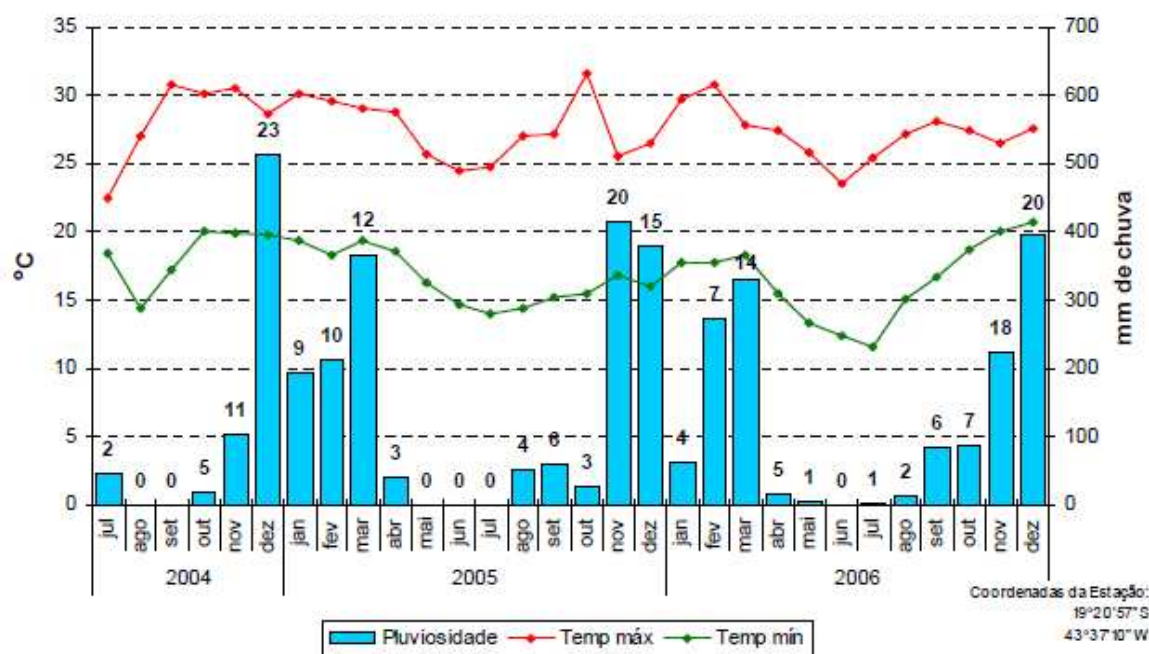
A altitude é um fator que condiciona a variação da temperatura e da precipitação: a temperatura diminui com aumento da altitude (6,4° a cada 1000m) e precipitação aumenta até um determinado nível (NIMER, 1979). A altitude representa um fator relevante para área de estudo, uma vez que possui uma topografia bastante acidentada, variando entre 550 e 1700m.

A heterogeneidade climática também pode ser atribuída aos sistemas de circulação atmosférica e a interação destes com a topografia. A conformação do relevo favorece a concentração das precipitações a leste da serra, área mais exposta à incidência de ventos alíseos Leste e Sudeste que penetram do litoral para o interior (NIMER, 1979). Desta forma, as áreas situadas a sotavento destas barreiras tendem a ser mais secas uma vez que apresentam índices pluviométricos mais baixos devido ao fato do ar já ter perdido parte, ou a totalidade, da sua umidade ao transpô-las (RICKLEFS, 2003).

Normalmente, a estação chuvosa se inicia em novembro e se prolonga até março, e a precipitação média anual situa-se entre 1.300 e 1.600 mm (Figura 5). As temperaturas médias ficam em torno de 21,2°C (IBAMA, 2004). No entanto, faltam estações meteorológicas para adequada caracterização climática da região. A diferença mais marcante entre as características climáticas nas encostas da Serra do Cipó pode ser verificada na estação seca, mais pronunciada na encosta oeste (cerrado), que chega a ter sete meses secos (abaixo de 60 mm mensais). Já a precipitação nas vertentes orientais, voltadas para o rio Doce, onde se localiza a área de estudo, pode superar a média reportada acima (ICMbio, 2009).

Figura 5: Dados Climáticos- Serra do Cipó.

Distribuição anual das chuvas (precipitação total em milímetros de chuva), entre julho de 2004 e dezembro de 2006 e médias mensais para temperaturas máximas e mínimas diárias. Os valores sobre as barras indicam o número de dias com chuva no mês. Todos os dados colhidos diariamente em quatro horários: 3, 9, 15 e 21 horas, na estação meteorológica da sede do Parque. Fonte: ICMbio (2009).



2.3.2- VEGETAÇÃO E USO DA TERRA

A região de estudo apresenta cobertura vegetal complexa, dada as diferentes características do meio: clima, solo, geologia e topografia (nível altimétrico). Possui predominantemente fitofisionomias do bioma Mata Atlântica, como florestas semidecíduais, em função da maior umidade da porção oriental da Serra do Cipó (ICMbio, 2009).

O bioma Mata Atlântica ocorre, geralmente, em níveis topográficos mais baixos como encostas dissecadas, vales encaixados e sobre as colinas do embasamento ou rochas metabásicas. É comum estar associada aos solos mais profundos da região (latossolos e argissolos), mas também se desenvolveram sobre solos mais rasos, como os neossolos (GEOMINAS, 2009). Espécies conhecidas como canelas-de-ema-gigante (*vellozia gigantea*), que habitam apenas as vertentes mais úmidas da Serra do Cipó são encontradas na área em questão.

O domínio dos Cerrados com formações do tipo cerrado *strito senso* e campos

tende a ocorrer de forma mais restrita nos topos dos planaltos e serras quartzíticas, sobre afloramentos de rocha e solos rasos e arenosos (Neossolo Litólico húmico e Cambissolo húmico) (ICMbio, 2009).

De acordo com o ICMbio (2009), a Serra da Vacaria, como era conhecida a Serra do Cipó na época das Bandeiras, representava um contraforte a ser vencido por tropeiros e viajantes que se dirigiam às regiões diamantíferas, principalmente ao Arraial do Tejuco (atual Diamantina) e ao Arraial do Serro Frio (hoje Serro). A escassez de metais preciosos e a baixa aptidão para agropecuária são um dos principais motivos pelos quais a região da Serra do Cipó conseguiu chegar até os anos de 1980 ainda muito pouco alterada (ICMbio, 2009).

Entretanto, nas últimas décadas as pequenas lavouras foram gradativamente substituídas por extensas áreas de pastagens. Nas vertentes orientais a degradação é ainda maior. A Mata Atlântica é a cobertura original mais degradada, muitas vezes associada a capões de mata, remanescentes de intenso desmatamento, antes para uso agrícola de suas terras mais férteis e mais recentemente, fortemente reduzidos pelo abuso do fogo para implantação ou renovação de pastagens. Atualmente, todos os municípios da região sofrem com a pressão da mineração de ferro, sobretudo Itabira onde o incentivo a mineração provocou severos desmatamentos, até mesmos nos capões de matas das áreas mais montanhosas (ICMbio, 2009).

As principais atividades econômicas desenvolvidas na região são agricultura de subsistência, pecuária e o turismo. A Serra do Cipó vive atualmente, a transformação de uma região marginal aos processos econômicos para uma área cada vez mais relacionada à dinâmica da região metropolitana de Belo Horizonte e que, progressivamente, tem no turismo a principal alternativa de emprego e fonte de renda.

2.3.3- GEOMORFOLOGIA REGIONAL

A Serra do Espinhaço é conhecida como um importante divisor hidrográfico do Sudeste Brasileiro, intercalando as bacias do centro-leste e a do rio São Francisco. Em Minas Gerais constitui um conjunto de terras elevadas de direção norte-sul e convexidade voltada para oeste.

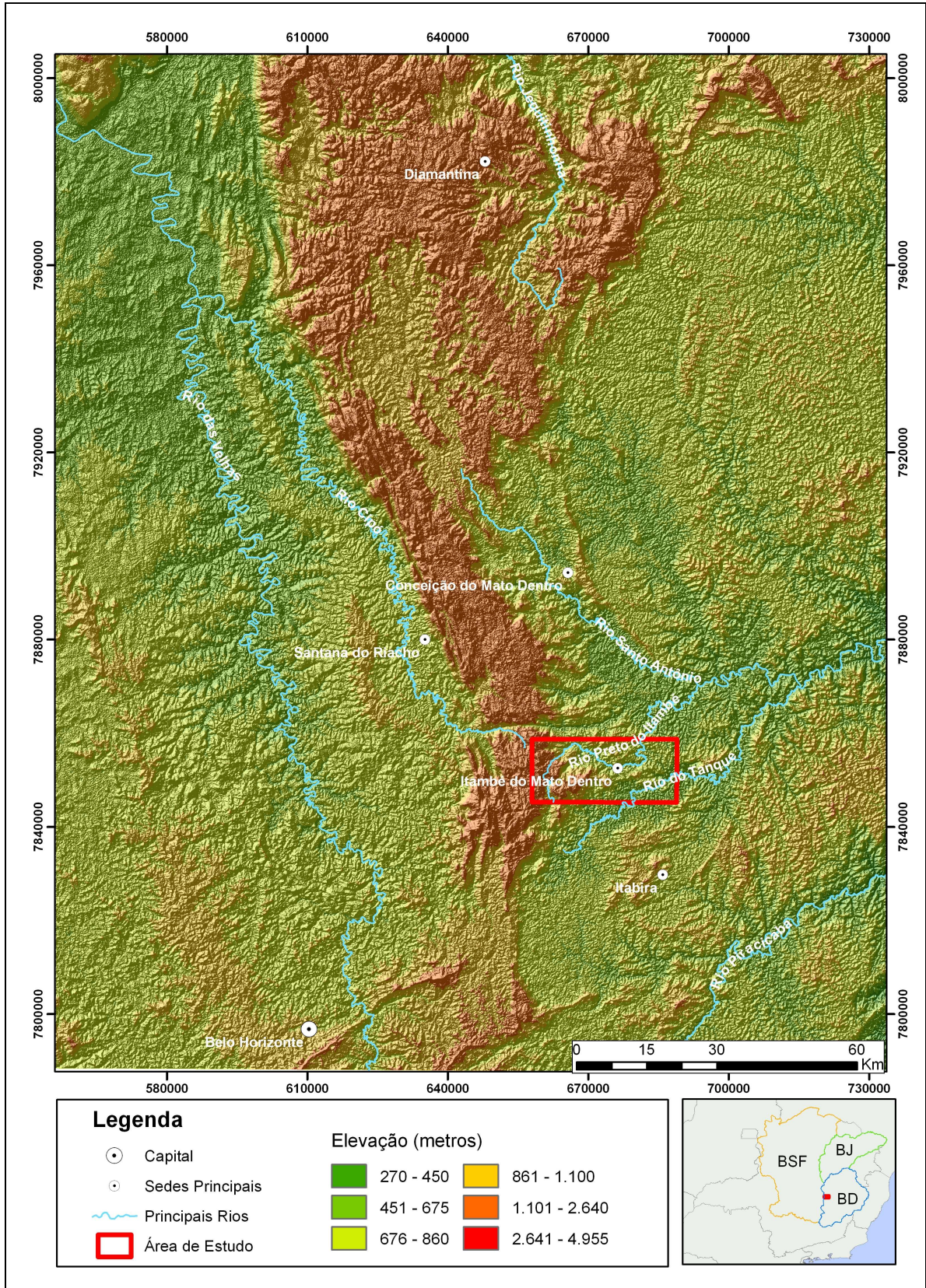
A Serra do Espinhaço Meridional constitui um orógeno do Pre-Cambriano que tem início nas nascentes do rio Cipó, alojadas na serra homônima e se separa da sua porção norte por uma zona deprimida de direção NW-SE, passando por Couto de Magalhães, a norte de Diamantina. A Serra do Espinhaço Meridional é composta em toda sua extensão, por uma cobertura rígida predominantemente quartzítica, no entanto, extremamente fraturada e cisalhada. As principais formas de relevo desenvolvidas a partir da dissecação fluvial são representadas predominantemente por cristas, escarpas e vales profundos adaptados às direções tectônicas e estruturais (SAADI, 1995).

As bordas do orógeno Espinhaço Meridional são escarpadas, contudo, apresentam algumas diferenças morfológicas relacionadas com as respectivas posições no contexto geotectônico regional. A escarpa da borda oeste constitui uma feição morfotectônica típica de *front* de cavalgamento, expressão de uma importante descontinuidade crustal que separa uma zona cratônica (cráton São Francisco) de uma faixa de dobramento (Planalto do Espinhaço Meridional). O escarpamento que constitui a borda leste do Espinhaço Meridional, onde se localiza a área de estudo (Figura 6), não apresenta a mesma regularidade e continuidade observada em sua borda oeste. O perfil geral forma uma concavidade voltada para leste e no detalhe, trata-se de um escarpamento descontínuo, com altura variável entre 100 e 400 m, freqüentemente composto por dois ou mais de graus e bruscas mudanças de direção. A grande variabilidade de resistência das rochas que ali se encontram intercaladas (quartzitos e conglomerados versus granitóide e xistos), aliada a grande variabilidade de estruturas tectônicas e suas diferentes direções parecem ser os elementos que melhor explicam esta configuração. Esta disposição do relevo proporciona um avanço diferenciado da frente de dissecação movida pelos afluentes de margem esquerda do rio Doce, que adentram esta parte do planalto (SAADI, 1995).

Autores como Pflug (1965) e Uhlein (1991) buscaram descrever os diferentes compartimentos morfológicos que compõem a Serra do Espinhaço. Estes mesmos autores descrevem a borda leste do orógeno como uma seqüência de *hogbacks*, orientada aproximadamente na direção norte-sul. Esta forma de relevo é dominada por elevações, individuais ou imbricadas, estruturadas através de *thrust sheets*. As cristas sustentadas por rochas quartzíticas (cujas altitudes chegam a superar 1500 m) encontram-se intercaladas tectonicamente a gnaisses do Embasamento, mostrando *front* para oeste e reverso ou *dip slope* para leste ou sudeste.

Figura 6. Geomorfologia regional da área de estudo.

Fonte: Imagem Áster (2010) IBGE- folha SE..23.D.1-1:100.00 (1997)



3 – REFERENCIAL TEÓRICO

3.1- EVOLUÇÃO DO CONCEITO DE CARSTE

O termo carste consiste em um conceito ainda em evolução, tendo passado por várias modificações desde a década de 1960, modificações estas que prosseguem até os dias atuais (HARDT *et al*, 2008). O nome *karst* é uma expressão germânica de uma palavra pré-indo-européia “*Krs*”, que significa paisagem nua, rochosa e sem água (FORD *et al*, 1989). Esta descrição é característica local de uma região calcária situada no oeste da Eslovênia, divisa com o norte da Itália. Os primeiros estudos científicos são provenientes dessa área, conhecida como *o carste clássico*, fazendo com que este termo fosse adotado para paisagens semelhantes.

O termo *carstificação* foi utilizado pela primeira vez por Cvijic em 1901 com intuito de diferenciar os processos envolvidos na formação do relevo cárstico daqueles conduzidos pela erosão fluvial (normal). Desde então, havia o conhecimento por parte dos pesquisadores de que o carste é um tipo de paisagem típica de rochas solúveis, sendo a água acidulada o principal agente geomórfico (PILÓ, 1998).

Embora a maior parte dos estudos se concentre em regiões calcárias, formas cársticas em litologias consideradas pouco solúveis, notadamente os quartzitos e arenitos, vêm sendo descritas em várias partes do mundo.

White *et al* (1966), Szczerban *et al* (1974) foram os primeiros autores a realizarem trabalhos mais amplos sobre carstificação em rochas ricas em sílica, abrindo um novo campo para as investigações cársticas.

Ainda que quantitativamente haja o predomínio dos processos mecânicos, a dissolução desempenha papel fundamental na iniciação do processo de carstificação das rochas siliciclásticas (MARTINI, 1979). No entanto, por se tratar de um processo muito longo, essas rochas foram consideradas praticamente imunes do ponto de vista da dissolução (TRICART, 1972). Esta idéia foi apoiada em função da pouca ou nenhuma susceptibilidade do quartzo (o principal mineral que compõem essas rochas) à dissolução, em condições naturais de temperatura e pH (KRAUSKOPF, 1972).

Em função disso, há na literatura uma tendência em se referir a tais formas como representantes de um pseudocarste, proporcionando várias discussões acerca da terminologia a ser empregada (JENNINGS, 1983; URBANI, 1986a; YOUNGER *et al.*,

1995; WRAY, 1997c). Segundo Urbani (*op cit.*) o termo carste passa a ser utilizado abusivamente para se referir a formas e litologias diferentes do *carste clássico*, perdendo o seu sentido original. De acordo ainda com o mesmo autor, o termo deveria ser empregado somente para rochas predominantemente carbonáticas (com calcita e/ou dolomita) e, conseqüentemente, seria conveniente criar outras denominações para as formas desenvolvidas em rochas quartzíticas. Algumas variações de nomenclatura foram sugeridas pelo autor, tais como pseudocarste, paracarste, carste quartzítico, paracarste quartzítico, etc.

Ainda na década de 1980, White (1988) adota uma definição mais abrangente considerando as paisagens desenvolvidas a partir do processo de dissolução como cárstica, independente da litologia. A dissolução, como condicionante das formas passa a ser avaliada, portanto, como um elemento fundamental para que uma paisagem seja considerada cárstica, ainda que não seja necessariamente o processo dominante (JENNINGS, 1985).

Contudo, apenas a solubilidade da rocha não é suficiente para explicar a elaboração dessas paisagens. A estrutura geológica também exerce papel decisivo, tendo em vista sua influência como condicionante inicial dos processos de dissolução, promovendo o alargamento dos vazios subterrâneos, o aumento da permeabilidade da rocha e progressiva substituição da drenagem superficial pela drenagem subterrânea, outra característica particular dos relevos cársticos (FORD *et al.*, 1989; GALÁN, 1991; PILÓ, 1998; HARDT *et al.*, 2008).

Neste contexto, o termo carste passa a ser mais amplamente empregado, inclusive para as rochas siliciclásticas, (JENNINS, 1985; WRAYb, 1997; DOERR, 1999) desde que o intemperismo químico condicione o surgimento da morfologia tipicamente cárstica. Já o termo pseudocarste é atribuído à formas de relevo semelhantes às paisagens cársticas, mas que não estão associadas ao processo de dissolução. Alguns exemplos são *criocarste* produzido por degelo em região de *permafrost* e *vulcanocaste* associado a materiais vulcânicos que, quando atacados por águas pluviais, desenvolvem formas de relevo que lembram uma morfologia cárstica (SUGUIO, 1999).

3.2 – GÊNESE E EVOLUÇÃO DE CAVERNAS EM ROCHAS SILICICLÁSTICAS

Diversas hipóteses foram propostas para explicar o desenvolvimento das feições cársticas em rochas quartzíticas e areníticas. O modelo genético postulado por Martini (1979) é o mais aceito pela comunidade científica. Segundo este autor o desenvolvimento do carste em rochas siliciclásticas abrange essencialmente duas fases, sendo a primeira dominada pelo intemperismo químico, onde a dissolução atua no domínio intergranular, dissolvendo o cimento e promovendo a individualização dos grãos de quartzo. Após esta fase de desagregação química denominada de “arenização”, prossegue a etapa controlada pelos processos erosivos, onde os grãos de quartzo podem ser evacuados, principalmente através do processo de “piping” (MARTINI, 1979).

Segundo Galán (1991) o desenvolvimento do carste em quartzitos ou rochas de composição siliciclásticas ocorre em função da dissolução da sílica, mas a fase erosiva via “piping” corresponde pela maior capacidade remoção quantitativa da rocha. Do ponto de vista químico, estima-se que a remoção do material nas rochas siliciclásticas por dissolução se restringe a 10% ou 20%, enquanto que os calcários geralmente compreendem de 90% ou mais do volume de rocha exportada.

O processo de dissolução das rochas siliciclásticas é ainda um tema bastante discutido, não havendo no meio científico um consenso com relação aos fatores condicionantes envolvidos. Isto é especialmente verdadeiro na ciência experimental, que carece de conhecimento sobre processos que ocorrem na sílica, se comparado ao que se observa nas rochas carbonáticas. Conforme será apresentado a seguir, pode-se considerar que existem várias suposições acerca dos fatores envolvidos na dissolução da sílica, mas com ausência ainda de uma base experimental concreta que as sustente.

3.2.1. Problemática Científica: Dissolução em Rochas Siliciclásticas

Os compostos de sílica estão presentes em todas as águas naturais. A maior parte não é proveniente da dissolução do quartzo, mas do intemperismo químico dos minerais silicatados, tais como feldspatos e micas que, normalmente são mais solúveis que a sílica pura (YOUNG *et al.*, 1992; WRAY, 1997b). Dentre os oito minerais compostos de sílica pura, apenas três são de importância imediata para o processo de carstificação, devida à sua freqüente ocorrência em rochas silicosas: quartzo, sílica amorfa e opala-A. O quartzo possui arranjo cristalino, sendo os dois últimos amorfos (WRAY, 1997b).

O intemperismo da sílica ocorre por meio da hidratação formando sílica ácida, que pode ser representado através da seguinte equação:



No entanto, a verdadeira natureza da sílica em dissolução, particularmente em condições de intemperismo, não é tão simples como demonstra a equação. A dissolução da sílica depende das propriedades da solução como: estado no qual a sílica se encontra (grau de cristalização ou fase amorfa), pH, tempo de realização das reações químicas; temperatura; presença de vários sais e compostos orgânicos e inorgânicos, entre outros fatores (YARIV *et al.*, 1979).

A resistência da sílica ao intemperismo químico é bastante variável. Essa variação ocorre em função dos seus diferentes estados morfológicos na qual ela se encontra. A sílica no seu estado amorfo apresenta maior grau de solubilidade quando comparada à sílica cristalina (Tabela 2).

Tabela 2. Solubilidade das diferentes formas de sílica.

Fonte: Szczerban *et al* (1974).

Formas de Sílica	Solubilidade a 25°C (ppm)
Quartzo	6
Calcedônia	17
Cristobalita	27
Sílica Gel	115

Tal situação levou White *et al* (1996) a sugerir que o quartzo pode ser intemperizado e transformado em opala, o que facilitaria a dissolução. A transformação do quartzo em opala, entretanto, não é termodinamicamente possível em condições de superfície (MARTINI, 2000).

A elevação da temperatura promove a aceleração da maioria das reações químicas, resultando num maior grau de dissolução. O mesmo pode ser observado no caso da sílica (Tabela 2). Esse fato levou muitos pesquisadores a crer que em meios naturais, as feições cársticas em rochas siliciclásticas se desenvolveriam necessariamente em regiões

tropicais. Embora seja possível observar uma tendência da concentração dessas formas nas zonas tropicais, existem registros da ocorrência desse fenômeno em climas temperados e até mesmo em latitudes subpolares, especialmente onde não se tem evidência de clima tropical pretérito (WRAY, 1997b).

Tabela 3. Solubilidade da sílica em diferentes temperaturas. Fonte: Szczerban *et al* (1974).

Temperatura	Solubilidade (ppm)		
	25°C	100°C	200°C
Quartzo	6	49	268
Cristobalita	17	83	322
Calcedônia	27	125	465
Sílica Gel	115	360	930

A sílica tende a se tornar realmente solúvel apenas em condições de pH superiores a 9. Segundo Krauskopf (1972) o ácido silícico é uma molécula neutra sem qualquer ionização considerável na gama de pH das soluções naturais. O ácido silícico, para o mesmo autor, apresenta analogias com o ácido carbônico, H₂CO₃, exceto pelo fato de que sua molécula contém uma molécula adicional de H₂O. Este ácido é muito mais fraco do que o ácido carbônico, tendo uma primeira constante de ionização mais de mil vezes menor:

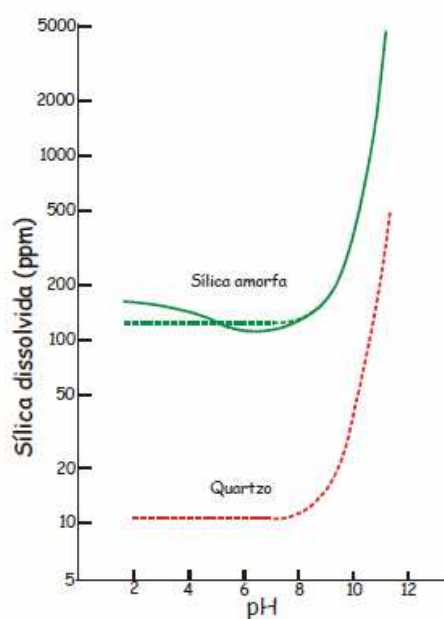


Baseado em experimentos laboratoriais, Krauskopf (*op cit.*) verifica que a solubilidade da sílica não é afetada para valores de pH menores que 9 e se manteria constante para valores entre 2 e 9 (Figura 7).

Dada a essas circunstâncias, baixas taxas de dissolução podem ser esperadas nas águas de arenitos e quartzitos, em geral inferiores a 10 ppm (GALÁN, 1991; WRAY, 1997A; MECCHIA *et al.*, 1999; WIEGAND *et al.*, 2004). Principalmente pelo fato de que em meios naturais, valores de pH igual ou superior a 9, raramente serão alcançados nos maciços rochosos quartzíticos, seja em águas superficiais ou subterrâneas (GALÁN, 1991).

Em decorrência da lenta taxa de dissolução das rochas silicosas, MARTINI (1979) sugere que o intemperismo dessas rochas procede ao longo das bordas dos cristais, que consistem em espaços muito estreitos, já que a solução necessita de um tempo maior para alcançar o ponto de saturação. Ele difere, portanto, do que se observa nos calcários ou dolomitos, uma vez que a taxa de dissolução dessas litologias são consideravelmente mais rápidas, sendo o processo de dissolução mais eficiente entre as discontinuidades litológicas (GALÁN, 1991; MARTINI, 2000). Martini (1984) propõe um modelo preliminar das taxas de dissolução em quartzitos, comprovando o longo tempo necessário para a efetiva desintegração da rocha.

Figura 7. Gráfico denotando a solubilidade da sílica em função do pH. Fonte: Krauskopf (1972).



A dissolução pode agir sobre uma matriz mais solúvel, que sustenta os grãos de quartzo (URBANI, 1986b; YOUNG, 1988; GALÁN, 1991; YOUNGER *et al.*, 1995). Esse material cimentante pode ser silicoso (sílica amorfa) ou de outra natureza, inclusive de origem carbonática (YOUNG, 1988). No caso dos quartzitos puros o processo de dissolução é ainda mais lento, pois o intemperismo atua diretamente sobre os grãos de quartzo desagregando com relação aos demais (DOERR, 1999; MARTINI, 2000, WIEGAND *et al.*, 2004).

Outro aspecto discutido é a capacidade de ácidos orgânicos influenciarem na taxa de dissolução da sílica. Contudo, ainda há controvérsia sobre a influência de compostos orgânicos na mobilização do SiO₂.

Alguns autores defendem a hipótese de que existe uma correlação positiva entre a concentração de ácidos húmicos e de SiO₂ dissolvidos na água (BENNET, 1991; BENNET *et al*, 1998). Em análises laboratoriais Bennet *et al* (1998) comprovam que a presença de ácidos húmicos na água (em condições de pH neutro) aumenta a solubilidade da sílica. Em testes de eluição os autores demonstram o aumento da solubilidade do quartzo em função da presença de diversos ácidos húmicos, formando um fraco composto complexo de SiO₂.

Por outro lado, há autores que reportam resultados diferentes dos trabalhos anteriores, associando os parâmetros de concentração de ácidos húmicos e SiO₂ dissolvidos na água. DREVER *et al* (1996) através de análise de laboratório constataram que os ácidos orgânicos não parecem aumentar significativamente a taxa de dissolução da sílica. Viers *et al* (1997) demonstraram que o silício não se liga a grande moléculas orgânicas. Wiegand *et al* (2004) verificaram uma relação negativa desses parâmetros analisados na geoquímica das águas, tanto no carste dos arenitos da Chapada Diamantina (BA), como no carste dos quartzitos da região de Ouro Preto (MG). A água superficial com alto teor de ácidos húmicos apresentou baixa concentração de SiO₂, o que foi atribuído à diminuição dos valores de pH. Ao mesmo tempo, a água subterrânea, devido ao contato mais longo com a rocha, apresentou baixa concentração de ácidos húmicos, com conseqüentes valores de pH mais elevado e maior solubilização da sílica. Já os experimentos em laboratório demonstraram que a presença de ácidos húmicos não aumenta o valor de saturação absoluto em SiO₂ na água, mas acelera a cinética de dissolução, quando presentes em altas concentrações.

Young (1988) menciona a hipótese de que a velocidade de dissolução da sílica poderia ser acelerada com a presença de elevadas concentrações de cloretos. Resultados apresentados por Icehower *et al* (2000) revelam que as taxas de dissolução da sílica podem ser elevadas em até 21 vezes quando são introduzidos NaCl em uma solução, mesmo em pequenas concentrações. Pelo fato dos resultados terem alcançado valores similares tanto para a sílica amorfa como para o quartzo, os autores assumem que outros principais solutos

presentes na água (potássio, magnésio e cálcio), também podem ser capazes de acelerar a superfície de reatividade da sílica amorfa na dissolução.

Também há autores que sugerem as bactérias como exercendo um papel importante na dissolução de algumas rochas silicosas (WILLEMS *et al*, 1988). Análises microscópicas revelam a assinatura geoquímica desses seres vivos nos minerais das rochas. Brehm *et al*, (2004) verificaram impressões de microorganismos (bactérias e cianobactérias), nas superfícies dos grãos de quartzo analisados nos *Tepuis* da América do Sul (Figura 8). As análises microscópicas também revelam que a associação desses microorganismos podem criar variações locais de pH de 3.4 (pH da água nos *Tepuis*) para valores acima de 9 (necessários para dissolução do quartzo). Segundo esses autores, a atividade fotossintetizante produzida por esses organismos associada ao consumo de CO₂ eleva o pH localmente em microambientes selecionados ao redor das células (Figura 9), enquanto que o declínio da atividade fotossintetizante (aumento da produção de CO₂) leva a uma diminuição dos valores de pH.

Da mesma forma, a atividade microbiana é conhecida por exercer um papel importante na concentração e precipitação da sílica. Willems *et al* (2002) identifica bactérias nos espeleotemas de uma caverna granítica no sul da República dos Camarões e sugere a possível participação desses organismos no desenvolvimento desses depósitos e no controle dos níveis de saturação da solução de sílica.

Viles *et al* (1994), por exemplo, relataram a probabilidade de líquens estarem envolvidos no processo de intemperismo das rochas areníticas e quartzíticas. Na maior parte das amostras analisadas dos arenitos das Montanhas de Cedarberg na África do Sul, existe evidências de que os líquens estão associados a remoção do cimento que envolve os grão de quartzo, ou atacando diretamente os minerais. Em microescala nenhuma forma específica foi verificada, mas atuação desses organismos parece estar intrinsecamente associada ao desenvolvimento da paisagem ruiforme da região, caracterizada pela presença de torres cársticas. Young (1988), também descreve paisagens similares no noroeste da Austrália, envolvendo processos semelhantes.

Figura 8. Figuras de dissolução de quartzo pela ação de bactérias e cianobactérias. Fonte: Brehm *et al* (2004).

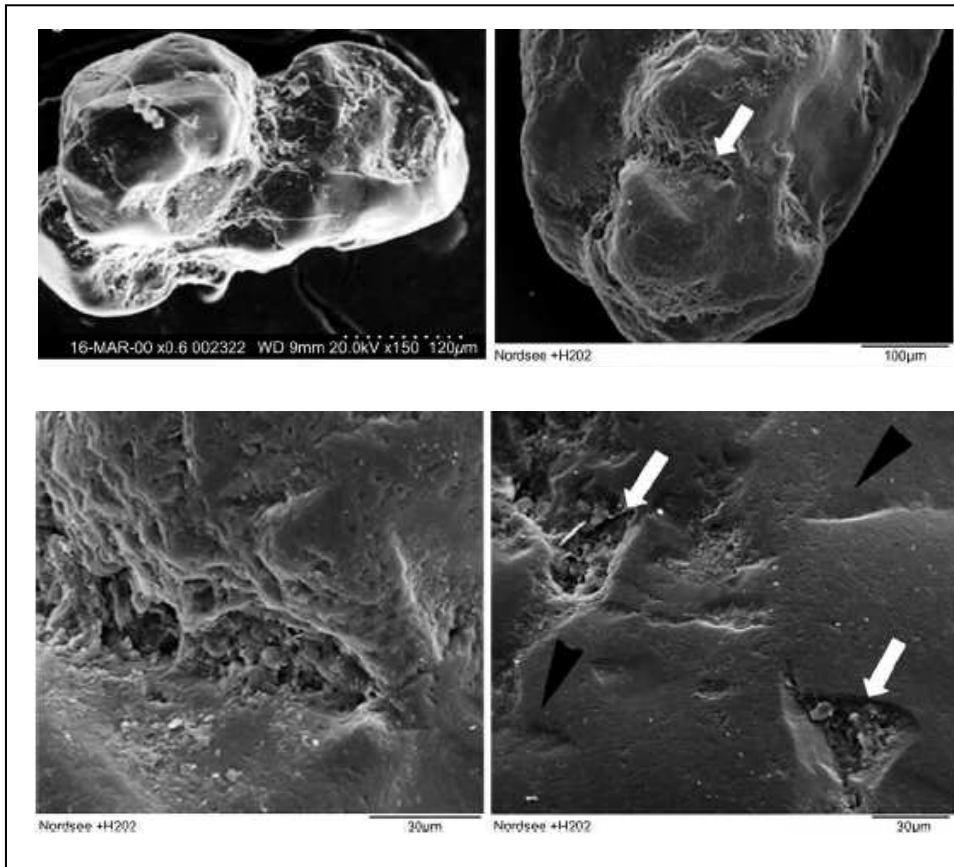
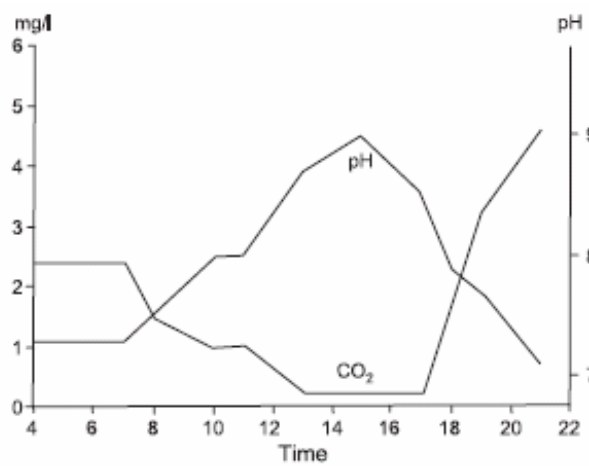


Figura 9. Gráfico da taxa de dissolução do quartzo em função do pH justaposto com o consumo de CO₂, associado com a atividade fotossintética. Fonte: Brehm *et al* (2004).



Em função da estabilidade da sílica e sua baixa alterabilidade, o relevo cárstico em quartzitos e arenitos é interpretado como tendo idades relativamente grandes, principalmente quando comparado com o carste carbonático.

Galán (1991) sugere que seriam necessários cerca de dois milhões de anos para o início da formação de um sistema cárstico silicoso. Essa assertiva de Galán (*op cit.*) encontra apoio no trabalho de Schulz *et al* (1999) que relatam que um grão de quartzo com 1mm de diâmetro, em condições ambientais normais, tende a permanecer inalterados por períodos superiores a 30 anos.

O fato de que muito dos locais onde se registra esse fenômeno são regiões de maior estabilidade tectônica, localizadas em áreas intracratônicas (SZCERBAN *et al.*, 1974; GALÁN, 1991), também deve ser considerado como um fator relevante para que se associem idades elevadas a essas formas. Sendo assim, o processo de carstificação em rochas silicosas, seria resultado de um processo longo e contínuo (GALÁN, 1991; WRAYb, 1997; SILVA, 2004).

3.2.2. PAPEL DAS DESCONTINUIDADES

A estrutura das rochas, representada pelo arranjo das geometrias planares e lineares, é essencial, tendo em vista sua influência como condicionante dos processos de dissolução da rocha (PILÓ, 1998). Segundo Martini (1979) a penetração das águas ocorre preferencialmente ao longo das fraturas da rocha, que se alargam durante a evolução cárstica. Dessa forma, para vários autores (SZCERBAN *et al.*, 1974; URBANI, 1986a; GALÁN, 1991; WRAY, 1997b; GALÁN *et al.*, 2004), é notável o forte controle que as estruturas geológicas exercem no desenvolvimento das paisagens cársticas.

A porosidade primária relacionada à porosidade intergranular, geralmente tem uma importância menor para o carste, uma vez que a maioria das rochas carstificáveis se apresenta de forma maciça, não permitindo uma circulação hídrica entre seus grãos. Já a porosidade secundária representada por juntas, planos de acamamento, fraturas, falhas, entre outras estruturas (descontinuidades), são de real importância no carste (PILÓ, 1998).

Para Young (1988), no entanto, as fraturas não exercem papel importante na gênese das feições cársticas nos arenitos do noroeste australiano. Segundo este autor a

dissolução pode atuar também como um todo na rocha, produzindo feições cársticas devido a variações da permeabilidade primária da rocha. Wray (1997a) sugere que arenitos com alta porosidade efetiva exibem notáveis formas cársticas, ao passo que arenitos que apresentam poros intersticiais não conectados (baixa porosidade efetiva) são apenas intemperizados de forma discreta.

A maior parte das feições cársticas areníticas e quartzíticas (torres, corredores, abismos, dolinas e cavernas) possui gênese relacionada às estruturas da rocha (WRAY, 1997b). As cavernas em rochas silicosas tendem a se desenvolver na borda de escarpas, onde a descompressão da rocha tende a gerar fraturas mais abertas (MARTINI, 1979; GALÁN, 1991; WRAY, 1997b).

Jennings (1983) destaca a influência das estruturas no desenvolvimento de torres, corredores e cânions nos arenitos do noroeste da Austrália. Segundo o autor, a percolação da água, principalmente, ao longo de juntas durante um período prolongado resultou no desenvolvimento da paisagem ruiniforme da região.

Nos *Tepuys* venezuelanos, Galán (1991) descreve formas como cânions, torres e labirintos formados a partir de uma profunda rede de fraturas verticais, que promove o dissecamento intenso do terreno.

Urbani (1986b) enfatiza o papel da grande densidade das fraturas, ainda na fase inicial do desenvolvimento das cavernas quartzíticas no Sul da Venezuela. Essas estruturas proporcionam a infiltração da água e, conseqüentemente, a dissolução em grandes profundidades podendo, eventualmente, estender-se lateralmente através de planos de estratificação.

Corrêa Neto *et al* (1997) e Silva (2004) destacam a importância dos planos estratigráficos na gênese das cavernas da Província Espeleológica Andrelândia, na região sul de Minas Gerais. Segundo esses autores, os planos de acamamento compostos principalmente por micas de granulometria mais fina, são mais susceptíveis ao intemperismo com relação aos quartzitos grosseiros, que constituem a maior parte do pacote litoestratigráfico local.

3.2.3- A ETAPA EROSIVA: PROCESSOS DE “PIPING” EM CARSTE DESENVOLVIDOS EM LITOLOGIAS SILICICLÁSTICAS

A espeleogênese em arenitos e quartzitos ocorre em função da dissolução através das descontinuidades, mas principalmente através das superfícies intercristalinas ou do cimento que une os grãos de quartzo. Este processo, denominado “arenização” (MARTINI, 1979) leva a transformação dessas rochas em material friável, muito poroso e permeável (Figura 10). A dissolução, ainda que em pequenas quantidades, diminui a coesão da rocha de maneira exponencial, tornando-a susceptível à remoção mecânica dos grãos individualizados (WRAY, 1997a).

Diferentemente do que se observa nas rochas carbonáticas, o processo de dissolução produz um grande volume de material residual, essencialmente insolúvel (grãos de quartzo). Esse material deve ser lixiviado de modo a produzir canalículos que caracterizam uma rede de drenagem via “piping” (JENNINGS, 1983). Entretanto, pouco se conhece sobre os mecanismos iniciais desse processo, sendo considerado na literatura como quase sempre explicações análogas aos processos de *pipes* observados em sedimentos inconsolidados (Figura 10).

De forma geral, a remoção mecânica em rochas siliciclásticas, designada “*piping*”, consiste em remover mecanicamente partículas sólidas, resultando na formação de condutos, que podem evoluir formando galerias subterrâneas em alguma parte do sistema (Figura 11).

Duas condições parecem essenciais ao desenvolvimento da etapa erosiva em carstes siliciclásticos: disponibilidade hídrica e alto gradiente hidráulico, sendo que ambas devem ocorrer de forma integrada.

Assim como no carste carbonático, alguns autores destacam a importância da topografia como condição necessária para que a água circule, favorecendo a remoção mecânica das rochas siliciclásticas (MARTINI, 1979; GALÁN, 1991; PALMER, 1991). Entretanto, em função do maior volume de material produzido após a fase evolutiva inicial de dissolução, em relação às rochas carbonáticas, o alto gradiente hidráulico foi ressaltado por alguns autores como fator fundamental na gênese de cavernas em rochas siliciclásticas (CORRÊA NETO, 1997; CORRÊA NETO *et al* (1997); SILVA, 2004).

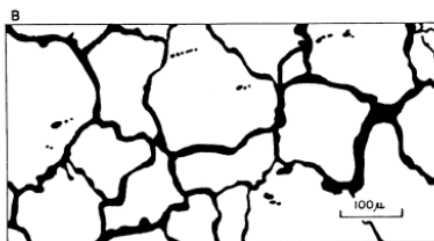
A remoção da sílica se torna realmente eficiente onde a circulação de água é mais significativa. Caso contrário, a sílica não é removida com eficácia podendo ser reincorporada ao sistema através da formação de clastos (YOUNG *et al.*, 1992). Assim, as cavidades em rochas siliciclásticas também ocorrem com frequência em locais de elevado gradiente hidráulico, como borda de falésias favorecendo o “piping”, principalmente se a camada carstificável estiver mergulhando em direção à escarpa (AULER, 2004). Desta forma, o desenvolvimento de caverna na borda de escarpamento contribui para o recuo progressivo dos mesmos.

Figura 10: Esquema hipotético do modelo de “arenização” de Martini (1979).

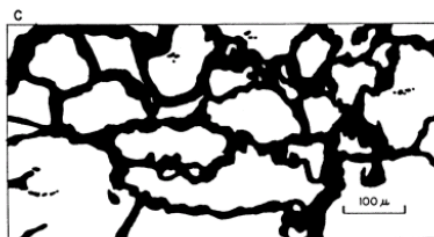
Fonte: Galán (1991).



A – Quartzito quase inalterado



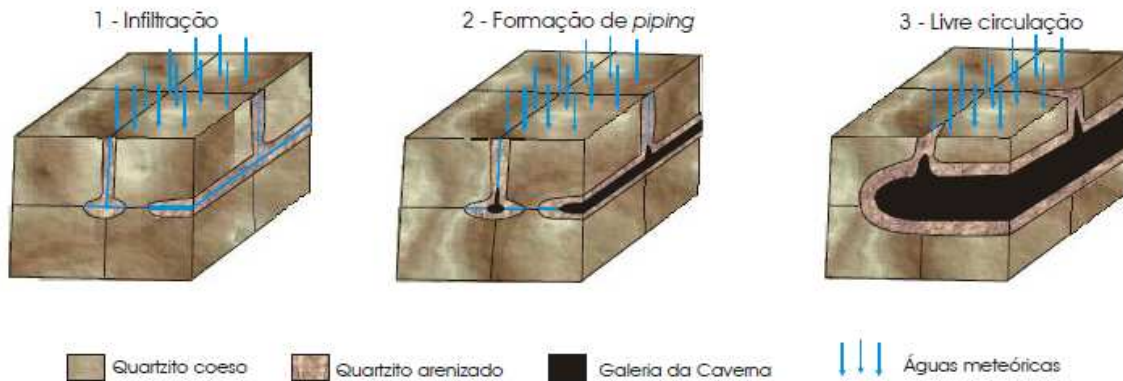
B- Arenização numa fase intermediária



C- Estado avançado de arenização

Figura 11. Modelo de formação de condutos por arenização e *piping*.

Fonte: Silva (2004) adaptado de Wiegand *et al* (2004).



3.3- A OCORRÊNCIA DO CARSTE EM ROCHAS SILICICLÁSTICAS NO BRASIL

Durante um longo tempo acreditou-se que os quartzitos e arenitos não eram carstificáveis. Por esse fato, ainda hoje existem poucos registros desse fenômeno em nível mundial. As quatro principais regiões geográficas que exibem formações de grande magnitude, consideradas referências na literatura são: os *tepuys* na Amazônia Venezuelana, onde foram realizadas várias pesquisas (SZCZERBAN *et al.*, 1974; URBANI, 1986b, WHITE *et al.*, 1966; DOERR, 1999; GALÁN *et al.*, 2004); a península do Cape na África do Sul (MARTINI, 1979); Austrália, sobretudo no noroeste das Kimberleys (JENNINGS, 1983; YOUNG, 1988; WRAY, 1997a) e o Brasil.

O território brasileiro provavelmente possui o maior acervo cárstico em rochas siliciclásticas em termos de extensão e diversidade. Feições cársticas neste tipo de rocha são bastante comuns no território nacional, abrangendo vários períodos de tempo geológico e ocorrendo sob diversos domínios climáticos (Figura 12).

Nos *tepuys* brasileiros, noroeste do estado Amazonas, foi registrada a maior caverna em desenvolvimento vertical do Brasil, com -670 m de desnível: o abismo de Guy Collet (EPIS, 2007). No estado do Amazonas, registra-se ainda cavernas em arenitos nas proximidades de Manaus, no município de Presidente Figueiredo (DOUGLAS *et al.*, 1994) e na região nordeste do estado, a Província do Arenito Alto Urubu- Uatumã. No estado do

Pará existem registros de duas províncias espeleológicas areníticas, a de arenito Monte Alegre e de quartzito Araguaia-Serra da Andorinha (SUGUIO, 1999).

No estado do Mato Grosso, na região da Chapada dos Guimarães foi registrada a ocorrência de grutas desenvolvidas em arenitos constituintes das formações basais da Bacia Sedimentar do Paraná (BORGHI *et al.*, 2002). Esta bacia apresenta, provavelmente, o maior número de regiões cársticas não-carbonáticas do Brasil. Na região da Chapada dos Guimarães e Parecis se encontra uma das maiores cavernas em arenito do país, a gruta do Aroê-Jari, com desenvolvimento superior a 1500m (HARDT *et al.*, 2008).

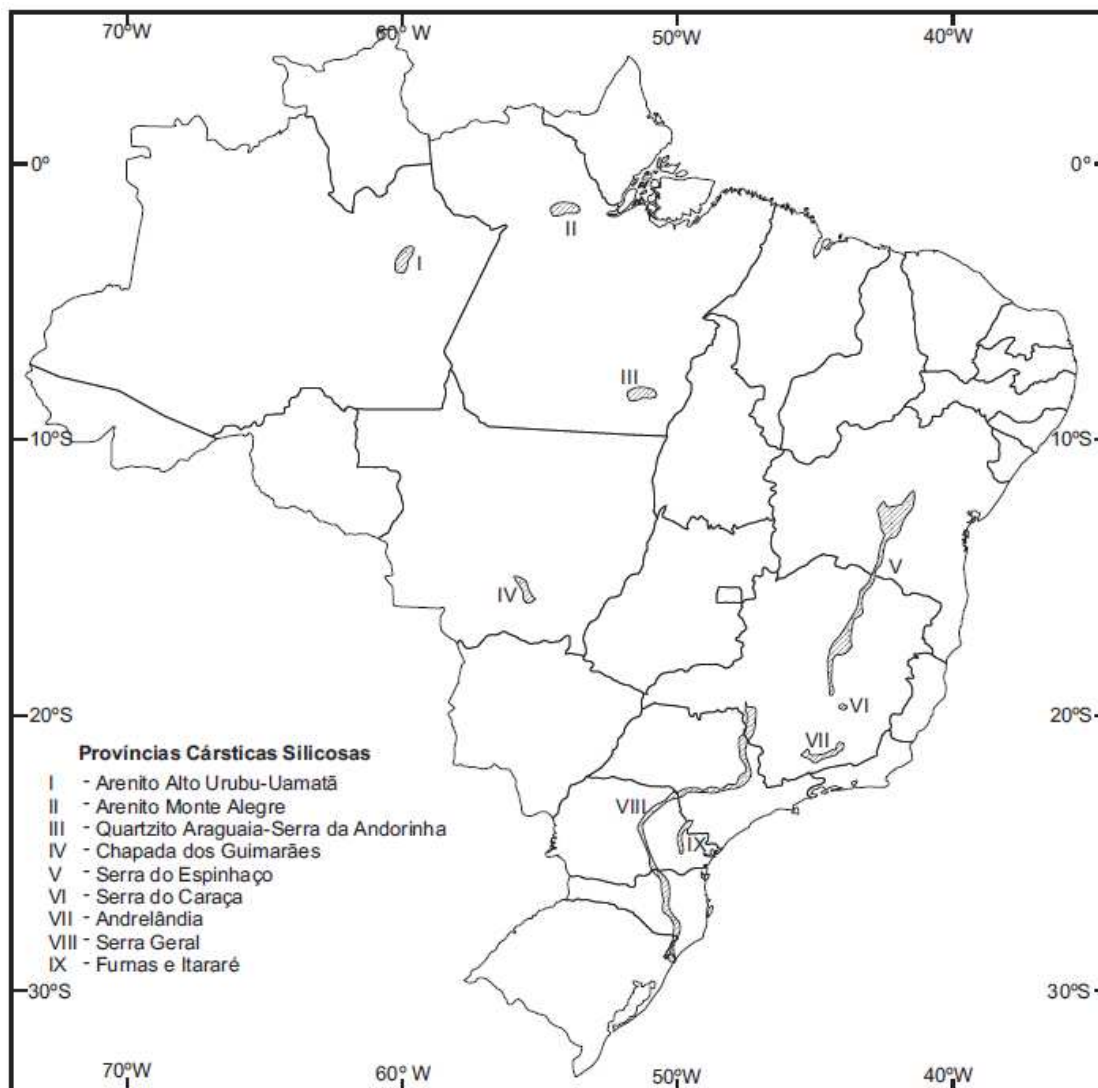
Na Serra Geral, que se estende desde o sul de Minas Gerais ao Rio Grande do Sul, a ocorrência de cavidades nos arenitos Triássico-Jurássico da Formação Botucatu e Pirambóia já eram conhecidas desde o final do Século XIX, mas os primeiros trabalhos científicos foram publicados no final da década de 70 do século XX (WERNICK *et al.*, 1979). Na Serra do Itaqueri, em Itapeúna – SP, são registradas cavidades expressivas nessa litologia (RIBEIRO *et al.*, 1994).

O Estado de Minas Gerais é a região onde se tem conhecimento do maior número de ocorrência desse fenômeno. A região não se destaca apenas pela quantidade de cavernas registradas, mas também pela extensão das cavidades em litologia silicosa.

A região sudeste de Minas Gerais apresenta extensas áreas de ocorrência de quartzitos, que constitui a Província Espeleológica Andrelândia (CORRÊA NETO *et al.*, 1997), onde são encontradas cavernas de grandes dimensões nos municípios de São Tomé das Letras, Carrancas e Luminárias. Na Serra do Ibitipoca no município de Lima Duarte, é onde se verifica na região, o maior potencial cárstico nesta litologia, com cavernas bastante expressivas, entre elas a Guta das Bromélias, com desenvolvimento linear de 2750 m (AULER, 2004; SILVA, 2004).

No Pico do Inficionado da Serra do Caraça, localizada na região sudeste do Quadrilátero Ferrífero, destaca-se a gruta do Centenário, com desenvolvimento linear superior a 4km. Esta gruta é considerada uma das maiores cavernas em quartzito do mundo em desenvolvimento vertical. No entorno de Ouro Preto, cavidades de menor porte foram estudadas no Serra do Itacolomi (WIEGAND *et al.*, 2004).

Figura 12. Mapa preliminar de distribuição das províncias cársticas silicosas brasileiras. Fonte: Silva (2004) modificado de Suguio (1999).



Na província do Espinhaço que se estende desde as proximidades do município de Belo Horizonte até a região central da Bahia, também estão localizadas grutas que já foram alvo de estudos. Nos quartzitos Paleo/Meso-Proterozóicos, destaca-se a Gruta do Salitre, em Diamantina (BRICHTA *et al.*, 1980) e do Lapão, na Chapada Diamantina (Lençóis, BA) com desenvolvimento superior a 1 km. Nos arenitos eólico-fluviais da Formação Tombador na Chapada Diamantina algumas feições cársticas também foram investigadas (WIEGAND *et al.*, 2004). No sudeste da província foi desenvolvido um estudo preliminar de geomorfologia cárstica das cavernas quartzíticas da Serra Cabeça de Boi, no município de Itambé do Mato Dentro (MG) (CRUZ *et al.*, 1999). Outras cavernas

foram identificadas na região de Itambé do Mato Dentro que também serão objetos de estudo neste trabalho, entres elas destaca-se a Gruta Baixada das Crioulas com desenvolvimento superior a 1 km.

O território brasileiro abriga inúmeras feições cársticas em litologia siliciclástica, que se acredita não terem sido estudadas, ou até mesmo cadastradas. A maior parte das feições cársticas típicas de relevo em calcário como dolinas, lapiás, torres, drenagem subterrânea e cavernas já foram reconhecidas em rochas siliciclásticas. Formas cársticas superficiais raras vezes foram objeto de estudos no Brasil, salvo estudos isolados (GENSER *et al.*, 1977; BRICHTA *et al.*, 1980; SALLUN FILHO *et al.*, 2007).

Apesar de o Brasil apresentar um dos maiores potenciais do mundo para ocorrência desse fenômeno, há carência de trabalhos quantitativos voltados para a morfometria, hidrologia e geoquímica das formas e processos envolvidos. Dessa maneira, é de extrema importância que o estudo cárstico em rochas siliciclásticas extrapole esta fase descritiva em que atualmente se encontra e passe a quantificar as feições cársticas, conforme vêm sendo realizado por vários autores em terrenos calcários.

4.MÉTODOS DE TRABALHO

4.1.ETAPA PRÉ-CAMPO

4.1.2.Revisão Bibliográfica

Inicialmente foram realizadas algumas considerações sobre a evolução do conceito de carste, buscando inserir as rochas siliciclásticas neste contexto. Segundo Jennings (1983) a dificuldade em se empregar os termos carste ou pseudocarste provém da incerteza dos processos que operam sobre a forma. É neste sentido, portanto, que buscou-se através da bibliografia elucidar as questões que de fato, estão associadas ao relevo cárstico ou formas cársticas.

Em seguida, a revisão literária foi direcionada para trabalhos que abordassem assuntos relacionados aos processos de carstificação em rochas siliciclásticas e suas variáveis: dissolução da sílica, influência das descontinuidades, a fase de intemperismo físico (fenômeno de “pipes”) e outros. Esta etapa foi de fundamental importância, pois com base nessas leituras foi possível adotar métodos e técnicas de trabalho para a melhor execução da pesquisa.

Para compreender melhor o processo de dissolução, buscou-se na literatura, trabalhos mais recentes que permitissem identificar quais os agentes responsáveis pela dissolução da sílica e de que forma eles atuam neste processo.

Posteriormente, foi desempenhada uma investigação dos trabalhos anteriormente realizados na área em estudo (CRUZ *et al.*, 1999), além de assuntos relacionados aos aspectos do meio físico local e regional, como geologia, geomorfologia, hidrologia, pedologia e clima. Mapas da geologia local folha Conceição do Mato Dentro – SE-23-Z-D-I.1:100.000.CODEMIG, 1996 e regional (adaptado de Almeida Abreu, 1993), geomorfológico regional (imagem ASTER, 2009) e pedológico (ICMbio, 2009) foram confeccionados com intuito de auxiliar na execução dessa etapa.

A priori, a Serra Cabeça de Boi foi definida como sendo a área de amostragem, em função da ocorrência de cavidades identificadas e caracterizadas em estudos anteriores: Gruta dos Milagres I, Toca do Funil I, Toca da Esteira, Toquinha e Toca da Gameleira (CRUZ *et al.*, 1999). No entanto, optou-se por expandir o número de amostras para no mínimo dez cavernas, provavelmente uma amostragem representativa para tentar definir um possível padrão de desenvolvimento das cavernas da região.

Por fim, foi feita uma revisão sobre carste em rochas siliciclásticas registrados na literatura até o momento, para elaborar uma relação da ocorrência e do estudo deste fenômeno no âmbito global e do território brasileiro.

4.2. ETAPA DE CAMPO

Os trabalhos de campo visaram realizar o reconhecimento da área de estudo e das feições cársticas já identificadas, prospectar novas feições, além de identificar, analisar e quantificar informações diversas. No total, foram contabilizados 33 dias para a etapa campo.

4.2. 1. Prospecção

A fase de prospecção foi concluída após vários trabalhos de campo, que contabilizaram o total de 17 dias. As informações a respeito da localização das cavernas e feições superficiais foram adquiridas com base em trabalhos anteriores realizados na área (CRUZ *et al.*, 1999) e, sobretudo, através de entrevistas junto à população local.

Após identificar e localizar todas as feições para objeto de estudo, selecionou-se o polígono da área de pesquisa que representasse uma melhor contextualização morfo-hidrológica. A Serra Cabeça de Boi, Serra do Lobo, Serra dos Linhares, Serra da Lapa e parte da Serra do Espinhaço foram consideradas como importantes unidades geomorfológicas, em função da topografia com grandes desníveis que geram gradientes hidráulicos maiores representando, portanto áreas de maior potencial para ocorrência de cavernas. Da mesma forma, os rios principais, Rio do Tanque e Rio Preto do Itambé, foram tomados como níveis de base da área de estudo.

4.2. 2. Mapeamento Topográfico

Pelo fato das grutas da região não se encontrarem topografadas no nível de precisão necessário para este estudo, foram organizadas equipes de integrantes do Instituto do Carste para mapear as cavidades encontradas.

Os instrumentos utilizados para o mapeamento dessas cavidades foram bússola, clinômetro Suunto de leitura direta e trena a laser. O grau de topografia empregado é 4C, conforme a proposição da *British Cave Research Association* – BCRA. Sendo que o número 4 representa o grau de precisão entre 1 e 2,5° para azimute, inclinação e valores de

distância com margem tolerada de erro entre 10 e 50 cm. Já a letra C, significa que as medidas de detalhe são feitas somente junto às bases topográficas.

4.2. 2. Coleta de Dados

Em campo foram coletados dados diversos para o estudo das feições endocársticas e exocársticas. No interior das cavernas foram realizados os seguintes procedimentos:

(i) detalhamento geomorfológico com objetivo de identificar os aspectos morfológicos, por meio da análise da morfologia dos condutos e de microformas. Este procedimento se justifica, uma vez que padrões morfológicos diferentes denotam a ocorrência de processos distintos de formação e estágios de desenvolvimento das cavidades;

(ii) detalhamento geológico das cavernas buscando efetuar o reconhecimento e medição de planos estruturais, com objetivo de relacionar a influência dessas estruturas no condicionamento das cavidades;

(iii) descrição e análise dos depósitos clásticos e químicos, além de fatores hidrológicos que possam elucidar questões relevantes no desenvolvimento das grutas;

(iv) coleta de amostras de rocha no interior das cavidades para produção de lâminas delgadas com objetivo de realizar as análises mineralógicas e das qualidades texturais dos quartzitos, bem como dos processos de alteração. As lâminas foram cortadas perpendicularmente ao plano de foliação da rocha e analisadas em microscópio óptico;

(v) coleta de amostras de espeleotemas para produção de lâminas delgadas com objetivo de analisar a microestrutura interna e a composição mineralógica desses depósitos. As análises de lâminas foram feitas em microscópio óptico. A difração de raio-X (modelo XPERT-PRO, anodo de cobre) também foi utilizada como método para caracterizar a composição mineralógica do material. Em relação ao modo de preparação, amostras foram moídas em grau de ágata.

4.3- ETAPA PÓS CAMPO

4.3.1- Análise Geomorfológica

A análise geomorfológica da área em estudo foi realizada com base no cruzamento das informações obtidas a partir da elaboração dos mapas: hipsométrico (imagem ASTER, 2009), declividade (imagem ASTER, 2009) e do mapa geológico (folha Conceição do Mato Dentro – SE-23-Z-D-I.1:100.000.CODEMIG, 1996).

Em relação ao exocarste, buscou-se identificar, descrever e analisar as feições que se assemelham às típicas formas cársticas superficiais. Em seguida, classificá-las como sendo cársticas ou não, segundo os processos envolvidos na sua gênese.

Em seguida, procurou-se avaliar as cavernas no contexto geomorfológico regional e local. Com objetivo de proporcionar uma melhor representação visual do gradiente do relevo, foram traçados cinco perfis topográficos, dois no sentido leste-oeste e três, norte-sul, de acordo com a distribuição das cavernas ao longo da área de estudo. (Figura 13). A geologia também foi representada para caracterizar melhor o relevo, com mergulho aproximado entre os contatos geológicos. Os perfis foram gerados através do programa Global Mapper, versão 10.02. Em termos quantitativos, foram considerados os valores das classes do mapa de declividade produzido para área estudada.

Essa avaliação também foi feita em escala local, traçando perfis topográficos das vertentes na qual as cavernas se inserem. Esses perfis também foram úteis para avaliar a morfologia do relevo e sua provável influência na gênese e evolução dessas cavidades, assim com na sua dinâmica. Já os valores quantitativos para representar o gradiente do relevo local, foram obtidos a partir dos valores entre o interflúvio e talvegue das vertentes, através da seguinte equação:

$[(A_{max} - A_{min}) / D] \times 100$ onde:

A_{max} representa a máxima altitude alcançada

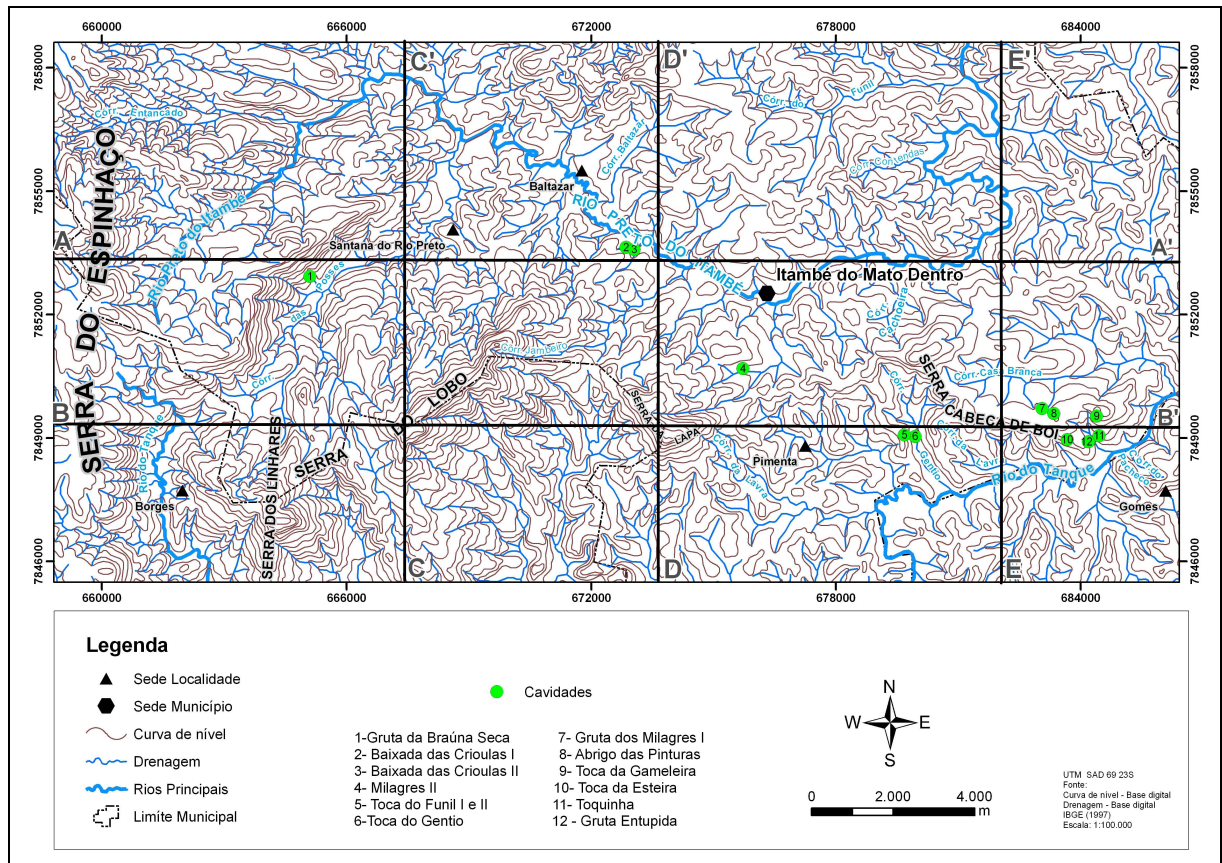
A_{min} representa a mínima altitude alcançada

D = distância entre A_{max} e A_{min}

Na análise quantitativa do gradiente hidráulico foi utilizada a mesma equação supracitada, para calcular o gradiente da drenagem (IBGE, 1997) situada mais próxima à cavidade.

Por fim, todas essas informações foram cruzadas com aquelas do mapa geológico, hipsométrico, de declividade e com os dados litológicos obtidos em campo.

Figura 13. Perfis topográficos traçados na área de estudo para análise geomorfológica regional das cavernas estudadas.



4.3.2- Mapa das Grutas

Os dados obtidos a partir do mapeamento das cavernas foram trabalhos do no software *Compass* de propriedade da empresa *Fountain Computer Products*. A tabulação dos dados topográficos foi realizada no módulo *Project Manager*, no qual foram criados os bancos de dados dessas informações. Para o ajustamento dos dados no que diz respeito ao contorno das galerias, os mapas foram exportados em formato *dxf*, para que pudessem ser retificados no software *Autocad*, versão 2009. A partir deste programa de edição gráfica, foram confeccionadas as plantas baixas, cortes transversais e perfis longitudinais das galerias subterrâneas.

4.3.3- Tratamento de Dados Geológicos

Para sistematização dos dados estruturais das cavernas foram gerados os diagramas de roseta, através do software StereoNett versão 2.10. Com objetivo de obter uma representação de fácil entendimento, essas estruturas foram reproduzidas nos mapas das cavernas, para comparar a orientação de planos de fraturamento, bem como dos planos estratigráficos com a direção dos condutos.

Em seguida, as medidas estruturais de todas as cavernas foram comparadas com a geologia estrutural regional da Serra do Espinhaço e com mapa de lineamentos estruturais da área de estudo. Para elaboração deste mapa foram gerados modelos de sombreamento nas diferentes direções 0° Az/ 45° El., 90° Az/ 45° El, 270° Az/ 45° El., 315° Az/ 45° El, a partir da imagem ASTER (2009), resolução de 30m e a rede de drenagem, base digital (IBGE, 1997).

4.3.4-Análise Morfométrica

Para análise morfométrica foram utilizados 12 parâmetros desenvolvidos e aplicados no trabalho de SILVA (2004), sendo 8 de ordem quantitativa e 4 de caráter qualitativo. Os parâmetros quantitativos são: projeção horizontal, distância entre extremos, área, densidade de área, desnível, número de entradas, conectividade e sinuosidade. Já os de ordem qualitativa são: temporalidade, origem do fluxo, hierarquização de rede e completividade.

Os dados foram obtidos a partir da topografia das cavernas estudadas e comparados com os dados de 68 cavernas em rochas siliciclásticas, localizadas no território brasileiro, analisadas por Silva (2004).

Este procedimento tem como objetivo melhor caracterizar a morfologia das cavidades da área de estudo, ampliar o banco de dados já existente (SILVA, 2004) e contribuir para os estudos quantitativos em rochas siliciclásticas.

Posteriormente, foram realizadas as correlações entre os parâmetros, através do cruzamento das variáveis, utilizando com instrumento de correlação linear o Coeficiente de Pearson. Em alguns casos foram produzidos gráficos, com objetivo de otimizar a apresentação dos resultados.

A seguir será esclarecido cada parâmetro utilizado para quantificar formas em cavernas e sua finalidade:

Projeção Horizontal ou Desenvolvimento Linear

A projeção horizontal é a extensão medida sobre a planta da topografia. As rampas inclinadas são projetadas no plano horizontal e os abismos não são computados na somatória, e o desenvolvimento linear é a extensão medida pela soma das galerias percorridas na gruta. Neste caso, as rampas inclinadas e os abismos entram diretamente na somatória. No caso da análise desta pesquisa foram utilizados ambos parâmetros, de acordo com as informações disponíveis.

Distância entre Extremos

Este parâmetro é utilizado para medir a distância máxima em linha reta entre os pontos extremos de uma cavidade e tem como objetivo mostrar qual a distância ocupada pelos condutos da cavidade. Esta distância pode ser limitada por algum fator inerente à evolução da caverna com abatimentos ou entupimentos de condutos, mas também por fatores que limitam a exploração como condutos muito estreitos.

Área e Densidade de Área

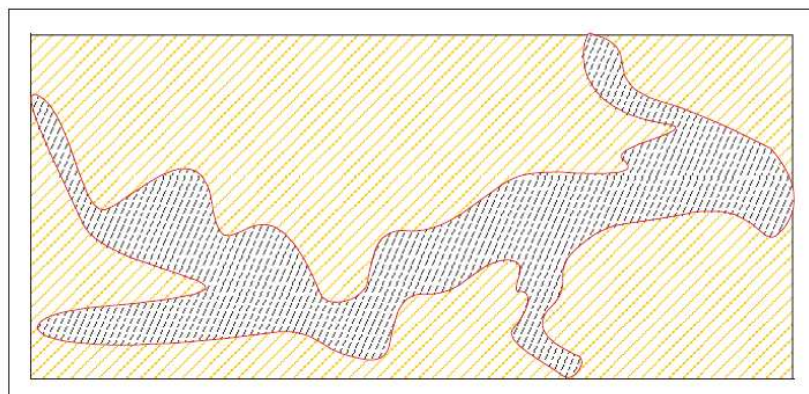
O parâmetro área serve para mostrar a área total ocupada pelos condutos de uma cavidade (Figura 14). Já o parâmetro densidade de área é utilizado para mostrar a ocupação relativa de uma caverna projetada em uma figura geométrica regular, na qual seja possível inserir, na menor área possível, todos os condutos da caverna. Por convenção, será adotado o formato geométrico de um retângulo ou quadrado (Figura 14). A relação estabelecida entre área total de uma caverna pela área total do retângulo ou quadrado é:

$$D_a = \frac{\Delta_c}{\Delta_p} \text{ sendo que } \Delta_c = \text{área da caverna e } \Delta_p = \text{área do polígono}$$

Sendo sempre $D_a \leq 1$.

Figura 14. Representação sobre densidade de área de uma cavidade: área em hachuras negras representa a área de uma caverna e o polígono está em hachuras amarelas.

Fonte: Silva (2004).



Desnível

Este parâmetro é utilizado para indicar a variação altimétrica entre o ponto mais alto e mais baixo de uma gruta. Este valor é obtido a partir dos levantamentos topográficos de uma caverna.

Número de Entradas

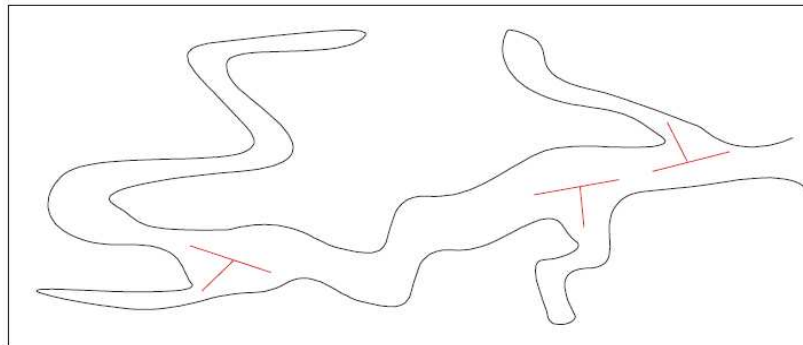
Indica quantidade de abertura da caverna para o meio externo, apontando locais para *inputs* e *outputs* de energia.

Conectividade

Este parâmetro é relativo ao número de conexões existentes entre condutos em uma gruta (Figura 15). É utilizado o grau de ramificação da cavidade, podendo guardar relação com padrão da mesma (reticulado ou não), existência de tributários ativos ou fósseis entre outros, podendo ser também fundamental para indicar possíveis influências de discontinuidades tectônicas ou estratigráficas e, até mesmo o grau de maturidade de uma caverna.

Figura 15. Conectividade em uma gruta. No caso exemplificado existem 3 conexões.

Fonte: Silva (2004).



Temporalidade

Referente à temporalidade do fluxo presente no interior da caverna, podendo ser sazonal ou perene.

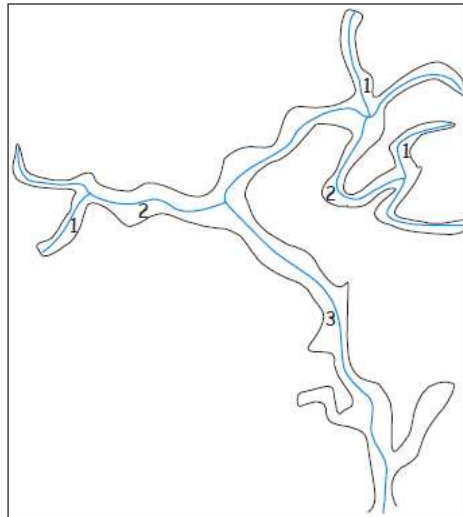
Origem do Fluxo

Indica a proveniência do fluxo hídrico existente na caverna, isto é, se é de origem externa ou se provém do meio interno como, por exemplo, através dos interstícios da rocha ou mesmo fraturas.

Hierarquia de Rede de Drenagem

Aponta a ordem hierárquica de canais presentes no interior da caverna (Figura 16), conforme frequentemente empregado pela hidrologia clássica de superfície, proposto por Horton (1945) e modificado por Strahler (1952).

Figura 16. Classificação hierárquica de rede de drenagem segundo Strahler (1952). Fonte: Silva (2004).



Completividade

Este parâmetro considera a presença de sumidouros ou a simples dispersão do fluxo ocorrida por outros fatores, como falta de alimentação da calha de drenagem principal quando a mesma apresenta volume d'água pouco expressivo, dispersão do fluxo em sedimentos arenosos, dentre outros. Serve para verificar se a rota de fluxo no interior da gruta é completa ou não.

Sinuosidade

Este parâmetro também é comumente empregado na hidrologia de superfície e serve para mostrar o grau de meandramento do canal fluvial (Figura 17). Representa a taxa relativa entre a distância percorrida pelo fluxo em relação a uma linha reta. Para esta análise será considerado apenas o índice de sinuosidade do canal principal das cavidades que apresentam fluxo perene. A sinuosidade é representada através da seguinte relação:

$$S = \frac{\gamma_C}{\gamma_R}$$

sendo γ_C = comprimento total do canal e γ_R = comprimento do canal em linha reta

Figura 17. Sinuosidade desenvolvida em canal.

Fonte: Silva (2004).

