

UNIVERSIDADE
ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências
Exatas
Campus de Rio Claro

UNIVERSITÉ DE ROUEN
UMR CNRS 6143 -
Morphodynamique Continentale et
Côtière
Laboratoire de Géologie

RUBENS HARDT

DA CARSTIFICAÇÃO EM ARENITOS.
APROXIMAÇÃO COM O SUPORTE DE GEOTECNOLOGIAS.
À PROPOS DE LA KARSTIFICATION DANS LES GRÈS.
TRAITEMENT PAR LES TECHNOLOGIES SIG

Tese de Doutorado elaborada junto ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, em regime de cotutela de tese com a Université de Rouen, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Doutor em Geografia (Brasil) e *Docteur en Géologie* (França).

Orientadores:

Sérgio dos Anjos Ferreira Pinto (UNESP)

Joël Rodet (Université de Rouen)

Rio Claro
2011

551.4a Hardt, Rubens
H266d Da carstificação em arenitos: aproximação com o suporte de
 geotecnologias = À propos de la karstification dans les grès: traitement par
 les technologies sig / Rubens Hardt. - Rio Claro : [s.n.], 2011
 224 f. : il., figs., gráfs., tabs., quadros, fots. + mapa

 Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de
 Geociências e Ciências Exatas
 Tese em co-tutela com a Université de Rouen - França
 Orientador: Sergio dos Anjos Ferreira Pinto
 Co-Orientador: Jöel Georges Marie André Rodet

 1. Geomorfologia. 2. Carste em arenito. 3. Processos cársticos. 4.
 Morfodinâmica do carste. 5. Formas cársticas. 6. Arenito. I. Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI - Biblioteca da UNESP
Campus de Rio Claro/SP

RUBENS HARDT

**DA CARSTIFICAÇÃO EM ARENITOS.
APROXIMAÇÃO COM O SUPORTE DE GEOTECNOLOGIAS.
À PROPOS DE LA KARSTIFICATION DANS LES GRÈS.
TRAITEMENT PAR LES TECHNOLOGIES SIG**

Tese de Doutorado elaborada junto ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, em regime de cotutela de tese com a Université de Rouen, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Doutor em Geografia (Brasil) e *Docteur en Géologie* (França).

Comissão Examinadora

Sérgio dos Anjos Ferreira Pinto – Orientador (UNESP – Brasil)

Joël Georges Marie Andre Rodet – Orientador (Université de Rouen – França)

Fabiano Tomazini da Conceição – (UNESP – Rio Claro)

Augusto Sarreiro Auler – (Instituto do Carste – Belo Horizonte)

Francisco Sergio Bernardes Ladeira – (UNICAMP – Campinas)

Benoit Laignel – (Université de Rouen– França)

Anne-Veronique Walter-Simonnet – (Université de Franche-Comté – França)

Luc Denis Mathieu Willens – (Université de Liège – Bélgica)

Resultado: Aprovado

Rio Claro, SP. 18 de Novembro de 2011.

Aos meus pais,

Ruth Albertoni Hardt e

José Benedicto de Mattos Hardt (em memória)

Agradecimentos:

Aos meus orientadores, Joël Rodet e Sergio dos Anjos Ferreira Pinto, por terem me aceitado como orientando;

Aos colegas José Ayrton Labegalini e José Mário Budny, pelas fotos, por auxiliar-me com material bibliográfico, e com trabalhos de campo;

Ao Sr. Carlos Francisco Pereira, por sua acolhida e atenção em Campo Verde;

Ao colega Luc Willems, por apoio e discussões em campo;

Aos colegas Eduardo Gloria, José Cláudio Faraco, Sérgio Silvério, Ângelo Spoladore, Alexandre Marques, José Scaleante, Cintia Stumpf, Sérgio Toledo, Edvaldo Guedes Jr., Henrique Pontes e Lais Massuqueto pelo apoio em campo;

Ao colega Mário Sérgio de Melo, pela excelente tutoria em Vila Velha e por importante apoio bibliográfico;

À Soraya Ayub, pelo fornecimento de importante bibliografia;

Aos colegas Guillermo Navarro e Fabiano Tomazini da Conceição, por apoio e suporte nas análises laboratoriais;

À Sociedade Brasileira de Espeleologia, Espéleo Grupo de Rio Claro e Grupo Universitário de Pesquisas Espeleológicas, pelo fornecimento de material;

Aos voluntários de todo o mundo que trabalham para desenvolver os softwares livres, em especial o Spring, o LibreOffice, o Inkscape, o Showfoto, Xsane e o Gimp, pois minha tese se desenvolveu com o apoio destes produtos, em ambiente GNU/Linux.

Resumo

A carstificação dos arenitos já foi considerado um tema polêmico no passado, mas nas últimas décadas, vem sendo cada vez mais aceito pela comunidade de pesquisadores do carste. No Brasil, uma ampla área do território possui afloramentos de arenitos e meta-arenitos, e o clima tropical, com abundância de chuva e vegetação, associado a presença de matéria orgânica, óxidos de ferro, sais e longo tempo de exposição às intempéries, entre outros elementos, permitem uma aceleração do processo de intemperismo químico do quartzo, produzindo uma ampla variedade de formas cársticas, além de uma organização espacial, permitindo-se falar em Sistemas Cársticos em Arenitos. Visando a comparação e a caracterização da morfologia cárstica e dos sistemas cársticos nesta litologia, quatro áreas foram estudadas com maior grau de detalhamento, bem como outras áreas foram visitadas, com a ideia de fornecer subsídios comparativos na compreensão dos processos e organização, através do estudo das formas. As áreas estudadas foram a Serra de Itaqueri; a Chapada dos Guimarães, e a região dos Campos Gerais, no Brasil, e a região da *Forêt de Fontainebleau*, na França. Conseguiu-se, com isso, demonstrar a natureza cárstica das formas de relevo encontradas, entender a organização destas formas na paisagem e sua integração sistêmica, e fornecer subsídios para a formulação de hipóteses dos processos envolvidos na estruturação de tais formas e sistemas, sobretudo da importância da cobertura vegetal, como auxiliar na dissolução do quartzo, e do processo de “fantomização” da rocha (alteração “*in situ*”) e posterior remoção, por dissolução completa ou mecanicamente, da matéria alterada, resultando em formas e sistemas cársticos. Disto resultou a proposta de se alterar a definição de carste no que diz respeito ao termo “dissolução química”, propondo-se que se passe a falar em “intemperismo químico”, já que é um termo mais abrangente, permitindo incluir os casos de alteração da rocha e remoção mecânica como carste, desde que resultem em um mesmo tipo de sistema e funcionamento que os sistemas tipicamente formados por dissolução em rochas carbonáticas.

Palavras-chave: carste em arenito, processos cársticos, formas cársticas.

Résumé

L'existence de karsts dans les grès a été longtemps sujette à controverse, mais est de plus en plus acceptée depuis les dernières décennies par les karstologues. Le sous-sol d'une grande partie du territoire brésilien se constitue de grès et de métagrès. Des pluies abondantes, un couvert végétal et une matière organique abondante liés au climat tropical caractérisant majoritairement le pays, la présence d'oxydes de fer et de périodes d'érosion physico-chimique prolongées ont favorisé l'altération chimique des quartz. Cette combinaison de facteurs a produit une grande variété de reliefs karstiques, ainsi que leur organisation sous la forme de systèmes karstiques gréseux. Quatre zones ont été étudiées en détail afin de comparer et de caractériser la morphologie karstique et les systèmes karstiques dans cette lithologie. Au Brésil, il s'agit de la Serra d'Itaqueri, de la Chapada dos Guimarães et de la région de Campos Gerais. En France, nous avons examiné les morphologies associées aux grès de la forêt de Fontainebleau. En outre, d'autres sites ont été visités afin de recueillir des données comparatives permettant une meilleure compréhension des processus morphogénétiques et de l'organisation des reliefs. Cette étude démontre la nature karstique des formes rencontrées et apporte une meilleure compréhension à leur intégration dans les paysages et leur intégration systémique. Les connaissances ainsi acquises autorisent la formulation d'une série d'hypothèses sur les processus impliqués dans la structuration de ces reliefs et des systèmes karstiques. L'influence de la végétation est soulignée, notamment comme vecteur important pour la dissolution de la silice, pour les processus de « fantômisation » (altération in situ) et sur l'évacuation chimique ou physique du matériau altéré. Ces différents processus produisent des reliefs et des systèmes karstiques. Les différentes observations réalisées et les hypothèses proposées nous poussent à considérer le karst en terme « d'altération chimique » et non en termes plus restrictifs de « dissolution chimique ». Ceci permet d'intégrer, dans la notion de karst, à la fois les modifications de la roche initiale issues de processus chimiques et l'élimination mécanique des éventuels résidus. Les systèmes karstiques étudiés dans les grès fonctionnent de manière semblable à ceux développés par dissolution dans les roches carbonatées.

Mots-clés: Karst dans les grès, processus karstiques, formes karstiques.

Abstract

Karstification of sandstone was considered a controversial topic in the past, but has become increasingly accepted by karst researchers in recent decades. A large area of Brazil's territory has sandstone and metasandstone outcrops. The country's tropical climate, abundant rainfall and vegetation, allied to the presence of organic matter, iron oxides, salts and long weathering processes, among other factors, accelerate the chemical weathering of quartz. This combination of factors has produced a wide variety of karst landforms, as well as a spatial organization, that allows them to be referred to as Sandstone Karst Systems. Four areas were studied in great detail to compare and characterize the karst morphology and karst systems in this lithology. In addition, other areas were visited to collect comparative data to help shed further light on geological processes and the organization of landforms. The areas under study were *Serra de Itaqueri*, the *Chapada dos Guimarães*, and the region of *Campos Gerais* in Brazil, and the region of *Forêt de Fontainebleau* in France. This study allowed for the determination of the karst topography and an understanding of the organization of these landscape processes and their systemic integration. The knowledge thus gained served to underpin the formulation of hypotheses about the processes involved in the structuring of these landforms and systems, and above all the importance of vegetation as an aid for quartz dissolution, and about the process of rock phantomization (*in situ* alteration) and subsequent removal of modified material by complete dissolution or by mechanical means, resulting in karst landforms and systems. The aforementioned hypotheses served as the basis for a proposal to amend the definition of karst with respect to the term "chemical dissolution", proposing the more encompassing term "chemical weathering", which allows for the inclusion of changes in rock resulting from chemical processes and mechanical removal such as karst, since producing the same type of system and function in the same way as systems typically developed by dissolution of carbonaceous rocks.

Keywords: Sandstone karst, karst processes, karst landforms.

Sumário

INTRODUÇÃO: O DESENVOLVIMENTO DA CARSTIFICAÇÃO NO ARENITO.....	11
A questão morfológica.....	12
A questão geoquímica.....	13
A questão sistêmica.....	16
Objetivos.....	19
Áreas de estudo.....	19
Organização do trabalho.....	20
1. O CARSTE EM ARENITOS NO MUNDO.....	22
1.1 O conceito do carste e sua evolução temporal.....	22
1.2 Carste em arenitos: extrapolação do conceito.....	25
1.3 Os Sistemas de Informações Geográficas e o estudo do carste.....	30
2. METODOLOGIA.....	33
2.1 Métodos.....	33
2.2 Técnicas.....	34
2.2.1 Tratamento bibliográfico.....	34
2.2.2 Trabalhos de Campo.....	35
2.2.3 Laboratório de geoquímica.....	36
2.2.4 Geoprocessamento.....	36
2.2.5 Consolidação e redação do Trabalho.....	37
3. CARACTERIZAÇÃO DAS ÁREAS DE ESTUDO.....	38
3.1 Áreas potencialmente cársticas em rochas não carbonáticas no Brasil.....	38
3.1.1 Chapada Diamantina (Bahia).....	39
3.1.2 Noroeste da Amazônia Brasileira.....	40
3.1.3 Estado do Piauí (Serra da Capivara, Serra das Confusões e Sete Cidades).....	40
3.1.4 Estado de Minas Gerais.....	40
3.1.5 Estado do Tocantins.....	41
3.1.6 Serra Geral (Do sul de Minas Gerais ao Rio Grande do Sul).....	41
3.1.7 Chapada dos Guimarães e dos Parecis (Mato Grosso).....	41
3.1.8 Serranópolis (Goiás).....	42
3.2 A Serra de Itaqueri: Um endocarste incipiente e pretérito. Exocarste ativo.....	42
3.2.1 Caracterização regional.....	43
3.2.2 Contexto geológico.....	43
3.2.3 Relevo local.....	49
3.2.4 Exocarste de Itaqueri: esporádico e limitado.....	51
3.2.5 Endocarste de Itaqueri: Paleocarste sem organização.....	59
3.3 Chapada dos Guimarães: do polje ao rio.....	69
3.3.1 Caracterização regional.....	70
3.3.2 Contexto geológico.....	72
3.3.3 Relevo local.....	73
3.3.4 Um exocarste evoluído.....	74
3.3.5 Endocarste de progradação: a conexão entre poljes.....	80
3.3.6 A conexão se estabelece: Gruta Kiogo-Brado.....	82
3.3.7 A conexão do polje central: Gruta Aroê-Jari.....	84
3.4 Fontainebleau: expressão superficial desenvolvida.....	91
3.4.1 Caracterização regional.....	92
3.4.2 Contexto geológico.....	93
3.4.3 Relevo local.....	94

3.4.4 Carste superficial marcante.....	95
3.4.5 Endocarste disperso e inativo.....	104
3.5 Campos Gerais (Paraná), um carste estrutural.....	107
3.5.1 Caracterização regional.....	108
3.5.2 Contexto geológico.....	108
3.5.3 Contexto morfológico.....	110
3.5.4 Uma superfície exumada.....	111
3.5.5 Um endocarste de grande volume.....	115
3.6 Condições de diferenciação dos sítios.....	119
4. RIQUEZA DO CARSTE NO ARENITO: CONTRIBUIÇÃO DOS EXEMPLOS	
INVESTIGADOS.....	122
4.1 A zona de introdução.....	123
4.2 A Zona de Restituição.....	140
4.3 Formas, organização e sistema.....	153
CONCLUSÃO.....	158
O estado atual do conhecimento.....	158
Perspectivas futuras.....	160
REFERÊNCIAS.....	162
RESUMO ESTENDIDO EM FRANCÊS / RÉSUMÉ ÉTENDU EN FRANÇAIS.....	173

INTRODUÇÃO: O DESENVOLVIMENTO DA CARSTIFICAÇÃO NO ARENITO

Quando se fala em carstificação, supõe-se que um processo com ênfase no intemperismo químico, mas não exclusivamente, está atuando em determinado relevo, originando, desta forma, um relevo característico denominado carste.

Nos primeiros estudos, associou-se o relevo a um determinado tipo de rocha, o que fez que, qualquer outra rocha que apresentasse um relevo similar, fosse designada pseudo-carste, ou seja, algo que se assemelha ao relevo cárstico, mas não é.

Conforme os estudos evoluíram, constatou-se que não é possível limitar o relevo a um tipo de rocha, que relevos devem ser definidos sobretudo em função dos processo formadores e de sua organização na paisagem, e que a expressão física (o relevo propriamente dito), é uma consequência da ação destes processos e da organização que as formas tomam em função das condições pré existentes.

No entanto, observar formas (algo físico, concreto), é mais fácil que identificar processos. A geomorfologia, preocupa-se, portanto, com as formas de relevo, não apenas em um sentido descritivo, mas também como indícios na paisagem de que certos processos estão agindo naquela área. Posteriormente, observa se estas formas se distribuem de uma forma lógica na paisagem, o que permite definir uma organização destas em um contexto maior, que denominou-se, para fins de estudo, de sistema.

Portanto, quando se fala em carste no arenito, tem-se que abordar a questão por três

diferentes ângulos: 1. a questão morfológica; 2. a questão química e, por fim, 3. a questão sistêmica.

A questão morfológica

Formas cársticas em rochas silicosas são reconhecidas há muito tempo, tendo inclusive, dado origem ao termo pseudo-carste, uma aberração que infelizmente criou raízes profundas na bibliografia científica. Notadamente em rochas como o quartzito e o arenito, as formas cársticas ganham uma expressão significativa, algumas tão bem desenvolvidas que já chegaram a ser confundidas com o calcário, (Jennings, 1983).

Dolinas são frequentemente encontradas sobre o solo em rochas silicosas, com exemplos notáveis de dolinas de dissolução e de abatimento. Lapiás ou karrens também são comuns, em especial as kamenitzas, e os relevos ruiformes podem ser facilmente encontrados. No endocarste, encontram-se, além das cavernas, formas de dissolução (alvéolos, cúpulas, anastomoses), e de deposição (espeleotemas).

Tanto quanto no carste clássico, existem formas aéreas e subaéreas, ou seja, formas cuja origem está relacionada com a rocha exposta, e outras que se formam sob o solo, no contato da rocha com o manto de intemperismo. Morfologias típicas do carste em litologias que não haviam sido consideradas como suporte para formas cársticas são reconhecidas desde meados do século XX. Os pioneiros desta nova aproximação são Renault (1953), Maack (1956), White *et al.* (1968), Mainguet (1972) e Marescaux (1973), trabalhando na África, especialmente em rochas areníticas. Em língua inglesa, Jennings (1983), Young (1986; 1987 e 1988), que discutem carste em arenito na Austrália; Urbani (1986, 1990), sobre o carste nos Tepuy Venezuelanos; Young e Young (1992), que discorrem sobre os relevos em arenito, inclusive o carste; Doerr (1999), que também trabalha sobre os quartzitos venezuelanos; Wray (1997a; 1997b; 2009), que discute sobre a natureza do carste em rochas não carbonáticas; Self e Mullan (2005), que apresentam exemplos de carste em arenito na Inglaterra, e Turkington e Paradise (2005), que apresenta uma revisão sobre o intemperismo no arenito, incluindo a dissolução química, com descrições das diversas hipóteses, escalas de atuação de processos, e uma expressiva lista de artigos revisados. Enfim, ressalta-se a tese de Willems (2000) que demonstra a origem cárstica de diversas formas em substratos tão diversos quanto o arenito, o quartzito, o granito ou o gnaisse.

Estes trabalhos conhecem um sucesso importante na Venezuela, com as grutas de grandes dimensões encontradas nos *Tepuys* do sul do país com até 10 km de desenvolvimento (Wray, 2010), e no Brasil, com descobertas excepcionais em quartzito, como os abismos da

Serra do Caraça, Minas Gerais (Rubbioli, 2003), com mais de 400 m de desnível e 3.000 m de desenvolvimento, ou o Abismo Guy-Collet, na Serra da Aracá, AM (Epis, 2006; Ayub, 2008), o mais profundo do mundo no quartzito, com 670 m de desnível.

Conclui-se que tais formas tem sua origem na dissolução química, pois a condição do aparecimento destas, seja pelo local, característica da forma ou condições do ambiente, não permite outra explicação. Embora de local para local o processo possa diferir, tendo maior ou menor influência mecânica e diferentes fatores químicos, a dissolução é, sem dúvida, condicionante destas formas.

Em se demonstrando que um sistema se estabelece, em função de processos específico e originando um conjunto de formas características, tem-se um carste desenvolvido, independente do tipo de rocha onde este se manifesta.

A questão geoquímica

Para Jennings (1983), o processo de dissolução química para o aparecimento de um sistema cárstico, ainda que não necessariamente preponderante. Nesta perspectiva, é a dissolução química da rocha que irá determinar o aparecimento ou não de determinada forma. Uma vez que a forma esteja condicionada pela dissolução química, esta pode evoluir em função de processos de erosão mecânica, como movimento das águas ou perda de estabilidade em função do enfraquecimento pela atividade química e posterior desmoronamento ou escorregamento em função da gravidade.

Em substrato quartzoso, esta afirmação pode não ser uma verdade absoluta, a partir do momento em que o desenvolvimento de algumas formas tipicamente cársticas **podem ocorrer por alteração química da rocha**, em especial a hidrólise, e posterior remoção mecânica, tendo pouca influência a dissolução do material rochoso, mas resultando no mesmo tipo de formação de relevo associado ao carste, integrando-se da mesma forma, e portanto, desde um ponto de vista sistêmico, transformando-se em um carste devido mais a alteração química que a dissolução propriamente dita.

A atividade química depende muito dos minerais envolvidos, e é facilmente notada quando se observam rochas com alta solubilidade, como os evaporitos e as rochas carbonáticas, mas que ocorre em um ritmo mais lento, em rochas de baixa solubilidade em água relativamente pura.

A definição de carste, inicialmente, incluía apenas as rochas carbonáticas, notadamente o calcário, pois é uma rocha rígida, impermeável, mas que reage facilmente em

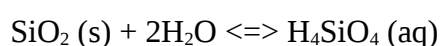
água acidulada pelo gás carbônico, suficiente abundante em meio natural para tornar a água das chuvas ácidas (Jennings, 1971, 1985; Sweeting, 1972; White, 1988; Ford & Williams, 1989, 2007; Klimchouk & Ford 2000). Nesta época, a observação de formas cársticas em outras rochas, recebeu a denominação de pseudo-carste, pois pretendia-se com isso, dizer que, apesar das semelhanças com as formas das rochas carbonáticas, as rochas em que tais formas são observadas são fracamente suscetíveis de ataque químico pelo ácido carbônico, e, portanto, o processo de formação deveria ser outro. Halliday (2004) argumenta que no início do século XX o termo pseudo-carste e pseudo-carstificação apareceu diversas vezes, em diversas línguas, e para diversos tipos de feições, em muitos casos por pessoas não ligadas ao meio acadêmico. Knebel (1908, *apud* Halliday, 2004), aparentemente foi o primeiro a utilizar estes termos

Assim sendo, sem qualquer estudo ou avaliação dos processos envolvidos na origem de tais formas, cunhou-se um termo que, infelizmente, vingou na literatura científica, tornando-se corrente, mas que em verdade, não é nada científico, pois sua origem foi suposição e não pesquisa ou estudo que demonstrasse a veracidade daquilo que se supunha, conforme bem demonstrou Glazek (2004, p. 47).

A origem química de determinadas formas em rochas pouco solúveis em condições similares a das rochas carbonáticas, hoje é incontestável, e se explica por diversos fatores, que ocorrem com frequência na natureza, mas que foram ignorados por muito tempo, e que permitem a evolução do carste em tais rochas.

Assim, sabe-se há muito tempo que o pH elevado dissolve a sílica, principal componente mineral na forma de quartzo, de tais rochas pouco solúveis (White & Brantley, 1995). Tais condições de pH, na natureza, são no entanto raras, e talvez poucas áreas possam ser explicadas por tais processos (Martini, 1979).

Também fatores como longa exposição temporal, em regiões relativamente estáveis da terra, permitiriam aos processos intempéricos químicos modelarem o relevo, e podem explicar a origem de determinadas formas. Esta ainda é considerada a principal explicação para a origem das cavidades e formas cársticas dos platôs quartzíticos da Amazônia venezuelana e brasileira (White *et al.*, 1968). Dove & Rimstidt (1994) propõem que um simples processo de hidratação do quartzo, convertendo-o em ácido silícico, solúvel em meio aquoso, seria suficiente para alterar o quartzo, mas demandaria muito tempo por ser uma reação lenta. Conforme Dove & Rimstidt (1994):



Outro elemento importante que auxilia a explicar a origem química destes relevos, é a presença de catalizadores ferrosos, cuja presença em meio aquoso permite uma rápida dissolução do quartzo. A mobilização do ferro em função das oscilações do freático são há muito conhecidas, e a presença de ferro em meio aquoso facilita a dissolução da sílica (Dove & Rimstidt, 1994).

No entanto, o que parece ser mais significativo, para explicar a dissolução das rochas silicosas, é a presença de ácidos orgânicos. A eficiência dos ácidos orgânicos na mobilização da sílica é demonstrada por Bennet *et al.* (1988) e Bennet (1991). Muitos dos relevos cársticos encontrados em rochas silicosas tem estreita ligação com dois fatores: abundância de chuva e cobertura vegetal sobre a rocha, tornando a água rica em ácidos orgânicos.

Um outro fator, ainda pouco estudado, mas que pode ser significativo em alguns casos, é a rocha servindo de alimento a determinadas bactérias. É um campo relativamente novo de estudo, e ainda não se tem noção exata da contribuição da alteração da rocha por atividade biológica, mas já se sabe que esta é capaz de alterar a rocha, podendo vir a ser um fator significativo, conforme as pesquisas neste campo forem evoluindo (Busche & Sponholtz, 1992; Willems, 2000; Turkington & Paradise, 2005).

Desta forma, embora a sílica, notadamente na forma de quartzo, tenha muito baixa solubilidade em água pura, na natureza, encontram-se, com frequência, fatores (pH, presença de óxidos de ferro, ácidos orgânicos, sais, ação de micro-organismos) que alteram esta solubilidade, permitindo que rochas silicosas possam desenvolver um relevo cárstico, quando a atividade química condiciona o aparecimento do relevo.

Cabe aqui uma nota sobre a dissolução congruente ou não. Considera-se uma dissolução como congruente quando todos os minerais da rocha são completamente dissolvidos. Um dos problemas da carstificação em rochas não carbonáticas é que nem sempre a dissolução é congruente, ou, mesmo quando é, como no caso da sílica, a dissolução é eventualmente maior no cimento quartzoso da rocha e não no grão de sílica diretamente. Assim, embora a dissolução exista, ela acaba produzindo um resíduo de sílica não dissolvida que ocupa parte do vazio recém-formado, que se acreditava impedir a evolução da carstificação, até que o sistema se abra para o exterior e os sedimentos residuais pudessem ser retirados mecanicamente.

Isso é verdade em muitos casos, mas hoje se sabe que mesmo em rochas carbonáticas, este resíduo ocorre, o que não limita o aparecimento do carste. O processo de dissolução

parcial, com um resíduo da própria rocha permanecendo no local, inicialmente identificado por Rodet (1996), é hoje definido como “fantomização” (Quinif, 2010). Este parece ser o processo que predomina na formação do carste não carbonático, conforme pôde-se observar nos trabalhos de campos em locais tão diversos no Brasil, com milhares de quilômetros de distância entre si e diversas características climáticas, como também na região de Fontainebleau, na França.

A transformação, em um primeiro momento, é isovolumétrica, com a rocha mantendo o volume mas não a massa. Conforme a dissolução promove a perda de material e resistência da rocha original, o material intemperizado perde coerência, e colapsa sobre si mesmo, abrindo um vazio na parte superior do material, formando um conduto. Uma análise desatenta confundirá esta situação com um conduto preenchido por sedimentos, o que implicaria em transporte de sedimentos de uma outra localidade, e posterior deposição no interior do conduto. No entanto, trata-se de material alterado “*in situ*”, da própria rocha, como bem demonstrou Rodet (1996) e Quinif (2010).

Este processo é bastante comum em rochas com alto teor de carbonatos mas rica em outros minerais, como por exemplo a Greda, e este trabalho apresenta fortes evidências de que o processo é significativo no arenito.

A questão sistêmica

A palavra sistema deriva do grego *συστημα*, significando um todo composto por muitas partes ou um conjunto (Huggett, 1985).

Em síntese, pode-se dizer que a abordagem sistêmica em geografia pressupõe, portanto, compreender a natureza desde um ponto de vista de um conjunto ordenado de elementos, relacionados entre si por processos, que resultam em fluxo de matéria e energia pelo sistema (Christofolletti, 1971, 1999; Chorley & Kennedy, 1971; Huggett, 1985, Rodriguez *et al*, 2004).

Na geomorfologia, esta matéria, movimentada pela energia, são os componentes do relevo, que acaba assim, sofrendo uma esculturação das formas. No relevo cárstico, a matéria movimentada compõe-se de minerais dissolvidos da rocha em suspensão no meio aquático e resíduos insolúveis/não dissolvidos (saturação do meio), ambos transportados pelo aquífero cárstico, movido pela energia da gravidade, resultando em formas específicas, bastantes características.

Ford & Williams (1989), dividem o sistema em duas partes, uma onde ocorre a retirada de material e outra onde ocorre a deposição do material retirado, denominados,

respectivamente, de "Zona de Erosão" e "Zona de Deposição" (fig 1). A movimentação de fluídos dentro do sistema pode advir de ambientes vizinhos não-cársticos, chuva ou águas profundas (termais e fluídos basinais), caminhando da zona de erosão com destino a zona de deposição. Como consequência do funcionamento do sistema (água dissolvendo e transportando materiais), surgem as formas cársticas, conforme a zona em que se formam. Este é um sistema ideal, mas na natureza, frequentemente estas zonas se sobrepõem, tornando o sistema muito mais complexo, ou representando um momento de transição ou reorganização do sistema em função de alterações do ambiente (regime das águas, mudanças climáticas, movimentações tectônicas, etc.).



Figura 1. Um sistema cárstico hipotético, conforme Ford & Williams (1989; 2007), modificado.

Assume-se, assim, com base na argumentação exposta, a definição dada por Klimchouck & Ford (2000), que definem o carste como sendo um sistema de transferência de massa, integrado, em rochas solúveis, com permeabilidade estrutural dominada por condutos estabelecidos pela dissolução do material rochoso e organizado para facilitar a circulação de fluídos.

Na presente definição, as formas cársticas não são explicitadas, no entanto, aparecem como consequência do funcionamento do sistema. Assim sendo, se o sistema funciona, formas de entrada, relacionadas com a entrada da água no sistema, e associadas com a remoção de

material (erosão), aparecem. O material erodido é transportado (formação de condutos), e se deposita na saída do sistema (formas de saída, normalmente associadas a deposição de material). Isto de um ponto de vista ideal, em um contexto teórico. Em um sistema cárstico complexo, localmente podem haver formas de dissolução/deposição próximas umas das outras. É o contexto geral do sistema e a evolução deste que vão determinar as principais áreas de introdução (alimentação do aquífero, erosão), das de restituição (saída do aquífero, deposição). Estas áreas podem mudar de lugar segundo a evolução do sistema.

Estas formas se organizam ao longo do sistema, sendo possível identificar as formas que surgem pela introdução da água, e formas que se originam na saída das águas do sistema. No entanto, mais do que considerar as formas, estas são um reflexo de um processo, portanto, Rodet (1981; 1992) prefere definir o termo *carste de introdução* e *carste de restituição*, sem pensar nas formas, mas no processo que age em cada caso. É importante diferenciar formas de entrada/saída do carste de introdução/carste de restituição. Enquanto o primeiro caso trata exclusivamente de uma classificação das formas, no segundo caso trata-se da dinâmica das águas, portanto dos processos. Quando a conexão se estabelece, entre introdução/restituição, estrutura-se um sistema cárstico.

Cabe ressaltar, no entanto, a questão da dissolução química versus alteração química, já discutida anteriormente (pag. 13). Propõe-se, desta forma, que a definição proposta por Klimchouck & Ford (2000), seja modificada para uma forma mais abrangente. Assim, em função das observações e resultados apresentados neste trabalho, propõe-se como definição de carste, a ser adotada do presente em diante, a versão modificada a partir de Klimchouck & Ford (2000), assim estabelecida:

O carste é um sistema de transferência de massa, integrado, em rochas solúveis, com permeabilidade estrutural dominada por condutos estabelecidos pelo **intemperismo químico** do material rochoso e organizado para facilitar a circulação de fluídos.

Esta definição não requer um tipo específico de litologia e também não limita ao processo de dissolução química a formação do carste, no entanto, embora generalize quanto ao tipo de intemperismo químico, é importante ressaltar que não basta haver intemperismo químico para haver carste. É necessário que o intemperismo químico, **resulte** em formas (morfologia) e em um sistema tipicamente cárstico. **Não** se pode **generalizar** que todo intemperismo químico resulta em carste, se estes elementos não estiverem presentes.

Objetivos

O objetivo deste trabalho é discutir o desenvolvimento do carste em rochas não carbonáticas, notadamente o arenito (mas não exclusivamente), ocorrendo em relevo de cuesta, com o uso de geotecnologias para gerenciar o conjunto de informações dos diversos elementos que compõem este estudo.

Pretende-se com isso, elucidar, através de análises dos aspectos do meio físico, os processos de carstificação que atuaram e atuam na elaboração do relevo local, constituindo um modelo específico, e extrapolando-se conceitos de aplicabilidade geral no problema de carstificação sobre arenitos, em especial quando sua ocorrência se dá em relevo cuestiforme.

Áreas de estudo

Uma vez definida a existência do carste em rochas não carbonáticas, escolheu-se um substrato específico, o arenito, como foco do presente estudo. Desta forma, foram selecionadas três áreas neste substrato, em ambientes tão diversos quanto possível, buscando fornecer uma variedade de condições de origem e evolução do carste neste substrato, para que se pudesse identificar quais fatores são recorrentes, e quais poderiam indicar características localizadas, visando sintetizar as condições comuns à origem do carste em arenito.

Optou-se desta forma por duas áreas no Brasil, distantes cerca de 1.500 km entre si, a “Serra de Itaqueri”, no Estado de São Paulo, e parte da Reserva do “Rio da Casca” (Chapada dos Guimarães) no Estado de Mato Grosso, e uma terceira, em território francês, a Floresta de Fontainebleau, com aproximadamente 10.000 km de distância das primeiras, e com expressões cársticas distintas. Estas áreas foram escolhidas pela possibilidade de visita, conhecimento prévio das mesmas anterior a pesquisa, e a já sabida existência de elementos cársticos nestas. Uma quarta área, os “Campos Gerais”, no Estado do Paraná, entrou com uma área bastante restrita em relação às expressões cársticas, mas importante devido a variação de formas (fig. 2).

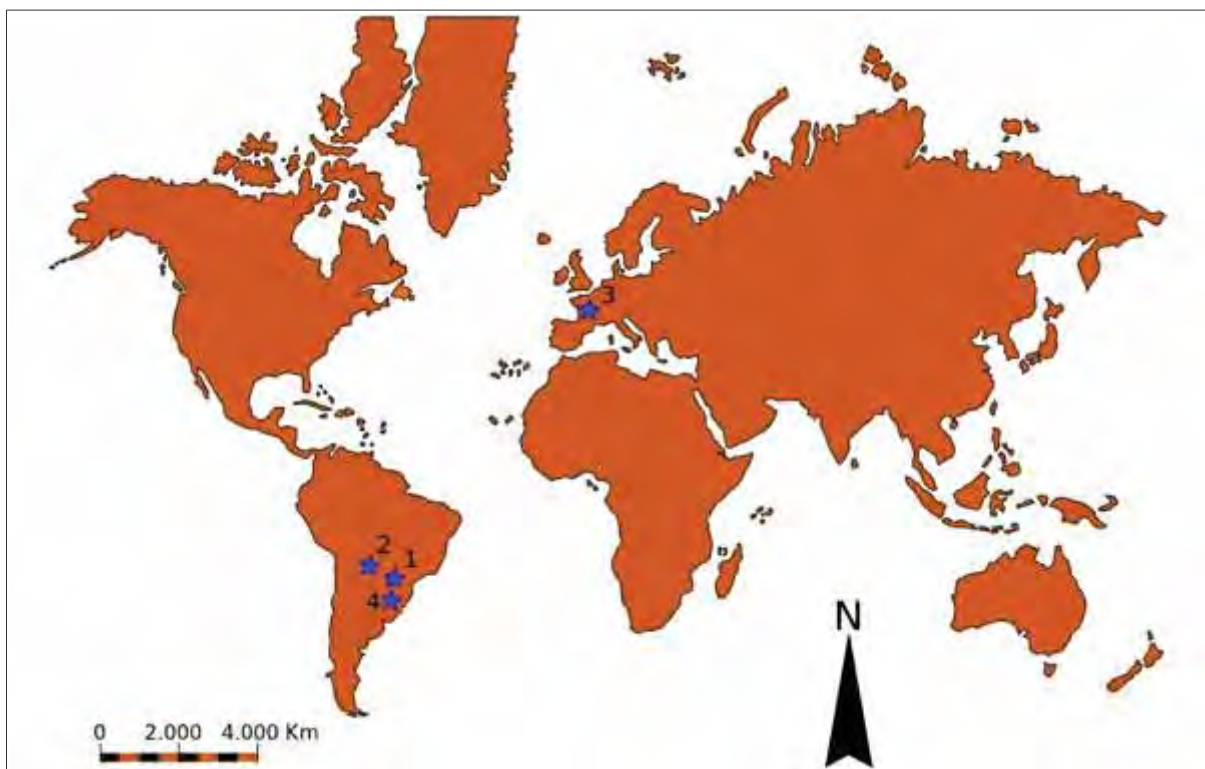


Figura 2: Áreas de estudo, representadas pelas estrelas azuis. 1. Serra de Itaqueri, Estado de São Paulo. 2. Chapada dos Guimarães, Estado do Mato Grosso. 3. Forêt de Fontainebleau, Île de France, França. 4. Campos Gerais, Estado do Paraná.

Organização do trabalho

O presente trabalho está organizado de forma a responder a questão inicial sobre o desenvolvimento do carste em arenitos, utilizando, para isso, quatro áreas de estudo com um maior grau de detalhe, mas não se restringiu a estas.

Desta forma, em um primeiro momento, buscou-se entender a situação atual do conhecimento sobre o carste em rochas não carbonáticas, com uma extensa revisão bibliográfica do que se conhece do carste em rochas que não as carbonáticas, em especial as silicosas, quais os processos que nelas atuam, e o que identifica um sistema cárstico (capítulo 1).

Em seguida, definiu-se os métodos e técnicas utilizados nas áreas de estudo e em sua consolidação, em laboratórios e trabalhos de escritório (capítulo 2).

O Capítulo três é o estudo das áreas. Foram feitos trabalhos de campo em rochas silicosas, visando-se uma melhor compreensão dos processos e de como o sistema se organiza, e estudos comparativos entre as diversas áreas. Três destas foram estudadas em detalhe (Chapada dos Guimarães, Serra de Itaqueri e Fontainebleau), uma com algum nível de

detalhe (Campos Gerais) e diversas outras visitadas, fornecendo alguns elementos comparativos.

O quarto capítulo apresenta uma síntese do carste em arenito, suas formas, processos, e o desenvolvimento de um sistema cárstico. Propõe-se um modelo geral de sistema cárstico em arenito e sua evolução.

Por fim, conclui-se com uma síntese dos problemas estudados, dos conhecimentos desenvolvidos e das hipóteses propostas, identificando limites deste trabalho e caminhos futuros a serem percorridos para responder questões ainda em aberto na pesquisa do carste não carbonático, notadamente o arenito.

1. O CARSTE EM ARENITOS NO MUNDO

Para se compreender o carste no arenito, é necessário, antes, entender o conceito atual de carste, considerando-se a evolução do paradigma, para depois relacionar este conceito com a manifestação específica nos arenitos. Buscou-se então entender as mudanças do conceito através do tempo, até se chegar à definição mais aceita atualmente, antes de aplicá-la às litologias não carbonáticas, em especial o arenito.

1.1 O conceito do carste e sua evolução temporal

O conceito de carste, assim como o de conhecimento científico em geral, vem evoluindo com o tempo. Assim, os primeiros estudos aconteceram na Ístria, essencialmente na atual Eslovênia, e estavam diretamente relacionados à rocha calcária. Em consequência, a litologia esteve intimamente ligada à definição de carste durante boa parte do tempo em que se pesquisa, cientificamente, o carste.

Kadic (1939, *apud* Jakucs1977), definiu carste em termos de “regiões calcárias ricas em cavernas foram observadas primeiro e mais frequentemente na região cárstica de Krain, Ístria e Croácia; Por este motivo, outras regiões exibindo as mesmas feições são chamadas de carste, e os fenômenos observados na região de karst são chamados de fenômenos cársticos”.

Derruau (1965) define carste como um tipo de relevo calcário onde preponderam os processos de erosão por dissolução. Não seria carste se as formas de dissolução estivessem ausentes ou subordinadas a outros processos erosivos. No entanto, o autor considera a

existência de carste em outras litologias, como a gipsita, passível de sofrer os mesmos processos.

Sweeting (1972) determina que a característica essencial das áreas cársticas é a presença de drenagens verticais e subterrâneas. Na introdução de seu trabalho, afirma, categoricamente, que “*All karst regions are areas of massive limestones.*” (Sweeting, 1972). No mesmo trabalho elabora um glossário em que define carste como uma forma de relevo controlada por dissolução, caracterizada por uma morfologia de superfície exclusiva, drenagem subterrânea e feições de colapso, e que se desenvolve especificamente em calcário.

Em 1977, Jakucs propõe que o carste não pode ser definido apenas em função do que se observa, pois a paisagem é uma “fotografia”, um momento estático em que o relevo se encontra, e que a dimensão temporal da evolução não pode ser desconsiderada. Também ressalta que os fenômenos cársticos não são restritos a superfície e as cavernas penetráveis, e que todo o maciço cárstico tem de ser considerado, incluindo as relações deste maciço com o ambiente não cárstico ao redor, e as variações desta relação.

Nesta mesma época, Renault (1977), propõe em um ensaio, que o carste é uma disposição morfológica em meio continental ou litoral, resultante de processos relevantes da geodinâmica externa, caracterizado essencialmente por um sistema de drenagem subterrâneo, anisotrópico, heterogêneo com a concentração das circulações dos aquíferos ao longo de alguns eixos preferenciais, que se desenvolve nas três dimensões, eventualmente até em grandes profundidades, manifestando-se assim que a massa rochosa considerada aparece em superfície, conduzindo o desenvolvimento de formas superficiais e da drenagem endorreica, formas estas associadas aos depósitos aéreos ou subterrâneos próprios do carste.

Christofoletti (1980), define carste como áreas calcárias ou dolomíticas com uma topografia característica, oriunda da dissolução de tais rochas. Considera como aspecto principal de uma área cárstica as drenagens predominantemente verticais (ou seja, a água penetra mais facilmente no subsolo do que corre em superfície) e subterrâneas (sub-horizontais).

Bögli (1980) atribui a formação das paisagens cársticas à ocorrência de rochas específicas, que devem ser solúveis e praticamente não deixar resíduos, de forma que os interstícios alargados pela dissolução permaneçam abertos, o que é um pré-requisito para o estabelecimento de uma drenagem subterrânea característica. Considera rochas carstificáveis apenas os evaporitos, as rochas carbonáticas e o quartzito, esta última apenas sob condições tropicais de extrema umidade.

Jennings (1985) define carste como um terreno com formas de relevo e drenagens

distintas, surgidas devido à grande solubilidade de rochas em água natural. Interessante notar que o autor defende que a solubilidade não é necessariamente o processo prevalente ou dominante, mas desempenha, neste tipo de paisagem, um papel mais importante do que em qualquer outra.

Para White (1988), as paisagens cársticas são criadas pela dissolução química da rocha encaixante. As formas de relevo características dos relevos cársticos são as depressões fechadas, de variados tamanhos e arranjos, drenagens de superfície interrompidas e cavernas e drenagens subterrâneas. Também afirma que o carste ocorre em rochas carbonáticas, gipsita e, em extensão menor, em algumas outras rochas, sem, no entanto, especificá-las.

Ford & Williams (1989; 2007) definem carste como um terreno com formas de relevo e hidrologia distintas, decorrentes de uma combinação entre rochas com alta solubilidade e porosidade secundária bem desenvolvida. Também afirmam que as formas distintas, acima e abaixo do solo, que são características do carste, resultam da dissolução ao longo dos caminhos providos pela estrutura. Também ressaltam que o carste deve ser compreendido como um sistema.

Kohler (1998) assume que feições cársticas são todas as formas de relevos elaborados, sobretudo pelos processos de corrosão (química) e de abatimentos (físicos), exemplificando-os com dolinas e uvalas.

Karmann (2000) caracteriza o sistema cárstico através de três componentes principais: os sistemas de cavernas, aquíferos de condutos e o relevo cárstico (formas superficiais).

A definição mais recente caracteriza o carste como um sistema integrado visando a transferência de massa, em rochas solúveis, com permeabilidade estrutural dominada por condutos oriundos da dissolução da rocha, e cuja organização facilita a circulação de fluidos. (Klimchouk & Ford, 2000). Esta definição não inclui o tipo de rocha, demonstra a importância da dissolução de rocha (qualquer que seja), e da hidrologia característica de um sistema cárstico. Foca-se menos nas formas e mais nos processos, embora estes processos vão, em maior ou menor grau, originar o relevo cárstico.

Da série de definições apresentadas acima, pode-se concluir que o carste deve ser tratado em termos de sistema composto por formas de relevo superficiais e subterrâneas específicas, que possui características hidrológicas distintas, dependente de características litológicas (independente da rocha) que permitam dissolução química, subordinadas a características estruturais que determinem porosidade, principalmente, mas não exclusivamente, porosidade secundária.

A dimensão temporal não pode ser negligenciada, conduzindo a ideia de dinâmica,

portanto, é um sistema que se transforma ao longo do tempo, convergindo para uma organização do conjunto de formas, e se adaptando a mudanças introduzidas por processos naturais ou antrópicos.

1.2 Carste em arenitos: extrapolação do conceito.

Esta evolução temporal ocorre em função do crescimento do conhecimento em torno do carste, incluindo a percepção de que o carste aparece em rochas não carbonáticas. Esta percepção, no entanto, é complexa em sua evolução, pois como a conceituação do carste aparece nas ciências, como ligadas ao calcário, tudo o que não era calcário ou ao menos com certo grau de solubilidade em águas intempéricas, e que se assemelhavam as formas do carste nestas rochas, foi simplesmente denominado de pseudo-carste.

Como bem expressou Głazek (2006), o objetivo de uma nomenclatura científica é o de alcançar economia na comunicação, abreviar longas descrições sem perder o significado e omitir mal-entendidos. Desta forma, os termos propostos devem ser claros e seu escopo deve ser mais restrito que as palavras comuns. Por esta razão, “pseudo-carste” como um termo comum é apenas aparentemente preciso. Significa qualquer estrutura ou feição superficialmente similar ao carste, mas evidentemente diferente deste (Głazek, 2006).

Assim a nomenclatura científica absorveu um termo pouco preciso como válido, e infelizmente este termo persiste até hoje, sendo ainda muito utilizado. Para que o carste em arenitos e outras rochas pudesse ser considerado como tal, a concepção de carste teve de abandonar a litologia e definir os limites da dissolução dentro do conceito, como importante, mas não necessariamente preponderante.

O carste pode, portanto, originar-se em rochas consideradas pouco solúveis, desde que o intemperismo químico condicione o surgimento da morfologia (ou seja, embora talvez não seja o processo preponderante, a solubilidade da rocha determina a existência da forma cárstica) e a formação de condutos, organizando uma rede de drenagem ao menos parcialmente subterrânea. Embora a baixa solubilidade seja considerada, por diversos autores, um limitante, demonstra-se, no entanto, que a natureza permite o aparecimento de condições em que esta solubilidade se amplia, derrubando assim este argumento.

Portanto, em havendo um processo de dissolução, independente dos minerais envolvidos, cujo resultado seja um conjunto de formas cársticas, tem-se o processo dando origem a forma. Logo, é carste. Os carstólogos, sobretudo vindos da geomorfologia, tiveram a percepção, analisando o relevo em áreas não carbonáticas, que os processos formadores eram

de ordem química, pois de outra forma, não seria possível existir tal relevo. Pseudo-carste passou a ter então, uma abrangência específica, ou seja, somente formas de relevo que se assemelham ao carste mas que, comprovadamente, não tenham sua origem associada ao processo de dissolução química da rocha. Daí surgem as primeiras propostas de conceituar o carste não incluindo a rocha ou um processo químico específico, mas baseados em evidências morfológicas.

Historicamente, na década de 1950 pesquisadores franceses já identificavam feições cársticas desenvolvidas em rochas areníticas no continente africano (Renault, 1953). No Brasil, os trabalhos do austríaco Maack (1956), radicado neste país, atribui ao carste as feições encontradas no arenito de Vila-Velha (Campos Gerais, Paraná).

Na década de 1960, pesquisadores norte-americanos e europeus e venezuelanos, trabalhando no continente sul-americano, verificaram a existência de formas cársticas em rochas consideradas "insolúveis", principalmente o quartzito (White *et al.*, 1968). Na década de 70, trabalhando sobretudo no continente Africano, Mainguet (1972) apresenta evidências de carste em quartzito e arenito. A partir da década de 1980, geógrafos australianos vêm trabalhando com o conceito de carste em arenito, e mais recentemente, pesquisadores europeus e australianos estão desenvolvendo estudos sobre carstificação em granitos (Jennings, 1983; Chalcraft & Pye, 1984; Young, 1986, 1987, 1988; Young & Young, 1992; Doerr, 1999; Willems, 2000; Willems *et al.*, 2004, 2008).

Renault (1953), talvez tenha sido o primeiro pesquisador a propor a identificação do tipo de carste em função da litologia, tendo proposto o termo "*karst gréseux*" (carste arenítico), para diferenciar do carste carbonático, ou simplesmente do carste como então compreendido.

No Brasil, Maack (1954) identifica como carste as formas e cavernas da região dos Campos Gerais (Paraná), sendo provavelmente o primeiro trabalho em território brasileiro a propor como cársticas as formas desenvolvidas em arenitos.

Trabalhando no continente africano, Mainguet (1972) constata a existência de carste nos arenitos e quartzitos, utilizando principalmente evidências morfológicas para demonstrar que as rochas silicosas desenvolvem um carste, e que este é desenvolvido em função da dissolução química da rocha.

Marescaux (1973), em pesquisa realizada no Gabão, identifica o carste em arenitos, quartzitos e óxidos de ferro (itabiritos), atribuindo a sua formação a dissolução da rocha, que ocorreria devido a quatro condições: 1) que a água possa circular na rocha; 2) que a coesão da rocha seja tal que a cavidade criada por dissolução não seja destruída pelo abatimento das

rochas; 3) que a erosão subaérea não tenha velocidade superior que a erosão subterrânea e 4) que se considere a maior ou menor solubilidade da rocha, demandando um tempo suficiente que permita a ação da dissolução sobre volumes significativos de rocha.

Os trabalhos de Martini (1978, 1981), são importantes pois apresentam casos de carstificação em quartzitos e meta-arenitos no continente africano, comparando com as descrições dadas para as grutas dos Tepuys venezuelanos, demonstrando a ação química nos grãos de quartzo. Uma síntese de seus trabalhos, bem como de suas propostas para a dissolução da sílica pode ser encontrada em Martini (2000).

Em 1980, Brichta *et al.* apresentam evidências de dissolução do quartzito da Gruta do Salitre (Minas Gerais), associando a formação da cavidade (e possivelmente de outras na área) a dois fatores: a estrutura tectônica e a dissolução da sílica em ambientes tropicais.

Embora Martini já viesse ganhando respeito com seus trabalhos sobre carste não carbonático, o artigo que quebra o paradigma de que o carste não existiria fora de rochas solúveis, em língua inglesa, é o trabalho de Jennings (1983), ao dizer que definir carste ou pseudo-carste é em parte uma questão terminológica, pois provém da nossa incerteza dos processos que operam sobre as formas. O autor ainda discute que, definir carste em função da litologia é arbitrário, e que carste deve ser definido "*in terms of the process, solution, which is thought to be critical (but not necessarily dominant) in the development of the landforms and drainage characteristic of karst.*" (Jennings, 1983). O autor também apresenta exemplos de relevos cársticos em arenito na Austrália, citando e comparando com outros trabalhos, em especial com o de Mainguet (1972).

Uma extensa lista de artigos podem aqui ainda serem citados, todas oscilando em torno das mesmas ideias. Dentre os mais importantes, os de Young (1986, 1987 e 1988), que discute carste em arenito na Austrália; Urbani (1986, 1990), sobre o carste nos Tepuy Venezuelanos; Young e Young (1992), que discorrem sobre os relevos em arenito, inclusive o carste; Wray (1997a, 1997b, 2009), que discute sobre a natureza do carste em rochas não carbonáticas, desde o arenito ao quartzito; Doerr (1999), que também trabalha sobre os quartzitos venezuelanos; Self & Mullan (2005), que apresentam exemplos de carste em arenito na Inglaterra, e Turkington & Paradise (2005).

Este último merece uma atenção especial, trata-se de uma revisão sobre o intemperismo no arenito, incluindo o intemperismo químico, com descrições das diversas hipóteses, escalas de atuação de processos, e uma expressiva lista de artigos revisados. Também demonstra a pouca atenção dada aos processos intempéricos no arenito, e as novas perspectivas de estudo neste campo.

Em termos de Brasil, encontramos referências diversas, como o trabalho de Wernick *et al.* (1973), discutindo as cavernas da *cuesta* da Serra Geral; Troppmair & Tavares (1984), que trabalharam uma interessante interpretação, criando uma tipologia das cavernas em arenitos da região de Altinópolis; Martins (1985), que desenvolveu o mapeamento e interpretação das cavernas de Altinópolis, chamando a atenção para existência de formas de dissolução no interior destas; Karmann (1986), Em um extenso trabalho sobre a Gruta Refúgio do Maroaga, na região amazônica, onde também identifica formas de dissolução; Veríssimo & Spoladore (1995), que trabalham sobre a Gruta do Fazendão; Correa Neto & Batista Filho (1997), descrevendo grutas em quartzito no Estado de Minas Gerais; Correa Neto (2000), integrando o conhecimento sobre Ibitipoca em um contexto de carste em quartzito; Monteiro & Ribeiro (2001), em uma interpretação do papel da tectônica na origem das grutas da Serra de Itaqueri; Hardt (2003), que chama a atenção para a natureza cárstica de diversas formas encontradas ao longo do trecho paulista da *cuesta* da Serra Geral; Auler (2004), que discute a natureza cárstica de alterações no quartzito; Silva (2004), que elabora uma dissertação sobre a região de Ibitipoca; Willems *et al.* (2004, 2008), que discutem sobre a natureza cárstica nas proximidades de Diamantina (Minas Gerais); Spoladore (2006), em uma tese sobre as cavernas areníticas sobretudo no norte do Paraná; Uagoda *et al.* (2006), que apresentam sobretudo depressões doliniformes em quartzitos no sul do Rio de Janeiro; Hardt & Pinto (2008), que elaboram uma síntese sobre áreas potencialmente cársticas no Brasil; Hardt (2009), que discute sobre a natureza cárstica dos arenitos de Chapada dos Guimarães; Morais (2009), que descreve cavernas em arenitos no Tocantins; Rodet *et al.* (2009), descrevendo um polje no Parque de Rio Preto (Minas Gerais) e Hardt *et al.* (2010), que apresentam uma discussão sobre o termo carste e demonstram sua ocorrência em exemplos no arenito e no quartzito.

Estes, entre outros autores, principalmente a partir de 2000, mostram tanto a diversidade de áreas como o interesse despertado por este tipo de relevo em rochas silicosas. Nos mais antigos, os autores evitam falar em carste, restringindo-se a avaliar os elementos encontrados e sua influência na formação das cavidades e formas. Nos mais recentes, o termo carste é adotado com frequência, mostrando já uma mudança de mentalidade.

Se no início o conceito de carste estava intimamente associado a litologia, atualmente isso mudou, e como visto, vários exemplos de carste em rochas não carbonáticas foram identificados e estão sendo estudados no mundo afora. O que não se pode aceitar mais, é simplesmente atribuir um termo genérico e pouco claro a uma área, denominando-a pseudo-carste, simplesmente porque não se trata de calcário. Por outro lado, não é porque existem

formas que se assemelham ao carste em uma determinada área que é necessariamente carste. O equilíbrio tem de ser encontrado, e a definição se uma determinada área é ou não carste deve ser feita após estudos.

Uma questão chave deve ser considerada. Se para definir algo como carste, são necessários estudos, não se pode portanto definir que algo não é carste, sem este estudo. Por outro lado, se uma pesquisa é feita sobre um determinado relevo, espera-se que o(s) autor(es) definam o que tal área de estudo é, jamais o que ela não é. Assim, não só pela imprecisão do termo, mas também pela ética científica, o termo pseudo-carste não tem sentido nos dias atuais e deve ser abandonado.

Para concluir este aspecto bibliográfico, ressalta-se que a muitos anos a UIS (*Union International de Spéléologie*) mantém regularmente um congresso de pseudo-carste. Nos últimos destes eventos, o termo vem sendo sistematicamente contestado, e o nome continua o mesmo muito em função da antiguidade.

As formas superficiais e subterrâneas, encontradas em rochas como o arenito, podem portanto, demonstrar a natureza cárstica de uma determinada área, simplesmente por relacionar a existência de formas, cuja existência depende de um processo de dissolução, pois a uma determinada forma corresponde um processo, independente da litologia onde esta se encontra.

Nos diversos artigos citados, verifica-se também que os relevos cársticos em arenito, pelo menos à luz do conhecimento atual, estão associados a ambientes de plataforma, não havendo registro de carste em arenitos em alta montanha. Consequência deste fato, não se conhecem abismos muito profundos em arenito, embora em quartzitos, seja possível encontrar abismos da ordem de 600 m.

Por outro lado, as manifestações cársticas em superfície, nos arenitos, são bastante numerosas, especialmente quando a rocha aflora. Como sobre os arenitos é comum a cobertura de um solo arenoso, muitas formas ficam ocultas e nem sempre são visíveis, mas quando os processos intempéricos removem a cobertura de solo, a profusão de formas é comparável a dos terrenos carbonáticos.

No entanto, embora as formas de superfície ocorram em abundância, diferenças importantes podem ser observadas, com a tendência das formas em arenitos, devido a característica da rocha, serem mais arredondadas e suaves que as formas em calcário.

Já no endocarste, as cavernas costumam ter uma expressão dimensional menor que em terrenos cársticos similares em litologias carbonáticas, sendo pouco comuns as cavidades, no arenito, que ultrapassam o quilômetro de desenvolvimento.

Como consequência desta característica, raramente os sistemas cársticos apresentam uma organização e distribuição no espaço tão ampla quanto nos calcários, nem por isso deixando de serem cársticos.

1.3 Os Sistemas de Informações Geográficas e o estudo do carste.

Para o estudo do carste, os Sistemas de Informações Geográficas (SIGs) já provaram a sua efetividade de muitas formas. SIGs são utilizados para integrar e manusear diferentes tipos de dados e para criar mapas de alta qualidade que incorporam diversas camadas de informação. Capacidades avançadas de renderização são utilizadas para visualizar dados de cavernas e do carste em três dimensões. Além das tarefas simples, a capacidade dos SIGs em analisar e modelar estão ampliando nosso conhecimento de cavernas e do carste, e ajudando na tomada de decisões (Szukalski, 2002).

A facilidade de gerenciar grande quantidade de dados, elaborar modelos qualitativos e quantitativos, e permitir visualizar os dados espaciais e temporais de uma região estudada, em especial áreas cársticas, torna os SIGs uma importante ferramenta no auxílio aos estudos sobre o relevo e seu desenvolvimento.

Os SIGs, no estudo do carste, já foram utilizados para a identificação de regiões carbonáticas, em função da resposta espectral da rocha. Esta técnica permite identificar com razoável segurança diversas famílias de rochas, baseado na sua reflectância (Carvalho Junior *et al.*, 2008). Na bibliografia pesquisada, encontrou-se apenas referências de estudo do carste, utilizando-se desta técnica, para a identificação de rochas carbonáticas, mas nada impede a utilização desta técnica para os arenitos.

Neste trabalho, as áreas escolhidas para a pesquisa não apresentavam problemas com relação a identificação da rocha, portanto, tal técnica não chegou a ser utilizada.

Uma técnica similar é denominada geobotânica. Em áreas com densa cobertura vegetal, a identificação da rocha pode ser difícil, mas certo tipo de cobertura vegetal pode ocorrer especificamente sobre determinada rocha, e não em outras. Desta forma, é possível inferir, de forma indireta, a área ocupada por determinada rocha (Carvalho Junior *et al.*, 2008). Pelos mesmos motivos expressos anteriormente, tal técnica não apresentou utilidade nesta pesquisa.

A análise morfoestrutural de um relevo é outra técnica que pode ser utilizada em ambientes cársticos. Como o carste está intimamente ligado a estrutura da rocha, não é raro

poder-se inferir sobre a disposição de condutos no subterrâneo associados aos lineamentos estruturais de superfície. Neste trabalho, pôde-se verificar, por exemplo, a concordância com os alinhamentos no interior das grutas da Chapada dos Guimarães com os alinhamentos regionais. Esta técnica permite, em muitos casos, associar o aquífero subterrâneo e a superfície, baseado no sistema de fraturas regionais (Lattman & Parizek, 1964).

Uma outra técnica possível é a do estudo da morfometria das feições, baseado em sensores remotos. A medição da área ocupada pelas dolinas e uvalas da Serra de Itaqueri foram inferidas através desta técnica. No entanto, tal técnica está limitada pela resolução dos sensores utilizados, e o produto de sensores de alta resolução, é, em geral elevado, implicando em dificuldades para a aquisição das imagens. Nas imagens disponíveis gratuitamente, em geral, não se pode identificar e mensurar a grande maioria das expressões cársticas, limitando bastante a utilização desta técnica.

O desenvolvimento de uma cartografia com base em dados retirados de sensores remotos e trabalhos de campo é um outro recurso que também pode ser utilizado no carste. Tal técnica consiste em uma análise do relevo que pode ser assistida ou não pelos recursos automáticos do SIG, e posterior desenho do mapa sobre a informação obtida (Chorowicz & Deroin, 2003). Esta técnica foi utilizada nos esboços morfológicos da Serra de Itaqueri e da Chapada dos Guimarães. Também chegou-se a utilizar, de forma simplificada, em Fontainebleau.

A definição de canais hidrológicos a partir de análises altimétricas é também uma técnica desenvolvida em SIG que foi utilizada na presente pesquisa, para inferir o caminhamento das águas no maciço de Fontainebleau, visto que, devido a cobertura vegetal da área, nem sempre ser possível a visualização dos canais. Embora tal técnica não distinga entre canais permanentes e temporários, permite, ao menos, visualizar o caminho das águas em uma determinada área.

Devido as características de reflectância das águas, é possível, nas épocas de cheia, inferir áreas preenchidas por água (Jensen, 2009). Isto permite identificar, no terreno, dolinas, uvalas e poljes, desde que estes tenham uma dimensão mínima limitada pela resolução espacial do sensor. Esta técnica foi utilizada na identificação de dolinas e uvalas na Serra de Itaqueri, utilizando-se de imagens Landsat, portanto, restritas a resolução de 30 m.

Ohms & Reece (2002), demonstram, por exemplo, como utilizar os SIGs para identificar as relações entre as cavernas e a superfície. Este método foi utilizado neste trabalho, para compreender, por exemplo, como as dolinas no maciço sobre a Gruta Aroê-Jari estavam conectadas a esta.

A sobreposição do relevo e da gruta em estudo, permite, por exemplo, estimar a distância que o conduto está da superfície (Ohms & Reece, 2002), permitindo inferir zonas de infiltração e potenciais novos acessos para a cavidade.

2. METODOLOGIA

2.1 Métodos

A metodologia de trabalho desenvolve-se em fases distintas: levantamento bibliográfico, trabalhos de campo, trabalhos de laboratório, e consolidação e escrita da tese.

Os trabalhos de campo constituíram-se em exploração das áreas de estudo, identificação das formas, sua localização, dos indícios deixados pela atuação dos processos nestas formas, sua distribuição espacial, medições diversas associadas com a geomorfologia e registro fotográfico. Também foram feitas coletas de amostras de rocha, notadamente das crostas encontradas em ambiente cavernícola, visando a análise posterior.

Em função das amostras e dados coletados no campo, dois tipos de análises em laboratórios foram feitos: a análise microscópica ótica das amostras rochas, constituindo-se de análise de lâminas para a identificação de minerais e organização destes e as análises de microscopia eletrônica de varredura, visando compreender as alterações nas amostras.

O segundo tipo de trabalho de laboratório foi o de geoprocessamento, que permitiu organizar e situar os dados recolhidos em campo, organizar um acervo de formas, localização, registro e associar com a bibliografia, e mapear a distribuição destas no terreno, associando com a geomorfologia local. Também acrescentou-se os dados provenientes de sensoriamento remoto, que permitiu referendar e interpretar a distribuição espacial dos elementos encontrados em campo com elementos do relevo identificável através do produto destes

sensores, fornecendo um quadro mais completo sobre o ambiente estudado.

A consolidação dos dados, comparação com a bibliografia, e redação final da tese consistiu a etapa final do trabalho, onde os dados retirados da pesquisa bibliográfica, associados ao acervo organizado e produzido com os dados de campo e laboratório, permitiu o desenvolvimento de um conhecimento específico proveniente de estudos de relevos semelhantes feitos por outros pesquisadores, bem como de modelados similares ao da área de estudo. Também permitiu isolar elementos específicos que permitiram respostas às questões impostas pela pesquisa, como características da rocha, do clima, história morfológica e geológica da área, ou ainda, elaborar novas questões e hipóteses sobre o problema estudado, resultando em características comuns e especificidades das áreas estudadas.

2.2 Técnicas

2.2.1 Tratamento bibliográfico

Com base nos objetivos, uma pesquisa inicial foi feita, buscando nas obras clássicas o entendimento do carste tradicional, e qualquer referência ao carste em rochas não carbonáticas. A partir da leitura destas obras clássicas, as referências específicas citadas por estes autores foram buscadas, visando a construção de um acervo. Questões foram formuladas relativas ao carste não carbonático, levando a uma pesquisa mais direcionada, tratando desde problemas de morfologia, de geoquímica, de hidrologia e da visão sistêmica, como também de qualquer informação sobre as regiões estudadas, sobre as formas encontradas em campo, detalhando o conhecimento e focando nos problemas encontrados.

Isso permitiu selecionar tópicos relevantes para a compreensão do problema da carstificação no arenito e buscar técnicas de campo e laboratoriais que permitissem aportar os elementos para responder as questões levantadas.

Dentre a bibliografia consultada, no campo da geoquímica, a obra de Turkington & Paradise (2005) é a principal referência, pela ampla revisão e cobertura do assunto, na área de carste, os trabalhos de Renault (1967-1968) e de Rodet (1992) refletiram melhor a linha de pesquisa adotada.

Complementou-se esta fase com o intercâmbio com colegas, tanto através de trabalhos de campo em conjunto, como também pela participação em congressos e simpósios científicos, com o aporte dos resultados parciais e o debate em torno do tema, polindo-se o

conhecimento até então adquirido e abrindo questões não consideradas por nós durante o trabalho.

Como resultado, o conhecimento teórico e prático foi incrementado pela opinião e questionamento dos colegas de profissão.

2.2.2 Trabalhos de Campo

Nos trabalhos de campo, utilizou-se de diversas técnicas: receptores de GPS (*Global Positioning System*); topografia expedita; fotografia; amostragem de materiais e análises morfodinâmicas.

A utilização de GPS permite mapear os caminhos percorridos, bem como associar as formas encontradas e os pontos de análise e coleta de amostras. A integração destes com os SIGs, facilita a construção do banco de dados geográficos, e o posicionamento de pontos associados a topografia expedita permite ligar a superfície com pontos subterrâneos. A precisão do instrumento permite trabalhar com mapeamentos 1:10.000 com segurança. Em todos os trabalhos de campo, o uso de GPS foi uma constante, registrando o caminhamento e os pontos de amostragem, de análises, de fotografias, etc.

A topografia expedita foi utilizada principalmente nos mapeamentos subsuperfície, das cavidades subterrâneas. Houveram casos, no entanto, que o GPS não conseguia indicar uma posição confiável, devido à cobertura vegetal ou ao fato de estar no interior de algum cânion ou próximo ao maciço rochoso. Neste caso, o mapeamento de superfície foi realizado, ligando o ponto de interesse com um ponto detectado pelo GPS, permitindo, assim, a localização dos objetos de estudo.

O registro fotográfico constituiu uma etapa importante da construção do acervo dos elementos da paisagem de interesse morfodinâmico. Tal registro permite demonstrar não só que a forma existe, mas que processos morfodinâmicos atuaram na paisagem elaborando a forma. Eventuais encadeamento destes elementos também podem ser demonstrados pela fotografia, permitindo validar conceitos e integrações sistêmicas.

A coleta de amostras também foi realizada durante os trabalhos de campo, com o registro de sua posição e fotografia da condição “in situ”. Produz-se assim, a integração da informação de campo, com a posição geográfica, e com as análises laboratoriais.

Por fim, a visualização de formas e seu contexto na paisagem permitiu a identificação das formas e a caracterização morfodinâmica, inferindo, em campo, o comportamento do sistema a partir da distribuição espacial das formas, corroborada posteriormente com os

mapeamentos feitos integrados com os dados colhidos em campo.

2.2.3 Laboratório de geoquímica

Foram feitas análises das crostas (revestimento mais rígido nas paredes das grutas em relação a rocha imediatamente após este) encontradas em cavernas tanto na Chapada dos Guimarães quanto na Serra de Itaqueri, visando entender de sua formação. Dois tipos de análises foram feitas: a Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e lâminas para a microscopia ótica. No primeiro caso, pretendeu-se entender o motivo da formação da crosta, em especial da porosidade do meio. Já a microscopia ótica permite a identificação dos minerais e também uma análise de eventuais vazios de dimensões significativas. Algumas formas de dissolução e de deposição também são passíveis de serem identificadas com lâminas óticas, embora seja difícil distinguir se tais evidências estão ligadas à diagênese ou são posteriores.

2.2.4 Geoprocessamento

O Geoprocessamento inclui uma série de ferramentas que permite organizar as informações adquiridas de uma determinada área na superfície terrestre em um banco de dados geográfico. Entende-se por banco de dados geográfico um conjunto de informações sobre a área pesquisada, associado a sua posição espacial conforme um sistema de coordenadas. Estas informações podem ser de origem bibliográfica (artigos, livros, mapas, atlas, etc.), produto de sensores remotos (fotografias aéreas, imagens de satélite, informação de radares e outros sensores), dados de campo (fotos, anotações, mapeamentos, etc.), além de produtos originados a partir destas informações no próprio sistema, que é capaz de utilizar a informação inserida, processar estas informações de acordo com algum critério fornecido, e produzir uma informação derivada dos dados inicialmente disponíveis no sistema.

Este banco de dados e a capacidade de processamento/transformação/armazenagem desta informação, é denominado, em conjunto, como um Sistema de Informações Geográficas (SIG). Neste trabalho, utilizou-se o sistema de informações geográficas denominado SPRING (Câmara *et al.*, 1996), versão 5.1.8, disponível gratuitamente em 4 idiomas (Português, Francês, Inglês e Espanhol) na Internet.

2.2.5 Consolidação e redação do Trabalho

A consolidação dos dados, comparação com a bibliografia, e redação final da tese consistiu a etapa final do trabalho, onde os dados retirados da pesquisa bibliográfica, associados ao acervo organizado e produzido com os dados de campo e laboratório, permitiu o desenvolvimento de um conhecimento específico proveniente de estudos de relevos semelhantes feitos por outros pesquisadores, bem como de modelados similares ao da área de estudo. Também permitiu isolar elementos específicos que permitiram respostas às questões impostas pela pesquisa, como características da rocha, do clima, história morfológica e geológica da área, ou ainda, elaborar novas questões e hipóteses sobre o problema estudado, resultando em características comuns e especificidades das áreas estudadas.

3. CARACTERIZAÇÃO DAS ÁREAS DE ESTUDO.

No Brasil, rochas areníticas afloram em diversas áreas do território, que, somadas as quartzíticas, apresenta um grande potencial de manifestações cársticas em rochas silicosas. Neste capítulo, apresenta-se um pouco deste potencial em função de ocorrências potencialmente cársticas em diversas áreas do território nacional.

Na sequência, as áreas de estudo detalhado, inclusive um exemplo de clima e características ambientais diferentes dos normalmente encontrados no Brasil, a região de Fontainebleau, na França, são apresentados e subsidiam a compreensão do relevo cárstico em arenito, proposta geral deste trabalho.

3.1 Áreas potencialmente cársticas em rochas não carbonáticas no Brasil

Existem áreas que apresentam potencial de desenvolvimento de um carste não carbonático no Brasil. A seguir, são citadas algumas em que evidências morfológicas podem confirmar tal potencial, sendo que em duas delas, já apresentam resultados que sustentam a classificação como carste, e são objeto de detalhe na sequência deste capítulo.

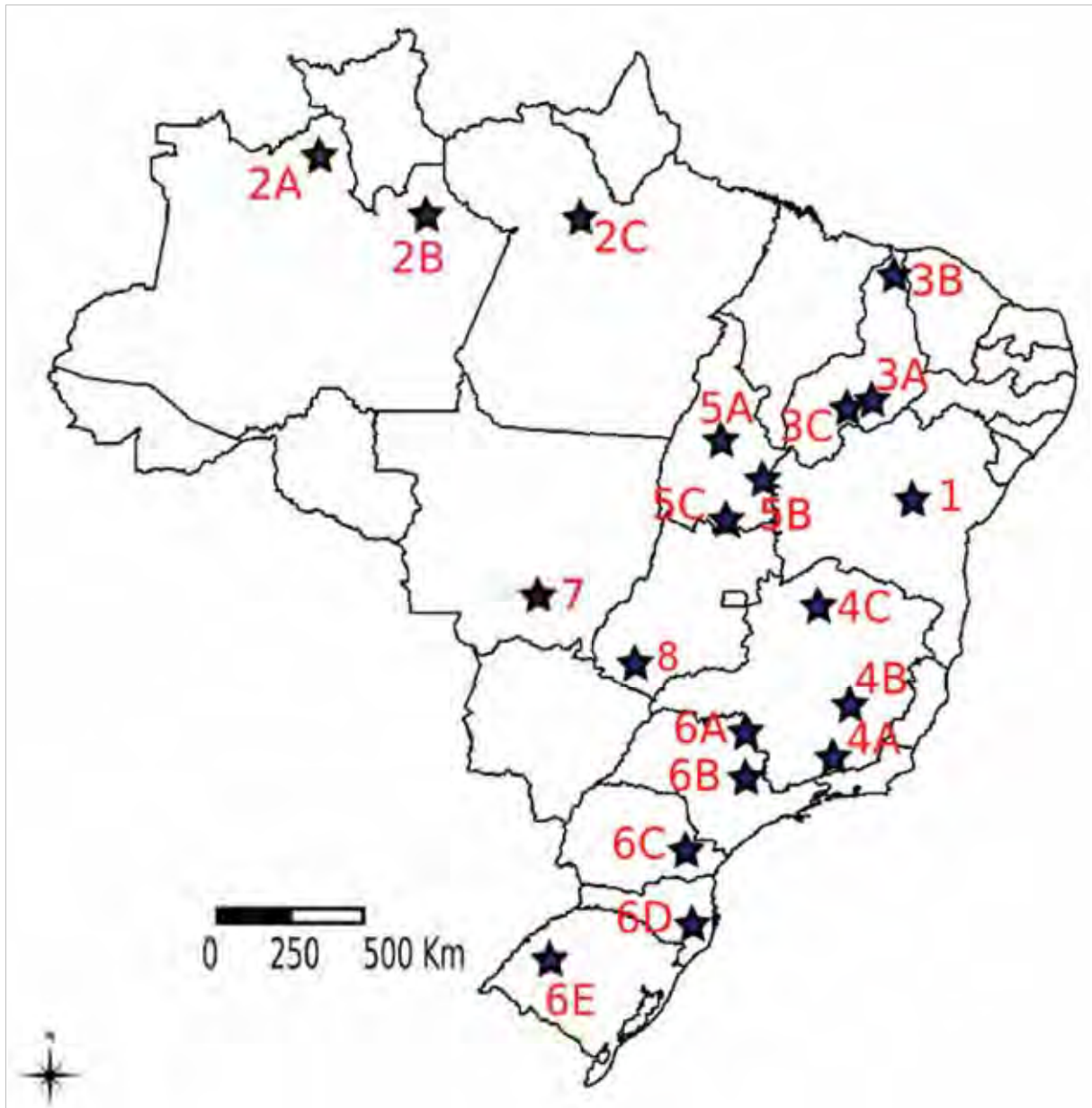


Figura 3.1: Localização das ocorrências conhecidas de cavernas em arenitos e quartzitos no Brasil. 1. Chapada Diamantina, BA; 2A. Noroeste da Amazônia; 2B. Presidente Figueiredo (AM); 2C. Monte Alegre, PA; 3A. Serra da Capivara (PI); 3B. Sete Cidades (PI); 3C. Caracol (PI); 4A. Ibitipoca (MG); 4B. Diamantina (MG); Jequitaiá (MG); 5A. Palmas (TO); 5B. Dianópolis (TO); 5C. Palmeirópolis (TO); 6A. Altinópolis (SP); 6B. Serra de Itaqueri (SP); 6C. Campos Gerais (PR); 6D. Alfredo Wagner (SC); 6E. Nova Esperança do Sul (RS); 7. Chapada dos Guimarães (MT) e 8. Serranópolis (GO). Em boa parte do território Mato-Grossense afloram arenitos, e existem referências a formas que podem ser cársticas nos arenitos de Jardim (MS).

3.1.1 Chapada Diamantina (Bahia)

Na região da Chapada Diamantina, no centro da Bahia (fig. 3.1; 1), encontram-se tanto o carste tradicional quanto evidências de um carste em quartzito. Lá se desenvolvem algumas das maiores cavernas nesta litologia do Brasil (Lapão, em Lençóis; Gruta de Torres, em Igatu; Gruta dos Atoleiros, em Ituaçu), além de apresentar algumas formas de superfície que podem ser associadas ao carste. Carece de maiores estudos.

3.1.2 Noroeste da Amazônia Brasileira

Expedição feita aos platôs quartzíticos do noroeste da Amazônia brasileira (fig. 3.1; 2A) revelaram a maior caverna (Abismo Guy Collet) em desnível do Brasil, com -670 m (Epis, 2006; Ayub, 2008), além de ser uma área com as mesmas características dos “*tepuys*” venezuelanos, que vem sendo estudado há décadas, tendo sido considerado carste por diversos autores (Chalcraft & Pye, 1984; Urbani, 1986; Doerr, 1999). Mais ao sul, no município de Presidente Figueiredo (Amazonas), são conhecidas diversas cavidades em arenito (fig. 3.1; 2B), algumas com dimensões consideráveis, como a gruta Refúgio do Maroaga, que apresenta sinais de dissolução (Karmann, 1986). Mais a leste, no estado do Pará, Maurity *et al.* (1995), identificam várias grutas nas proximidades do município de Monte Alegre (fig. 3.1; 2C), também com a presença de formas de dissolução. Estes exemplos isolados permitem imaginar o potencial desta região brasileira ainda muito pouco conhecida, seja do ponto de vista morfológico, ou mesmo geológico, devido às dificuldades de acesso.

3.1.3 Estado do Piauí (Serra da Capivara, Serra das Confusões e Sete Cidades)

Em rápida visita a Serra da Capivara (fig. 3.1; 3A), foram observados alguns indícios de dissolução, além de algumas pequenas cavernas. No entanto, a área ainda precisa ser mais bem estudada. Em Caracol (Piauí), está a maior caverna em arenito do Brasil (fig. 3.1; 3C), a Toca (sistema) das Confusões, com uma topografia incompleta apresentando 1633 m de desenvolvimento (Rodet, *apud* Chabert & Courbon, 1997; Rodet, 2011, informação oral).

Mais ao norte daquele Estado, na região do Parque Nacional das Sete Cidades (fig. 3.1; 3B), várias são as formas associadas ao carste que permitem supor a evolução do terreno neste sentido.

3.1.4 Estado de Minas Gerais

A região central e sul do estado de Minas Gerais apresenta extensas áreas de ocorrência de quartzitos, sendo que em alguns pontos, a ocorrência de formas potencialmente cársticas já foi apontada por pelo menos três autores (Correa Neto, 2000; Auler, 2004, Silva, 2004). A área de Ibitipoca (fig. 3.1; 4A) foi a mais estudada, com elementos claros de carstificação. Na região de Diamantina (fig. 3.1; 4B), Willems *et al.* (2004; 2008) e Rodet *et al.* (2009), descrevem diversas formas cársticas, propondo, inclusive, um possível modelo de evolução. Na região de Jequitaiá (fig. 3.1; 4C), encontram-se manifestações cársticas em

quartzitos (Rodet, 2009). Existe ainda muito a ser conhecido neste estado, em função da enorme área de afloramentos, principalmente em quartzitos e meta-arenitos.

3.1.5 Estado do Tocantins

No estado do Tocantins, diversas cavernas foram identificadas em rochas siliciclásticas, em especial o arenito, que aflora em algumas unidades litológicas daquele estado. Foram identificadas cavernas em Palmas (fig. 3.1; 5A), Dianópolis (fig. 3.1; 5B) e Palmeirópolis (fig. 3.1; 5C) (Morais, 2009; Morais & Sousa, 2009). Os estudos preliminares indicam a possibilidade da dissolução química ter atuado na rocha (Morais, 2009), o que permitiria, associado com a presença de condutos e hidrologia, identificar um possível carste.

3.1.6 Serra Geral (Do sul de Minas Gerais ao Rio Grande do Sul)

A ocorrência de cavernas nos arenitos da formação Botucatu e Pirambóia já eram conhecidas desde fins do Século XIX. Trabalhos científicos relacionados a tais cavernas são publicados pelo menos desde a década de 70 do século XX (Wernick *et al.*, 1973). Trabalhos mais recentes na área, como em Martins (1985)(fig. 3.1; 6A), Hardt (2003)(fig. 3.1; 6B), e Spoladore (2006) demonstram a existência de formas cársticas associadas ao processo de dissolução da sílica. Na região dos Campos Gerais (Paraná)(fig. 3.1; 6C), Melo & Giannini (2007) demonstraram a natureza cárstica de suas formações, e em Santa Catarina (fig. 3.1; 6D) Schroder (2005) descreve a ocorrência de cavernas em arenitos. No Rio Grande do Sul (fig. 3.1; 6E), os trabalhos de Robaina e Bazzan (2006) apresentam também a ocorrência de cavernamentos em arenitos.

3.1.7 Chapada dos Guimarães e dos Parecis (Mato Grosso)

Uma das maiores cavernas em arenito do país se encontra nesta área, a gruta Aroê-Jari (fig. 3.1; 7). Tal caverna, com um desenvolvimento superior a 1500 m, e amplas galerias, é a mais expressiva das cavernas da região, pelas dimensões e importância. Além de diversas formas de dissolução terem sido encontradas em seu interior, formas cársticas de superfície, como dolinas, hums e kamenitzas, podem ser identificadas em diversos pontos na área próxima a esta. Integram ainda o conjunto as Grutas do Lago Azul e Kiogo-Brado. Esta área é objeto de estudo detalhado na sequência deste capítulo. Diversos setores apresentam relevos ruíniformes, sobretudo nos limites da cuesta com a depressão cuiabana.

3.1.8 Serranópolis (Goiás)

No município de Serranópolis, Goiás (fig. 3.1; 8), encontra-se uma notável surgência cárstica, com forte débito e totalmente freática. Em um mergulho exploratório, foi possível penetrar por cerca de 3 m com máscara e iluminação, o que permitiu visualizar pelo menos 10 m de conduto calibrado para o fluxo. Também existem várias cavernas na região, e encontram-se, nos maciços areníticos, alvéolos, tubos e outras formas cársticas.

Longe de ter esgotado todas as áreas potenciais do Brasil, fica evidente que existe ainda uma enorme lacuna no conhecimento sobre rochas silicosas, em especial aqui no Brasil, onde os afloramentos são muitos.

3.2 A Serra de Itaqueri: Um endocarste incipiente e pretérito. Exocarste ativo.



Figura 3.2: Localização da Serra de Itaqueri no contexto do País, estado e municípios. Elaborado por Rubens Hardt, 2009, a partir de digitalização de mapa político do Brasil e limites municipais retirados do programa Statcart, do IBGE.

As coordenadas UTM limites estabelecidas para este estudo, situam-se no fuso 23, com o canto superior esquerdo do retângulo envolvente definido pelas coordenadas 194328.5L e 7503262.5N; e canto inferior direito definido pelas coordenadas 225748.1L e 7531539.4N, utilizando o Datum WGS84.

3.2.1 Caracterização regional

A Serra de Itaqueri é um apêndice oriental de um extenso relevo estrutural denominado “Serra Geral”, que se estende desde o estado de Santa Catarina até o interior de Minas Gerais, cruzando o estado de São Paulo de Nor-noroeste a Su-sudeste, compondo um relevo de cuesta, tendo em sua base arenitos e sobreposto por derrames basálticos, que sustenta sua cornija na maior parte da Serra Geral.

A Serra de Itaqueri apresenta altitudes que ultrapassam os 1.000 m, onde vestígios de antigas superfícies de erosão podem ser identificados. A cuesta é separada da depressão periférica por escarpamentos que podem atingir até 600 m de desnível (Penteado, 1976).

É no topo e nos escarpamentos que se encontram manifestações cársticas significativas, embora dispersas na região, com a presença de cavernas e dolinas, além de algumas manifestações isoladas de alvéolos e alguns tipos de lapiaz.

Hidrologicamente, pertence à bacia do Piracicaba, sendo nascente e divisor de duas sub-bacias, do Ribeirão do Araquá e do Rio Passa Cinco.

3.2.2 Contexto geológico

Para fins deste trabalho, adotou-se a coluna estratigráfica de Perinotto (2008), que se baseou em Soares & Landim (1975, *apud* Perinotto 2008).

Esta coluna foi elaborada em função das ocorrências que afloram no Estado de São Paulo, na região centro-leste. No entanto, também foram considerados os trabalhos de Milani *et al.* (1994) e Milani (2004), por apresentarem uma discussão mais extensa da bacia, não se restringindo a região estudada.

Milani *et al.* (1994) consideram que o pacote sedimentar da Bacia do Paraná constitui-se de seis grandes sequências limitadas por expressivas discordâncias regionais: ordovício-siluriana, devoniana, carbonífera, eotriássica, neotriássica, jurássica-eocretácea e neocretácea.

Das unidades propostas por Milani *et al.* (1994), em território Paulista afloram as seguintes sequências, a partir do embasamento: Carbonífero-Eotriássico; Neotriássico, Juro-Eocretáceo e Neocretáceo.

Da base para o topo, a seção aflorante no Estado de São Paulo bacia do Paraná apresenta os seguintes grupos, conforme coluna elaborada por Perinotto (2008), modificada (figura 3.3). Ressalte-se que o autor trabalha por unidades litoestratigráficas.

Uma vez que a coluna elaborada por Perinotto (2008) não se encontra acompanhada

de um texto explicativo, adotou-se a descrição de Milani *et al.* (1994) para os diversos grupos e formações, complementando-se, quando não disponível no trabalho citado, com informações de Schobbenhaus *et al.* (1984). Outros autores complementam, neste caso, explicitamente citados.

COLUNA ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO PARANÁ NA REGIÃO DE ESTUDO							
ERA	PERÍODOS	GRUPO	FORMAÇÃO	LITOLOGIA	Espes. Média (Metros)	DESCRIÇÃO SUCINTA	AMBIENTE DE DEPOSIÇÃO
CENOZOICA	QUATERNÁRIO		RIO CLARO		30	ARENITOS POUCO CONSOLIDADOS COM LENTES DE ARGILAS E NÍVEIS CONGLOMERÁTICOS NA BASE <i>(Arenitos – reservatório de água subterrânea em poços rasos da região de Rio Claro)</i>	CONTINENTAL: PLANÍCIE ALUVIAL E LACUSTRES COLLUVIÕES
	TERCIÁRIO						
MESOZOICA	CRETÁCEO	SÃO BENTO	SERRA GERAL		100	DERRAMES DE BASALTOS COM LENTES DE ARENITO NA BASE, DIQUES E SOLBRAS DE DIABÁSIO <i>(Basalto e diabásio – matéria-prima para brita, pavimentação e construção civil na região de Rio Claro)</i>	MAGMATISMO FISSURAL
			BOTUCATU		100	ARENITOS SEM BULGONADOS COM GRãos SEM ARREDONDADOS SEMI-ESFÉRICOS, POUCO ARGILA <i>(Arenitos – reservatório de água subterrânea em poços profundos da região de Rio Claro)</i>	CONTINENTAL DESÉRTICO
			PIRAMBÓIA		150	ARENITOS COM GRãos ARREDONDADOS E ESFERCOS DIVERSOS ANOS DE DIAMETROS <i>(Arenitos – reservatório de água subterrânea em poços profundos da região de Rio Claro)</i>	CONTINENTAL: FLUVIAL E DESÉRTICO
PALEOZOICA	PERMIANO	PASSA DOIS			100	SILTITOS CONTENDO LENTES DE ARENITOS FINOS ARGILITOS, SILTITOS, ARENITOS FINOS, NÍVEIS DE CALCÁRIOS DOLOMÍTICOS E COQUELAS <i>(Argilões – matéria-prima para a indústria cerâmica da região de Rio Claro)</i>	CONTINENTAL: LACUSTRE MISTO; PLANÍCIE DE MARE
			(RAT)		40	SILTITOS, DOLOMITOS PROLETIVADOS, CALCÁRIOS DOLOMÍTICOS <i>(pedregal de calcário na região de Aratuba e Itatuba)</i>	MISTO: LAGUNA/PLATAFORMA
		GUATÁ	TATUÍ		50 (40m)	SILTITOS E SILTITOS ARENOSOS	MISTO: PLANÍCIE COSTEIRA/PLATAFORMA
		ITARARÉ	Indiviso		500	ARENITOS, SILTITOS, VARVITOS E DIAMICTITOS (ALGUNS VERDADEIROS TILITOS) <i>(Arenitos – reservatório de água subterrânea em poços profundos da região)</i>	CONTINENTAL: GLACIAL FLUVIAL LACUSTRE MISTO MARINHO (GLÁCIO-MARINHO)
	CARBONÍFERO						
	Pré-Cambriano					GRANITOS, MIGMATITOS, GNAÍSES, XISTOS, QUARTZITOS	

Figura 3.3: Coluna estratigráfica da região, modificada de Perinotto (2008)

Grupo São Bento

De idade Mesozoica, compreendendo os períodos Triássico, Jurássico e parte do Cretáceo, este grupo é composto pelas formações Pirambóia, Botucatu e Serra Geral. Uma vez terminada a deposição da Formação Corumbataí, sobreveio um ciclo erosivo de proporções continentais. Tal evento transcorreu durante o Triássico Médio (Milani *et al.*, 1994). Após este evento, foram depositadas as rochas que compõem o Grupo São Bento.

A Formação Pirambóia estende-se de maneira contínua por todo Estado de São Paulo, aflorando ao longo de toda Depressão Periférica Paulista. Com espessura variável, seus depósitos chegam a atingir 270 m em seções aflorantes na região de São Pedro. A seção-tipo

da unidade, proposta por Soares (1975, *apud* Caetano-Chang & Wu, 2003), foi empilhada ao longo da Rodovia Marechal Rondon, no Estado de São Paulo. Ainda segundo Caetano-Chang & Wu (2003), o autor é responsável pela subdivisão formal do pacote de arenitos mesozoicos pré vulcânicos da Bacia Sedimentar do Paraná em formações Pirambóia, basal, e Botucatu, superior. Em termos de gênese sedimentar, Caetano-Chang & Wu (2003) relatam que Soares (1975, *apud* Caetano-Chang & Wu, 2003) considerou-as como predominantemente fluvial e predominantemente eólica, respectivamente.

Caetano-Chang *et al.* (1991), apontaram a dominância eólica na sedimentação da Formação Pirambóia, em que associações de fácies de dunas, interdunas (úmidas e secas) e lençóis de areia, cortadas por fácies de canais fluviais temporários, compõem uma sucessão de subambientes inter-relacionados lateral e verticalmente.

A Formação Botucatu, de idade Jurássica, consiste de arenitos avermelhados, finos a médios, normalmente bimodais, quartzosos, friáveis, grãos foscos e geralmente bem arredondados. O ambiente de deposição, predominantemente eólico, constituiu-se em um extenso campo de dunas. A estratificação cruzada, planar e acanalada de grande porte é uma característica marcante da formação Botucatu. (Schobbenhaus *et al.*, 1984; Milani *et al.*, 1994). Os arenitos são muito friáveis ou silicificados; o teor de matriz siltico-argilosa é, em geral, inferior a 10% (Azevedo *et al.*, 1981; Cottas *et al.*, 1986). Leitões de argilitos e siltitos com laminação plano-paralela (Fácies Santana) podem ocorrer na porção superior da Formação Botucatu ou em meio aos derrames de basalto, nesse caso já pertencendo, portanto, à Formação Serra Geral. Cottas *et al.* (1986) coletaram amostras de arenitos no morro do Seladinho, 11 km a sudoeste de Altinópolis, onde reconheceram duas fácies na Formação Botucatu, com base em estudos sedimentológicos: fácies fluvial (inferior) e fácies eólica (superior). Assine *et al.* (2004), descrevem a Formação Botucatu como sendo:

“constituída essencialmente por arenitos com estratificação cruzada, planar ou acanalada, de médio a grande porte (campos de dunas eólicas), com raras intercalações de arenitos com estratificação plano-paralela (interdunas secas). As camadas frontais dos estratos cruzados apresentam ângulos de mergulho altos, sendo frequentemente tangenciais na base, o que reflete diminuição do tamanho dos grãos do topo para a base dos sets. Além disso, apresentam comumente alternância de lâminas de arenito fino e de arenito médio, o que resulta em característica bimodalidade textural. Devido aos ângulos altos e a condições de umidade momentânea, que causa coesão dos grãos, podem ocorrer estruturas de escorregamento nos *foresets*.”

Os autores acima citados ainda destacam que a preservação da espessura (que varia entre 50 e 150 m na faixa de afloramento na borda leste da bacia, podendo alcançar 200 m

subsuperfície) e das formas de dunas se deve, principalmente, pelo recobrimento pelos derrames vulcânicos da formação Serra Geral.

A *Formação Serra Geral*, de idade Jurássica-Cretácica, é constituída por extensos derrames de rochas ígneas, onde os basaltos são os termos predominantes. O Membro Nova Prata é formado por rochas ígneas cuja composição varia de básicas a ácidas (basaltos pórfiros, dacitos, riocacitos e riólitos). As atividades tectono-magmáticas que ocorreram durante o Mesozoico relacionadas com a reativação do Arco de Ponta Grossa, são representadas regionalmente por um enxame de diques preenchidos por diabásio, diorito, diorito pórfiro e quartzo diorito.

Machado (2005), citando diversos autores, explica que as datações do tipo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, de alta precisão, associados a dados paleomagnéticos, indicam que a atividade vulcânica que deu origem aos derrames de lava da Formação Serra Geral ocorreram principalmente entre 133 e 132 milhões de anos, sendo que as rochas mais jovens se encontram na porção norte da província, enquanto que as mais antigas, na porção sul, mostrando que a evolução da atividade vulcânica se deu de sul para norte, tendo ocorrido provavelmente em um intervalo próximo a 3 milhões de anos.

Segundo Marques e Ernesto (2004):

“as rochas vulcânicas da Província Magmática do Paraná ocorrem como uma sucessão de derrames de lava, formando pacotes com espessura total variável, cuja média é da ordem de 650 m. Os derrames distribuem-se por grandes extensões da bacia do Paraná e apresentam individualmente dimensões variáveis, com espessuras geralmente entre 10 e 80 m. Em um furo de sondagem da Petrobras, localizado em Presidente Epitácio (São Paulo), foram identificados 32 derrames, que compõem um pacote vulcânico com 1.529 m de espessura.”

Os mesmos autores afirmam ainda que as rochas vulcânicas da Província Magmática do Paraná são representadas principalmente por basaltos toleíticos e andesi-basaltos toleíticos, com dois piroxênios (augita e pigeonita), que constituem aproximadamente 90% do volume total de material extrusivo. Subordinadamente, ocorrem andesitos toleíticos (cerca de 7%) e rochas ácidas, representadas por riocacitos e riólitos (cerca de 3%).

Para Machado *et al.* (2005), as características petrográficas incluem:

Os basaltos e diabásios estudados possuem coloração variando de cinza até negra, com tons mais ou menos esverdeados, predominantemente mesocráticos, embora também ocorram termos mais leucocráticos, como é o caso do diabásio encontrado nas Pedreiras Cavinato e Basalto 4, em Limeira. A granulação destas rochas varia de densa a grossa. As texturas

predominantes são intergranular, ofítica e subofítica, não sendo raras aquelas granofírica e intersertal. Menos comuns são as texturas pilotaxítica e hialofítica.

A mineralogia observada nos corpos estudados é constituída essencialmente por plagioclásio, piroxênios (augita e pigeonita), minerais opacos (magnetita, ilmenita e sulfetos) e olivina. A mesóstase está sempre presente, podendo ser microgranular, micrográfica ou vítrea. Os cristais de plagioclásio possuem formas variadas, como prismáticas, ripiformes, aciculares, e mesmo como microcristais presentes na mesóstase. Mostram-se como cristais bem zonados, com composição variando de labradorita até oligoclásio nos tipos mais ácidos. Constituem até 50% do volume das rochas nos corpos amostrados. São comuns as geminações do tipo albita, ocorrendo também as do tipo Carlsbad e do periclínio.

Já os piroxênios são representados principalmente por augita, com concentração chegando até 39% do volume da rocha, com formas prismáticas à granulares. O tamanho dos cristais varia de micrométricos até próximos a 2 mm nas rochas de granulação grossa.

A pigeonita é outro piroxênio presente na mineralogia destas rochas. Ocorre sempre em menor volume que a augita, com porcentagem de até 10%. O hábito é granular, amebóide e até prismático. Próximo a Limeira, as concentrações deste mineral em um sill chegam até 10%, talvez relacionado a um processo de diferenciação magmática localizado.

Os minerais opacos representam até 10% do volume das rochas estudadas, com hábito variando de cúbico, octaédrico, prismático, retangular, tabular, acicular, amebóide e esqueletiforme, sendo representados por magnetita, ilmenita e sulfetos. Foi possível verificar que os minerais opacos com forma acicular são predominantes em rochas com características de resfriamento rápido, com a presença de mesóstase vítrea e cristais de plagioclásio mal formados.

A olivina é mais comum na forma de pseudomorfo de filossilicatos de coloração esverdeada. Constituem cristais subhedrais à anhedrais, e representam até 5% do volume da rocha, com dimensões sub-milimétricas. Frequentemente estão inclusas na augita, aparentando ser substituída por esta.

A descrição dos minerais e variações que compõem os derrames basálticos podem eventualmente indicar um componente importante para a geoquímica do sistema. Em poços escavados na depressão periférica, próximo da cuesta, encontram-se águas cujo pH varia de 8,3 a 9,1. Se o aquífero que se estabeleceu durante a formação das cavernas esteve em contato com este tipo de rocha, é possível que um dos elementos que permitiram a dissolução do quartzo tenha sido o pH. Um estudo da geoquímica, neste caso, poderá comprovar esta hipótese.

Cenozoico

Formação Itaqueri

Definida por Almeida & Barbosa (1953) nas serras de Itaqueri e São Pedro, abrange

uma cobertura sedimentar pós-basáltica, ocorrendo em manchas irregulares no reverso da cuesta.

Constituem-se de arenitos conglomeráticos e conglomerados com seixos de composição variada, havendo intercalações de siltitos. Ocorrem arenitos com granulação média, com grânulos dispersos e matriz argilosa (Brandt Neto *et al.*, 1981).

As estruturas sedimentares não são muito distintas, podendo-se porém caracterizar estratificação plano-paralela ou cruzada nos arenitos, disposição caótica dos clastos nos conglomerados mais grossos e estratificação de corrente nos mais finos.

A idade é controversa, estando relacionado a possivelmente dois eventos distintos de deposição, ambos em clima semiárido, separados por um intervalo com clima úmido. Este intervalo é significativo, pois a umidade induzida neste intervalo pode ter permitido a silicificação da parte inferior da formação, por um processo supérgeno (Ladeira, 2001).

Arcabouço tectônico da Serra de Itaqueri

Segundo Riccomini (1997), a Serra de Itaqueri está inserida em uma região afetada por alinhamentos estruturais de grande expressão regional, com direção NW-SE (alinhamento Tietê), NNW-SSE (Alinhamento Moji Guaçu) e WNW-ESE, denominado alinhamento São Carlos-Leme.

Santos & Ladeira (2006), analisando as anomalias de drenagem do relevo, chegam a conclusão semelhante (fig. 3.4).

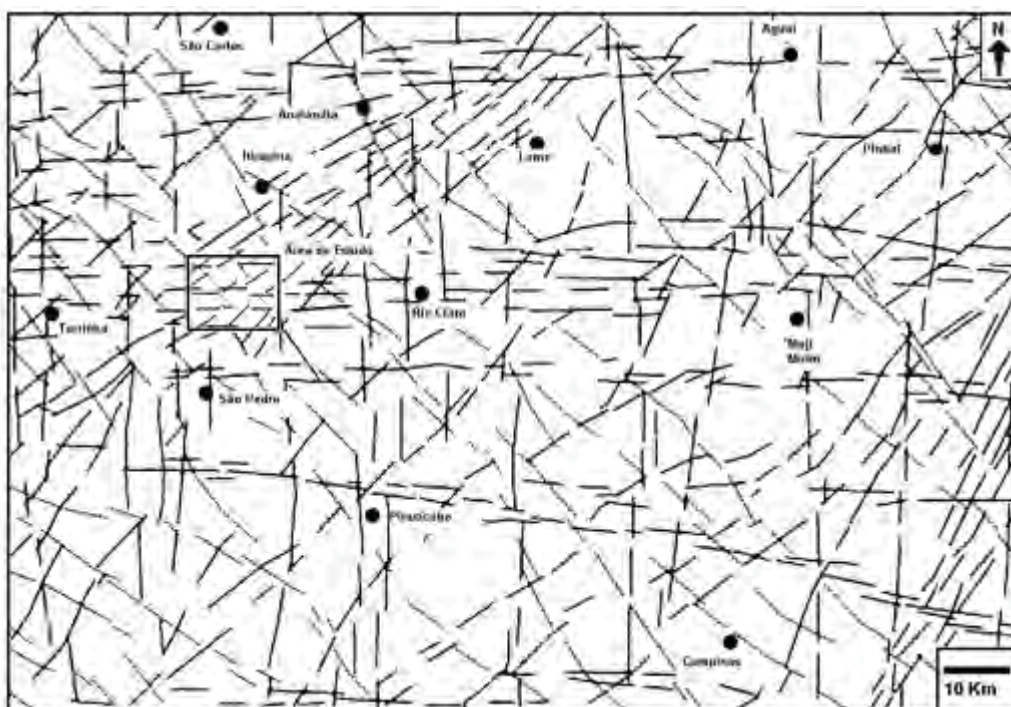


Figura 3.4: Lineamentos associados a anomalias de drenagem do relevo, conforme Santos & Ladeira, 2006. O quadrado apresenta a localização da área de estudo.

Segundo Santos & Ladeira (2006):

quando se analisa conjuntamente as anomalias de drenagem e de relevo, nota-se um forte controle de lineamentos de direção NE, NW, E-W e N-S na configuração atual do relevo e da drenagem da região.

(...)

Nota-se também que a Serra de Itaqueri apresenta-se nitidamente controlada e segmentada por um importante feixe de lineamentos NE, provavelmente relacionado à reativação de antigas estruturas distensivas do embasamento pré cenozoico (destacadas por Hasui *et al.*, 1998), e por lineamentos NW e N-S individualizados, além de um feixe de lineamentos E-W na sua porção sul. Tais lineamentos exercem forte controle na rede de drenagem atual, e conseqüentemente na dissecação atual do relevo, promovendo os festonamentos das escarpas das serras de São Pedro e de Itaqueri, e, em escala mais detalhada, escarpas facetadas e vales suspensos.

Para os mesmos autores, que fizeram um extenso levantamento das ocorrências de falhas na Serra de Itaqueri, a análise destas mostra o domínio de falhas normais, predominantemente NW-SE e NE-SW, embora também sejam frequentes falhas normais NNW-SSE, NNE-SSW, WNW-ESE e ENE-WSW. Os autores prosseguem afirmando que falhas transcorrentes dextrais e sinistrais NE-SW e NW-SE se desenvolveram com menor frequência, sendo raras as falhas inversas, de orientação NW-SE. A análise de paleotensão pelas falhas observadas na área indica dois pulsos distintos de movimentação tectônica distensiva, ambos afetando o perfil laterítico da Formação Itaqueri não silicificada, portanto posteriores ao desenvolvimento de tal perfil (Santos & Ladeira, 2006).

A ocorrência de movimentação de blocos ao longo da Serra de Itaqueri, formando horst e grabens, com posterior aplanamento, fez com que em um mesmo nível altimétrico, mas em porções diferentes da Serra de Itaqueri, haja a ocorrência de arenitos Botucatu e basalto da formação Serra Geral (Santos & Ladeira, 2006). Tal informação é importante para se compreender porque as cavernas ocorrem em uma porção da Serra, mas não em outras.

3.2.3 Relevo local

O ressalto topográfico denominado Serra de Itaqueri tende a se tornar um testemunho da *cuesta* basáltica, conforme transcorrer a evolução das drenagens do Ribeirão do Araquá e do Rio Passa Cinco. Este último escavou um vale que vem separando este trecho de relevo do restante da *cuesta*.

Se a *cuesta* é resultado de um movimento epirogenético que vem ocorrendo desde o início do Cenozoico, com o desenvolvimento de uma depressão periférica, as explicações

propostas para a evolução da paisagem sempre envolveram as superfícies de erosão. Penteado (1969) relaciona a superfície de aplainamento mais antiga identificada na região como correspondendo aos topos das serras de São Pedro, Itaqueri e, mais ao nordeste, do Morro do Cuscuzeiro.

Outros autores, como Ranzani *et al.* (1972) e Oka-Fiori (1987), atribuem diferentes pontos das Serras de São Pedro e Itaqueri a diferentes superfícies, pré soerguimento da cuesta. Embora haja divergências sobre quantas superfícies e quais pontos pertencem a que superfície, não resta dúvidas sobre a origem do relevo de reverso estar associado a formação de superfícies de aplanamento.

A área apresenta as características típicas de um relevo de *cuesta*, com uma depressão, um *front* e um reverso (fig. 3.5). A grande maioria de formas cársticas identificadas na localidade se encontram entre o *front* e o reverso.



Figura 3.5: Relevo cuestiforme da Serra de Itaqueri, apresentando as três unidades típicas: Depressão Periférica, *front* e reverso. Foto: Rubens Hardt.

Observa-se também, o acúmulo de material inconsolidado na base do *front* de *cuesta* (tálus). Em alguns pontos, lembram estruturas de antigos leques aluviais, hoje descaracterizados por drenagens atuais, demonstrando que o relevo atual apresenta características transicionais de um clima mais seco (cuja manifestação se deu no último período glacial, encerrado a cerca de 10.000 anos AP), para o clima semiúmido atual. No período da foto (fig. 3.5), após um início de ano bastante chuvoso, ainda se observava, apesar de o período de chuvas ter terminado três meses antes, diversas cicatrizes de escorregamento no *front* da *cuesta*. Na área de estudo, as *cuestas* são delimitadas por escarpas festonadas, conforme definido por IPT (1981).

Localmente, pode-se observar diversas características interessantes, que ajudam a explicar a evolução do relevo. Além das bancadas lateríticas descritas pelos diversos autores,

cabeceiras de drenagens superpostas, vales sem cabeceiras de drenagens, consumidas pela evolução da *cuesta*, dolinas, uvalas e *kamenitzas* aparecem em pontos isolados da Serra de Itaqueri. Cânions e cachoeiras também se fazem presentes.

Estes elementos, em conjunto, mostram que mudanças recentes vem ocorrendo naquele planalto, com capturas de rios pela evolução da *cuesta*, rebaixamento do freático, ou soerguimento tectônico, provocando o aparecimento de cabeceiras de drenagens truncadas, além da atividade química, que produz as depressões em vários arranjos e tamanhos.

3.2.4 Exocarste de Itaqueri: esporádico e limitado.

Poucos elementos revelam o desenvolvimento de um carste na Serra de Itaqueri. Apenas onde condições específicas, combinando litologia, relevo e afloramentos rochosos ocorrem, o carste se manifesta. Esta série de restrições faz com que a maior parte do relevo em questão não possua manifestações cársticas, com distribuição esporádica e limitada do carste (fig.3.6).

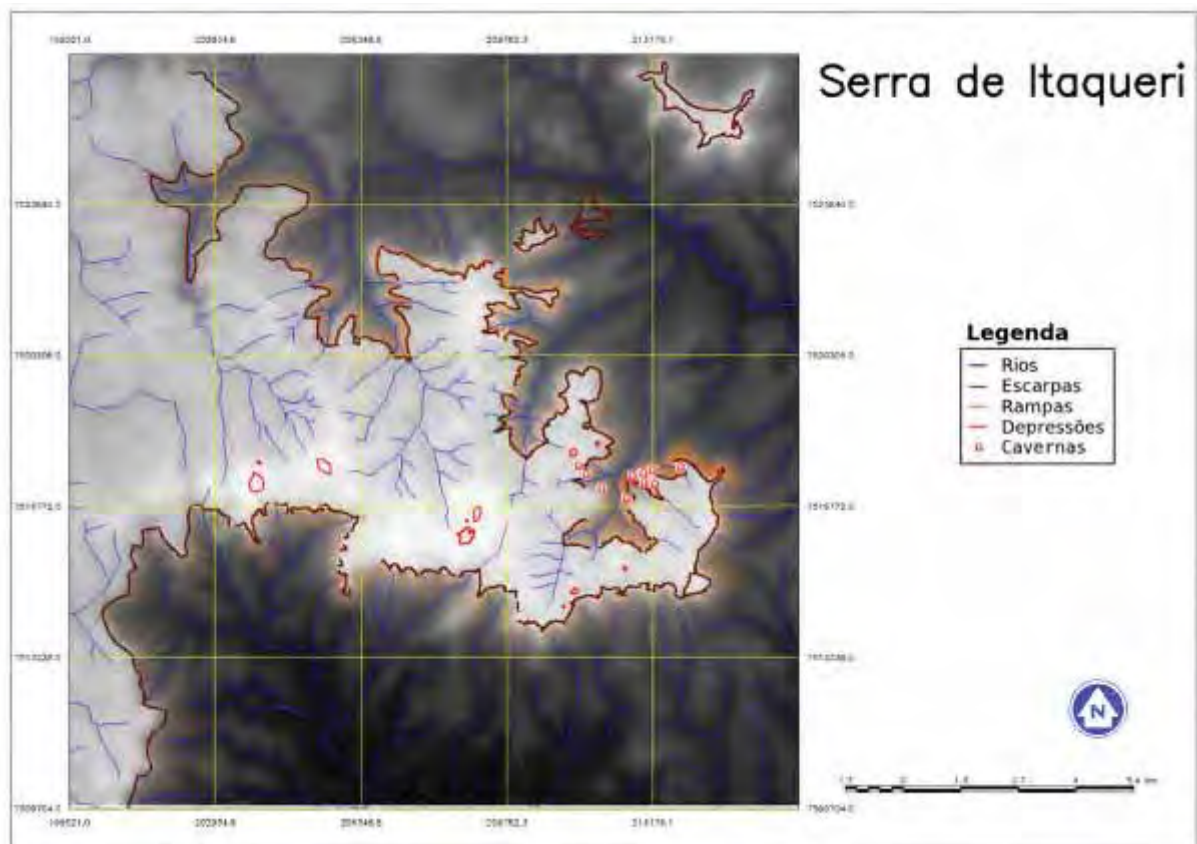


Figura 3.6: Esboço geomorfológico da Serra de Itaqueri, mostrando as principais ocorrências cársticas, as grandes depressões e as cavernas. Elaborado em SIG Spring, com o uso de Imagens CBERS 2B-HRC, dados SRTM e trabalhos de campo.

3.2.4.1 Grandes depressões

No topo do planalto, nas áreas mais altas do relevo, as feições mais marcantes do exocarste da Serra de Itaqueri são as grandes depressões fechadas, relacionadas a coalescência de dolinas em área relativamente planas. A mais marcante delas chega a 650 m no eixo maior, e 350 m no eixo menor, com cerca de 3 m de profundidade máxima.

O acúmulo de matéria orgânica no interior, na forma de turfa, reflete a diferença de nível das águas, entre a estação das secas e a estação das chuvas. Nas secas, desenvolve-se uma vegetação rasteira em meio as dolinas, que, com a chuva, fica submerso e morre, constituindo uma turfeira.

Tais uvalas de grandes dimensões se desenvolvem na Formação Itaqueri, sobre um arenito friável e mal selecionado, de pouca espessura, o que limita o aparecimento de cavernas. O contato abaixo desta fina faixa de arenito é, frequentemente, o basalto da Serra Geral, o que permite o aparecimento de uma camada de argila, isolando a parte superior da inferior pela impermeabilização, originando um lençol suspenso.

Desta forma, a tendência maior é o alargamento das dolinas, ao invés de aprofundamento, e, como várias dolinas se desenvolvem simultaneamente, estas tendem a coalescer, formando uvalas, ocupando uma grande área e pouca profundidade (fig.3.7).



Figura 3.7: Uvala da Serra de Itaqueri. Na foto superior, em período de seca, na inferior, no período de chuvas. Fotos: Rubens Hardt.

O uso antrópico da área provocou o desaparecimento da maior delas, com o nivelamento do solo por tratores e posterior plantação de reflorestamento com eucaliptos.

Ainda assim, as imagens de satélite permitem identificar claramente seus limites, e algumas dolinas ainda são encontradas em meio às árvores.

3.2.4.2 Dolinas do Botucatu

Nas proximidades do *front* de *cuesta*, as dolinas tendem a ser menores e mais profundas, e acabam se abrindo no sentido da declividade, devido ao gradiente hidráulico e a migração da água pela porosidade do substrato rochoso ou pelo solo, com posterior formação de *piping* e erosão mecânica do solo acima ou da rocha, uma vez estabelecido o fluxo.

Nestas áreas de *front*, rebaixadas em relação ao platô, predominam os arenitos da Formação Botucatu, bem selecionados, silicificados, e ricos em material ferruginoso. Tais características ajudam a explicar o aprofundamento (o arenito Botucatu é mais espesso e menos poroso, devido a silicificação, mantendo a água em contato com o substrato por mais tempo).

Em alguns casos, estas dolina funcionam como nascentes dos diversos córregos que se iniciam no alto da Serra de Itaqueri, sendo um ponto de afloramento do lençol (fig. 3.8).



Figura 3.8: Dolina sobre o arenito Botucatu. O Lençol aflora e tende a transbordar, servindo como nascente. Foto: Rubens Hardt.

3.2.4.3 Relevo em ruínas

Outras formas notáveis são os relevos em formas de ruínas (ruiniformes). Quando nas proximidades do front de cuesta, o solo que recobre a rocha é removido pelo carreamento, e elementos de um criptocarste ficam visíveis, assemelhando-se em muito aos relevos ruiniformes das rochas carbonáticas. Sua ocorrência é restrita aos limites do front, pois em geral, a Serra de Itaqueri é recoberta de solo, raramente tendo afloramentos da rocha em superfície.

Em alguns pontos, torres residuais se destacam do front, formando torres isoladas. Para tal, é importante que o front ainda não esteja plenamente desenvolvido, sendo mais comum nos festonamentos da cuesta, onde a declividade do escarpamento rapidamente encontra o vale abaixo (fig. 3.9).



Figura 3.9: Relevo ruiniforme e torre isolada. Proximidades de Itirapina. Foto: Rubens Hardt.

3.2.4.4 Afloramentos em superfície: raros e isolados

A ocorrência de pontos de afloramento da rocha, isoladas na paisagem, torna difícil encontrar as manifestações exocársticas. Desta forma, outro elemento característico, nos raros afloramentos rochosos, são as kamenitzas, encontradas em pontos isolados onde um ou outro bloco aparece. São em geral pequenas e mal formadas (fig. 3.10).



Figura 3.10 Pequenas kamenitzas em afloramento rochoso. Foto: Rubens Hardt.

3.2.4.5 Lapiás meandrantés

Nas paredes com inclinação negativa, rente ao paredão dos escarpamentos, aparecem alguns lapiás que lembram os “*meanderkarren*” descritos por Veress (2010). Implica em um escorrimento lento da água, guiado pela gravidade associado com a rugosidade natural da rocha. Um bom exemplo pode ser encontrado na boca do Abrigo do Bauru, onde se observam formas meandrantés (fig. 3.11)



Figura 3.11: Lapiás meandrantés na boca do “Abrigo do Bauru”. Foto: Rubens Hardt.

3.2.4.6 Alvéolos e tafonis

Alvéolos tipo “*tafoni*” podem ser encontrados em quase toda parede de rocha exposta ao longo dos cânions, variando de alguns centímetros ao metro, em geral acompanhando planos de acamamento ou diáclases. Tais alvéolos tendem a um alinhamento devido ao condicionante estrutural, o que pode indicar uma gênese de condutos similar a descrita por Willems (2000). Tais características podem ser observadas nas proximidades da Gruta do Fazendão, onde a rocha exposta do cânion, apresenta uma estrutura de alvéolos acompanhando o plano de acamamento (fig. 3.12).



Figura 3.12: Conjunto de alvéolos, acompanhando o plano de acamamento. Proximidades do Fazendão. Foto: Rubens Hardt.

3.2.4.7 A alteração no interior da rocha

Nos escarpamentos expostos dos festonamentos, manchas de alteração na rocha são frequentes, indicando que o processo de carstificação encontra-se ativo, produzindo zonas alteradas (alterita, ou “fantasma de rocha”), demonstrando que a espeleogênese em arenitos ocorre por alteração da rocha, no processo descrito por Quinif (2010) como “fantomização”.

Na trilha de acesso para as grutas do Fazendão e Paredão, alguns exemplos sutis são encontrados. Observa-se já uma perda de volume, e a forma arredondada dando início a um alvéolo (fig. 3.13).



Figura 3.13: Alteração na parede rochosa. Trilha do Fazendão. Foto: Rubens Hardt.

3.2.4.8 *Relação exocarste-endocarste*

Todas estas formas estão associadas ao primocarste (Rodet, 1996), a alteração inicial da rocha como preparação para o desenvolvimento de uma drenagem subterrânea, e como poucas são as cavernas, e as que se encontram na Serra de Itaqueri não são mais ativas, fica evidente que a restituição das águas não se dá pelo carste localmente.

Em testemunhos da cuesta, na depressão periférica, temos grutas com água corrente, e na continuidade noroeste da Serra de Itaqueri, já na Serra de São Pedro (distinção regional, mesmo conjunto morfológico), encontram-se grutas que funcionam como nascente ao pé da escarpa (exemplo: Gruta dos Anões). Os testemunhos onde aparecem grutas ativas não possuem uma cobertura de basalto, o que talvez explique a penetração das águas e o funcionamento do arenito como aquífero, alimentando as águas do carste.

Não havendo restituição pelo carste, ao menos na Serra de Itaqueri, o exocarste existente é desconectado dos testemunhos do endocarste.

3.2.5 Endocarste de Itaqueri: Paleocarste sem organização

As cavernas da Serra de Itaqueri ocorrem, em geral, no front da cuesta, em um nível altimétrico constante (entre 840 e 850 m), e são, em geral, salões alongados com algumas dezenas de metros.

Apresentam como característica principal salões arredondados, de variados tamanhos, contendo em seu interior formas alveolares espalhada pelas paredes. Em pontos de infiltração de água, não é incomum a ocorrência de espeleotemas, indicando que a água, em seu caminho para o interior das cavernas, atua na dissolução da rocha, depositando os minerais ao alcançar o espaço vazio.

Nas proximidades da boca da Gruta do Fazendão, encontra-se uma pequena queda d'água, associada ao lençol de superfície, que nasce no contato rocha-solo acima do nível altimétrico da gruta, mostrando que as cavernas estão isoladas hidrologicamente do lençol suspenso, embora alguma água passe, explicando os espeleotemas em seu interior (fig. 3.14).



Figura 3.14: Lençol de solo em nível altimétrico superior ao das grutas. Foto: Rubens Hardt.

Tal situação se repete em várias grutas, em especial na Boca do Sapo, onde o lençol aflora acima da boca, formando uma pequena cascata em meio a esta. Os rios locais passam sempre abaixo do nível altimétrico das grutas, embora muitos tenham origem no reverso da cuesta, com curso obsequente capturado por festonamentos, drenando para o front e para a

depressão periférica, denotando um segundo nível freático inferior ao nível altimétrico das grutas.

As grutas são, portanto, testemunhas de um antigo nível freático hoje não mais existente, que pode estar associado ou ao soerguimento da cuesta, relacionada a formação do Arco de Ponta Grossa, com idade cretácica, ou a processos de rebaixamento do freático, mais recentes. A datação é ainda uma incógnita, que poderá ser resolvida em trabalhos futuros, datando-se, por exemplo, os espeleotemas, que permitirão saber a idade mínima para a exposição aérea.

A presença de um conjunto de grutas mais desenvolvidas em relação ao restante da Serra de Itaqueri no mesmo nível altimétrico, sem que hajam outras acima ou abaixo, indica que o freático ficou agindo naquele nível por um longo período de tempo. Oscilações devem ter ocorrido, conforme atestam a presença de chaminés de equilíbrio no interior de algumas grutas.

3.2.5.1 A Gruta do Fazendão: um modelo de evolução

A Gruta do Fazendão (fig.3.15), a maior em desenvolvimento na região de estudo, apresenta claramente uma distinção de fases que nos permite elaborar um modelo evolutivo para a área.



Figura 3.15: Planta da gruta do Fazendão, apresentando os principais elementos significativos em seu interior. Elaborado por Rubens Hardt, a partir de Veríssimo & Spoladore (1994).

Os salões na forma de alvéolos que coalesceram entre si, indica um momento suficiente longo de ação do freático em meio a rocha, quando as águas agiram permitindo a corrosão do material e sua remoção pela movimentação do freático em meio a porosidade da rocha, gerando os espaços, neste momento da evolução preenchidos por água.

Posteriormente, o freático conhece uma fase de rebaixamento, permitindo que o nível das águas oscilasse no interior da cavidade, propiciando o aparecimento de cúpulas (chaminés de equilíbrio). Durante esta fase, um fluxo se estabeleceu com certa regularidade, como atestam os testemunhos de tubos, em meio a um teto anastomosado, caracterizando um movimento lento, pois as formas são muito delicadas, no sentido da Passagem do Pato (fig. 3.16), onde, segundo narrativas do antigo proprietário da fazenda, “havia um buraco”, onde as pessoas caíam e por consequência, o avô dele, reuniu os funcionários da Fazenda e ordenou o “fechamento” do mesmo. Pelas características descritas, este “buraco” poderia ser uma “soutirage”, uma perda para um nível inferior (poço na figura 3.15).



Figura 3.16: Passagem do Pato com a representação da posição aproximada do poço entulhado. Foto: Rubens Hardt.

Isto explicaria porque existem indícios de movimentação em direção à Passagem do Pato em ambos os lados, indicando uma convergência das águas naquele local. Isto só poderia

acontecer se estas águas tivessem como deixar o sistema, e nada existe no local que indique tal saída.

Com o rebaixamento do freático e a saída das águas, o Salão Principal e o Salão da Baleia, devido estarem limitados por falhas em ambos os lados, e, pelo teto estar parcialmente intemperizado pelas águas antes da saída, sofrem grandes desmoronamentos, com blocos ocupando a galeria original e um vazio se formando acima. Os salões convergem então para uma forma de arco, adquirindo um perfil de equilíbrio mecânico.

Os salões menores, por outro lado, permaneceram intactos, preservando em suas paredes os indícios de dissolução do material rochoso, como alvéolos e cúpulas, teto anastomosado, e testemunhos de fluxo (fig. 3.17).



Figura 3.17: Alvéolo (superior esquerda), cúpula (superior direita) e anastomoses (inferiores). Gruta do Fazendão. Fotos: Rubens Hardt.

Com o ambiente em meio aéreo, começa então a deposição de espeleotemas, onde infiltrações de água provém do lençol suspenso, originando concreções, coraloides e estalactites de diversos tamanhos, aproximando-se da dezena de centímetros.

Até este momento, a caverna ainda não havia encontrado uma abertura ao exterior, abertura esta que se realiza quando da incisão do vale pelas drenagens atuais, pois de outra

forma, não é possível explicar a presença de uma antiga chaminé de equilíbrio na entrada da gruta (fig. 3.18).



Figura 3.18: Cúpula no pórtico de acesso da Gruta do Fazendão. Foto: Rubens Hardt.

Outras cavernas apresentam características de desenvolvimento freático sem movimento rápido das águas, e, dado o mesmo nível altimétrico, acredita-se que tiveram a mesma origem descrita para o Fazendão, e acabaram sendo expostas ao exterior quando da evolução da cuesta pela erosão regressiva, sendo portanto um carste mal desenvolvido e bastante antigo.

Nos dias atuais, as cavernas tendem a evoluir em um sentido vertical, onde as águas que chegam no interior da gruta vão pouco a pouco intemperizando as camadas de rocha pelos planos de acamamento mais porosos, provocando o descolamento de placas.

3.2.5.2 Abrigo da Glória: Princípio de organização

Localizada no mesmo cânion da Gruta do Fazendão, mas no lado oposto do vale, o Abrigo da Glória é uma pequena cavidade composta pela coalescência de um salão com um conduto (fig. 3.19).

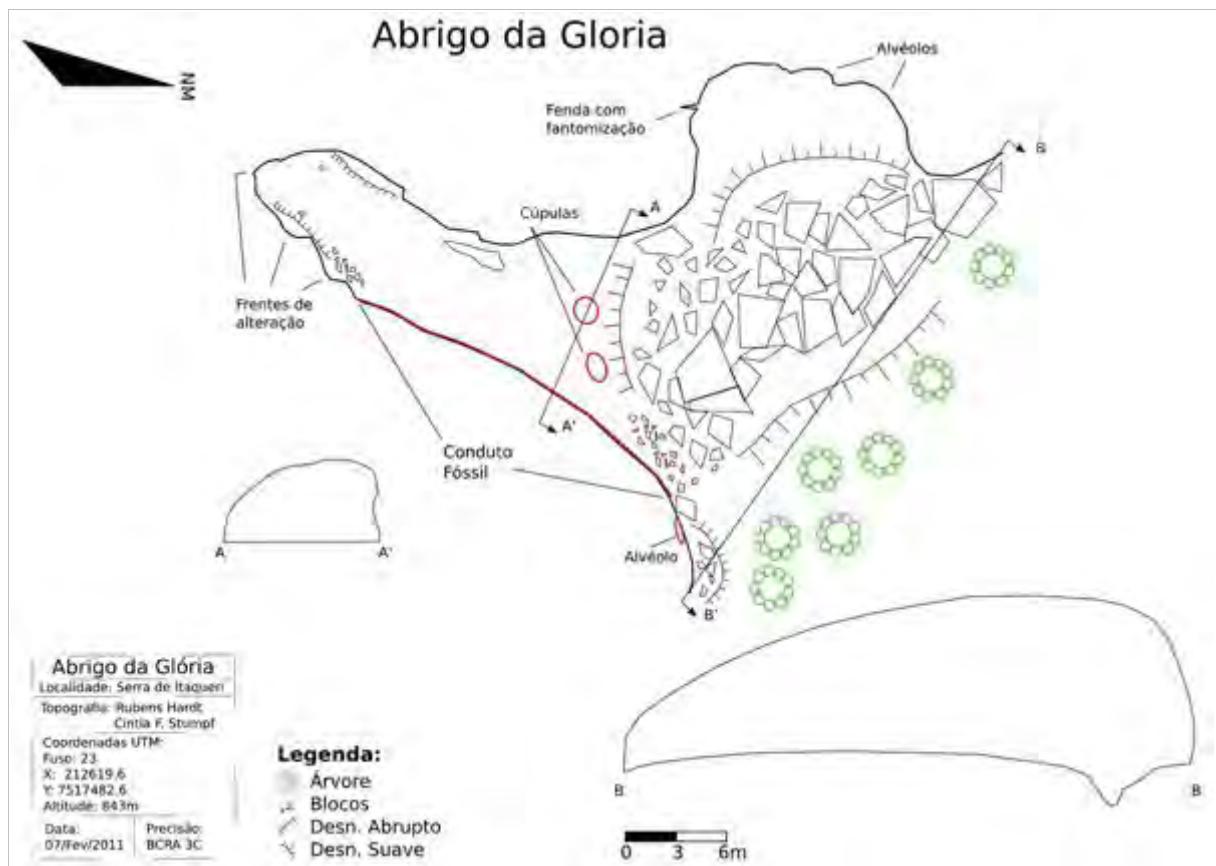


Figura 3.19: Mapa do Abrigo da Glória com as principais feições demarcadas em vermelho. O *Conduto Fóssil*, na lateral leste da gruta, é apresentado na figura 3.20.

Dentre as diversas cavernas da área, o Abrigo da Glória apresenta um testemunho de um antigo conduto, demarcado na lateral da gruta. Este antigo conduto, com um diâmetro aproximado de 50 cm, tem como característica uma crosta interna, similares as encontradas no interior de alvéolos e nas paredes do Fazendão e outras grutas da região, e com as paredes exteriores bastante alteradas e friáveis, indicando uma tentativa das águas de romperem o maciço (fig. 3.20).



Figura 3.20: Testemunho de um antigo duto na parede do Abrigo da Glória. Foto: Rubens Hardt.

Este princípio de organização também aparece na Gruta do Fóssil, embora o conduto lá encontrado seja muito incipiente e pequeno (inferior a 10 cm). No entanto, tais indícios mostram que o carste começava a se estruturar quando as águas deixaram o sistema, tornando-o fóssil.

Outra característica marcante desta gruta são as fendas com material alterado e bastante friável (fig. 3.21), indicando um processo de fantomização (Quinif, 2010). A presença de alterita em vários estágios de desenvolvimento, indica que a evolução do carste na região se deu pela alteração da rocha, e posterior compactação do material alterado, conforme descrito por Rodet (1996).



Figura 3.21: Fendas contendo alteração da rocha (rocha fantasma ou alterita), indicando o processo de formação. Fotos: Rubens Hardt.

3.2.5.3 Gruta Boca do Sapo: Alvéolos em sua máxima expressão

Enquanto que a maioria das grutas da região atingem dimensões pouco expressivas dos seus salões, a Gruta Boca do Sapo é o maior volume nas grutas encontradas na área. Compõe-se de vários alvéolos, de dimensões métricas a decamétricas, coalescendo entre si e formando três grandes salões (fig. 3.22).



Figura 3.22: Planta da Boca do Sapo. Observam-se os diversos alvéolos, sobretudo no primeiro salão. Nos salões interiores, um piso bastante plano, indicando preenchimento por água e sedimentos depositados.

O salão de acesso é o maior deles, mas suas dimensões, associado a diáclases na rocha, provocaram o desabamento de diversos blocos do teto, sendo apenas as paredes laterais testemunhos do salão em sua origem. Rente a lateral, três grandes alvéolos (fig. 3.23), além de outros menores, podem ser encontrados, indicando que as dimensões foram atingidas e o processo de coalescência continuou interceptando outros conforme o salão se desenvolvia. Novamente, a crosta nas paredes é um importante indicativo da sustentação mecânica da forma.

Os salões internos são caracteristicamente coalescência de alvéolos de grandes dimensões. Nestes salões, tem-se um piso plano, com poucos blocos e sedimento fino, indicando que estes não sofreram desabamentos e serviram como armadilha sedimentar. Logo, é um indicativo que as águas migraram no sentido oposto ao da boca, corroborando a hipótese de que as bocas que hoje permitem o acesso ao interior das grutas são eventos mais recentes que as próprias grutas, resultando da evolução da cuesta, que vem interceptar o vazio originado anteriormente (fig. 3.24).



Figura 3.23: Um dos grandes alvéolos do salão de acesso. Repare na indicação de coalescência com o alvéolo à direita deste, no limite direito da fotografia. Foto: Rubens Hardt



Figura 3.24: Vista panorâmica do setor sul dos salões internos. Piso plano, com poucos blocos e sedimentos finos recobrimdo. Foto: Rubens Hardt.

3.2.5.4 Grutas do Fóssil e Abelhas.

Tratam-se de duas grutas, muito próximas entre si e aproximadamente de mesmas

dimensões e orientação. A característica mais marcante destas grutas, além da similaridade, é a profusão de alvéolos que se encontram no interior destas, localizados, em especial, na lateral esquerda, olhando-se da entrada para o interior.

Isto tornou evidente duas características nas grutas da Serra de Itaqueri. A primeira, é que as grutas são dissimétricas, com a forma do conduto (em corte), sempre tendendo para o lado perpendicular ao mergulho dos planos de acamamento. A outra característica, consiste na maior abundância de alvéolos e concreções na lateral mais íngreme, que coincide com o plano perpendicular do mergulho das camadas.

Tais características permitem propor que o desenvolvimento das formas, sejam erosivas ou de deposição, são condicionadas pelo plano de acamamento (fig. 3.25). Também neste mesmo sentido, observou-se, na Gruta do Fóssil, a formação de um conduto incipiente, mostrando um princípio de organização da drenagem.

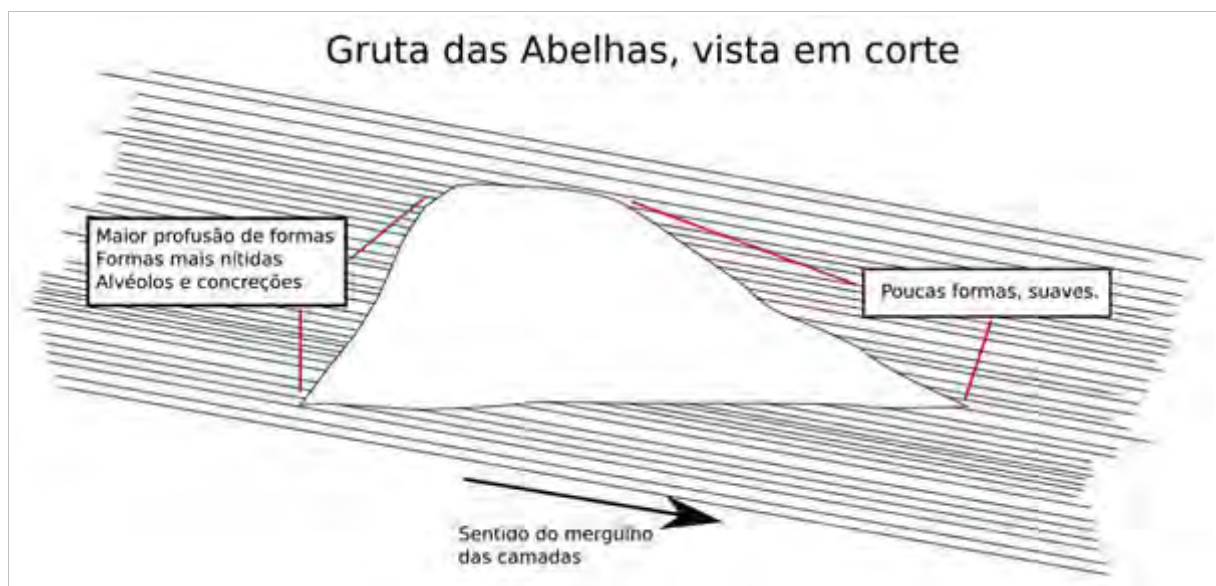


Figura 3.25: Esquema da distribuição das formas de dissolução/deposição na lateral da Gruta das Abelhas. Esta característica se repete nas outras grutas da região.

3.3 Chapada dos Guimarães: do polje ao rio

Na região centro-sul do estado do Mato Grosso, existe uma forma estrutural, um relevo de cuesta, denominado localmente de Chapada dos Guimarães, pois a declividade do reverso é quase imperceptível, e os habitantes locais interpretaram como sendo plana.

Neste trabalho, o termo "Chapada dos Guimarães" se refere a região, e não ao

Município de mesmo nome, pois as feições principais trabalhadas, na verdade, se encontram em território do município de Cuiabá, embora esteja geograficamente mais próximo da sede do Município de Chapada dos Guimarães.



Figura 3.26 – Localização no contexto do país, estado e município. Organizado por Rubens Hardt, a partir de digitalização de mapa político do Brasil e limites municipais retirados do programa Statcart, do IBGE.

3.3.1 Caracterização regional

A região denominada "Chapada dos Guimarães" constitui um planalto, caracterizando-se como um compartimento extenso, acompanhando o limite noroeste da bacia sedimentar do Paraná. A área integra o conjunto morfoestrutural das bacias sedimentares e coberturas associadas, localizadas no sudeste do Estado do Mato Grosso. Esta unidade constitui o divisor de águas da grande bacia do Amazonas, ao norte, e da bacia do Paraná, ao sul. Predominam relevos com topos aplainados e altitudes entre 600 a 850 m sobre o nível do mar. Trata-se de um conjunto de blocos planálticos, esculpado sobre coberturas sedimentares paleozóicas, com predomínio de rochas arenosas até as mais recentes, com a ocorrência de coberturas detrítico-lateríticas e depósitos aluvionares. Em alguns trechos, intermeiam derrames basálticos da formação Serra Geral. Seu limite sul, onde a área de estudo se localiza, apresenta um contato com a depressão cuiabana, pela escarpa de *cuesta* denominada localmente como "*cuesta* do Caiapó". O contato destas superfícies é limitado por escarpas (Vasconcelos, 2005).



Figura 3.27: Imagem CBERS falsa-cor, trabalhada em software Spring, bandas 3, 4, e 5 (BGR) apresentando a situação do relevo regional, com a depressão cuiabana, o front e o reverso da cuesta. A linha em azul representa aproximadamente o divisor de águas da Bacia do Paraná e da Bacia Amazônica. O círculo em vermelho, o local de estudo.

A área de estudo está na porção noroeste deste planalto, que recebe o nome de "Planalto do Casca", pois aí estão as cabeceiras dos rios Casca, Manso e Quilombo, todos afluentes do Cuiabá. Ocorrem neste setor colinas tabulares e convexas, elaborados nos arenitos das formações Vila Maria e Alto Garças, aparecendo ainda, na extremidade noroeste, rochas do Grupo Cuiabá. Em seu interior, ocorrem relevos residuais de topo plano, em nível topográfico com a Chapada dos Guimarães. A superfície do topo da chapada foi esculpura em arenitos do Grupo Bauru, sobrepostos por uma cobertura de material predominantemente argiloso, avermelhado, com espessuras que variam de 20 a 30 m, conforme Vasconcelos (2005). Nestas áreas, a atividade erosiva frequentemente levou a formação de anfiteatros erosivos, de fundo aplainado e limitados por ressaltos topográficos com até 30 m de desnível. Estes escarpamentos interiores estão vinculados à presença da camada superior, de material argilo-arenoso, com ocorrência de crosta ferruginosa em seu interior.

A coalescência destes anfiteatros, levou a formação, em diversas áreas de uma linha de escarpa, ocupando boa parte da superfície do reverso da *cuesta*, apresentando ainda, morros testemunhos de pequenas dimensões.

A escolha da área de estudo está relacionada com a ocorrência da principal caverna da região, a segunda maior do Brasil em litologia arenítica, denominada Aroê-Jari, que em língua indígena significa "Morada das almas", além de outras cavernas de menor dimensão, como a Kiogo-Brado (que significa "Ninhal de aves"), Lagoa Azul e ainda outras de menor expressão. Embora regionalmente existam outras ocorrências de cavernas e formas associadas a

carstificação, nesta área a concentração e a expressividade das formas justificam sua análise detalhada.

3.3.2 Contexto geológico

Das unidades propostas por Milani *et al.* (1994), em território Mato-Grossense afloram as seguintes seqüências, a partir do embasamento: Cambriano, Ordoviciano, Siluriano e Devoniano, com afloramentos do Grupo Cuiabá, Granito São Vicente, Arenito Campo Verde, Grupo Rio Ivaí e Grupo Paraná.

Da base para o topo, a seção aflorante na área da borda noroeste da bacia sedimentar do Paraná apresenta a seguinte série estratigráfica, conforme coluna elaborada por Borghi & Moreira (2002) (fig. 3.28).

Para efeito deste estudo, interessam os arenitos das formações Alto Garças (inferior) e Vila Maria (superior), onde ocorrem as feições cársticas.

CRONOESTRATIGRAFIA		LITOESTRATIGRAFIA	
SISTEMA	SÉRIE		
DEVONIANO	Fameniano	Formação Ponta Grossa	Grupo Paraná
	Frasniano		
	Givetiano		
	Eifeliano		
	Emsiano		
	Pragulano		
	Lochkoviano		
SILURIANO	Pridoli	Formação Furnas	
	Ludlow		
	Wenlock		
	Llandovery		
ORDOVICIANO		Formação Vila Maria	Grupo Rio Ivaí
		Formação Alto Garças	
CAMBRIANO		"arenito Campo Verde"	
		GRANITO SÃO VICENTE	
PRÉ-CAMBRIANO SUPERIOR		Embasamento	Grupo Cuiabá

Fig. 3.28 Coluna estratigráfica da bacia do Paraná relativa à região. (hachuras verticais=hiato e/ou lacuna estratigráfica. (conforme Borghi & Moreira, 2002).

A *Formação Alto Garças* foi definida por Assine *et al.* (1994), estando representada na base por fácies de conglomerado maciço, e, para o topo, por fácies de arenito maciço, arenito com laminação plano-paralela em camadas tabulares e arenitos com *Skolithos linearis* (icnofácies *Skolithos*), interpretadas como o registro de um sistema marinho raso, conforme Moreira & Borghi (1999).

Este fóssil foi identificado como característico da *Formação Alto Garças* na Chapada dos Guimarães, ocorrendo em densa assembleia comumente designada de "piperock", o qual empresta um aspecto vazado por tubos ao arenito que o contém, segundo Borghi e Moreira (2002).

A *Formação Vila Maria* foi formalizada por Faria (1982, *apud* Borghi & Moreira, 2002), para designar uma sucessão de diamictitos, folhelhos e arenitos que afloram no povoado de mesmo nome, no vizinho estado de Goiás. Está datada do início do Siluriano, com base em palinomorfos (Borghi & Moreira, 2002).

Constitui-se, da base para o topo, em uma sucessão de conglomerados com estratificação cruzada de um sistema fluvial; conglomerados e arenitos intercalados em camadas tabulares e arenitos com *Arthropycus alleghaniensis* (icnofácies *Cruziana*), de um sistema marinho rudáceo raso; folhelhos com *Chondrites* isp. e *Teichichnus* isp., também da icnofácies *Cruziana*, arenitos com laminação cruzada cavalgante e diamictitos de um sistema glacio-marinho; e arenitos em camadas tabulares, com estratificação cruzada ou com laminação cruzada ondulada, arenitos e folhelhos intercalados em acamamento *flaser*, *wavy* e *linsen*, arenitos com *Arthropycus alleghaniensis* e *Palaeophycus* isp. (icnofácies *Cruziana*), e arenitos com *Skolithos linearis* (icnofácies *Skolithos*) de um sistema marinho raso arenáceo. (Borghi & Moreira, 2002).

Posiciona-se sobre a *Formação Alto Garças* em discordância erosiva e sobre os conglomerados da formação Furnas em aparente discordância angular (Borghi & Moreira, 2002).

3.3.3 Relevô local

Geomorfologicamente, a área de estudo se posiciona no reverso da cuesta, onde escarpamentos interiores de até 30 m de desnível separam vales e morros testemunhos. É nestes escarpamentos que se encontram as cavernas, e sobre a rocha aflorante sobre estes escarpamentos, ou em seus testemunhos, apresentam-se as formas do exocarste (fig. 3.29).

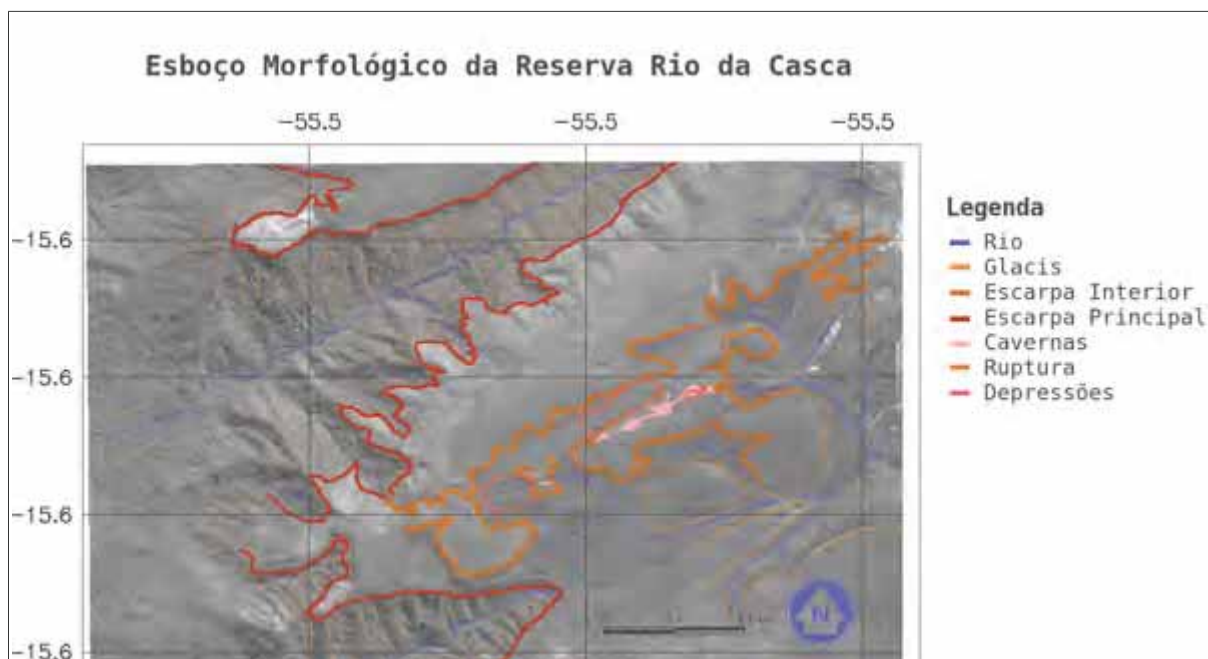


Figura 3.29: Esboço geomorfológico da área. Em marrom escuro, apresentam-se a escarpa de *cuesta*, com desníveis da ordem de centenas de metros. Em marrom claro, os escarpamentos interiores. As linhas finas em marrom claro representam rupturas de relevo, que não formam um escarpamento e, em geral, com desnível inferior a 10m. As depressões fechadas (dolinas, uvalas) aparecem em vermelho. As cavernas estão representadas pela cor rosada. Elaborado em SIG Spring, com o uso de Imagens CBERS 2B-HRC, dados SRTM e trabalhos de campo, por Rubens Hardt (2011).

3.3.4 Um exocarste evoluído

Enquanto que na Serra de Itaqueri tem-se um carste desconectado e mal desenvolvido, a Chapada dos Guimarães é um exemplo de um sistema cárstico bem desenvolvido e elaborado, que está em funcionamento desde há algum tempo, conforme os relictos de carstes anteriores atestam, e que apresenta significativas adaptações em relação a morfologia regional.

As formas superficiais do carste da região de Chapada dos Guimarães são elaboradas, apresentando especialmente, conjuntos de *kamenitzas* desenvolvidas e interligadas, formando sistemas de concentração das águas que se direcionam para as partes baixas do relevo, alimentando o solo em pontos concentrados ou ainda, em meio aos fragmentos rochosos, podendo alimentar o endocarste em alguns pontos.

As *kamenitzas* identificadas variam de alguns centímetros a dimensões métricas, com uma delas ultrapassando 3 m. As menores são normalmente mal formadas, como se em um estágio inicial de desenvolvimento, com bordas e fundo irregulares. As maiores são sempre bem formadas, com um fundo plano, contendo eventualmente algum sedimento capturado,

sobretudo quando há terrenos mais altos ao redor, e uma borda vertical, com a formação característica de um visor lateral (fig. 3.30).



Figura 3.30: Grande kamenitza, bem formada e mostrando o visor lateral. Foto: Rubens Hardt.

Frequentemente se abrem em direção ao gradiente hidráulico mais próximo, desenvolvendo um sistema de kamenitzas associadas, em diversos níveis, sendo que as superiores alimentam as de nível inferior (fig3.31). Em época de chuvas, é possível observar várias delas com preenchidas com água.



Figura 3.31:
Kamenitzas
escalonadas, com a
superior
alimentando a
inferior. Note que
após a abertura da
de nível inferior,
um lapiá
meandrante se
formou pela água
que escorre da
kamenitza
superior. Foto:
Rubens Hardt.

Outra forma característica encontrada no exocarste local, são os chamados “cascos de tartaruga” ou “casco de tatu” aqui no Brasil, dependendo da região. São quebras poligonais, em geral regulares, que se formam na superfície de algumas rochas, e que não estão ligadas a estrutura, embora em alguns casos estejam adaptadas a esta (fig. 3.32).



Figura3.32: Pavimento Tessalônico aflorando em superfície. Observe que as quebras são independentes da estrutura, mas se adaptam a esta quando interceptam. Foto: Rubens Hardt.

São denominadas “quebra poligonal” (*poligonal cracking*) na literatura internacional (Branagan,1983; Twidale & Romani, 2005), sendo também denominado “pavimento tessalônico” (*tesselated pavements*), sobretudo em superfícies planas. Branagan (1983) apresenta uma ampla revisão sobre suas origens e variedade, sobretudo no arenito, enquanto que Twidale & Romani (2005) discutem os processos formadores em granito.

Com base nas observações de campo, opina-se que nos casos observados, tanto neste sítio como em outras localidades, a hipótese de formação mais provável relaciona-se com o desenvolvimento sob cobertura de um solo, pela migração de fluídos para o interior da rocha e do interior da rocha para a superfície, quando de épocas secas e úmidas. Este processo está detalhado no capítulo 4.

Diversos tipos de lapiaís são registrados na área (fig. 3.33). São formas superficiais, eventualmente formadas diretamente na rocha, ou então sob uma cobertura pedológica, sendo exposta após a retirada deste. No local, encontram-se variações de lapiaz, sendo as ocorrências mais significativas, os de formas pontudas (*spitzkarren*), os cavernosos (*pitkarren*), e os canais de dissolução arredondados (*grikes*) (Jennings, 1985; Veress, 2010).



Figura 3.33: Na parte superior, da esquerda para a direita: Lapiás pontudos, lapiás cavernosos e lapiás arredondados. Inferior: Um verdadeiro campo de lapiás no platô sobre a gruta Kiogo-Brado. Fotos: Rubens Hardt.

O relevo está sendo exumado, com a retirada do solo pelos processos de carreamento, expondo a rocha à formação de lapiás e kamenitzas, em áreas onde lapiás de origem associadas a uma cobertura por solo existem (criptocarste), dando um relevo mesclado (fig.3.34).



Figura 3.34: Relevo sendo exumado pela retirada do solo. Foto: Rubens Hardt

Outro elemento do carste de superfície são antigas depressões, que hoje se encontram abertas pela evolução do relevo, mas que pode-se demonstrar pelo visor lateral, fundo plano argiloso, e vestígios de um antigo preenchimento nas laterais, que se encontravam fechadas, com um lago em seu interior.

Rente as paredes rochosas destas antigas depressões, pode-se encontrar tentativas de passagem com a formação de condutos incipientes e cavidades sem uma organização, mas com um sentido diferente da drenagem atual, indicando que o gradiente hidráulico na época, diferia do presente (fig. 3.35).

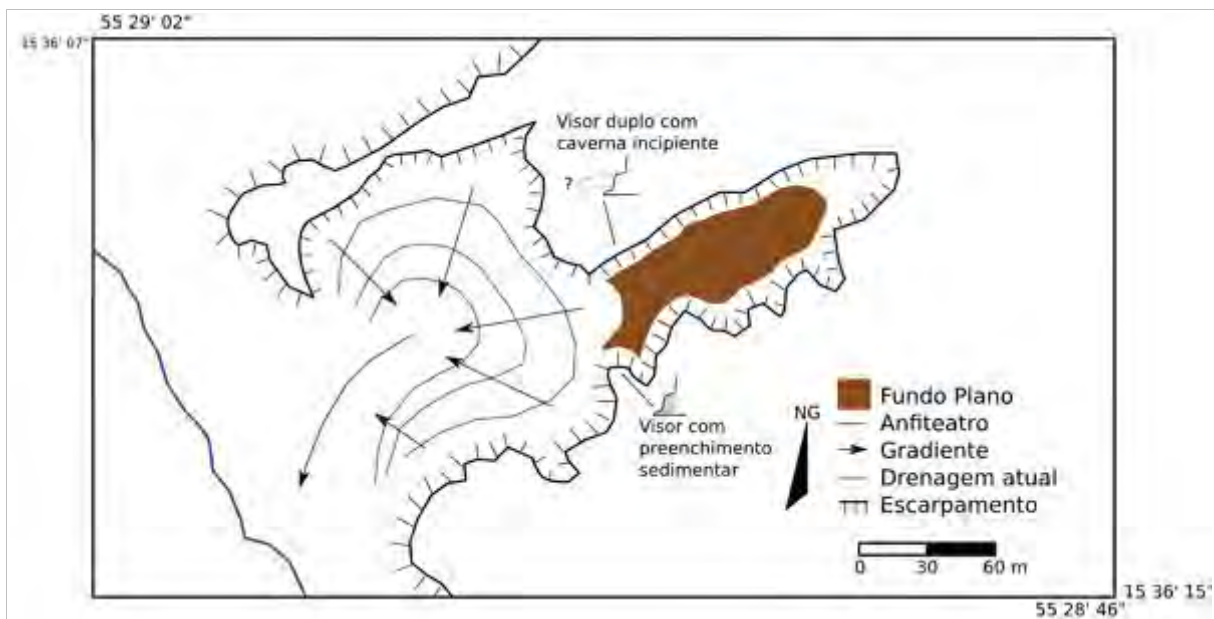


Figura 3.35: Uma das depressões planas abertas encontradas no local. Possivelmente, o local do atual anfiteatro era uma segunda depressão. O anfiteatro evolui por erosão regressiva devido a proximidade da drenagem atual, que condiciona o sentido das águas que caem no interior da depressão. Elaborado em SIG Spring, com o uso de Imagens CBERS 2B-HRC, dados SRTM e trabalhos de campo. Refinado em software gráfico Inkscape.

Associam-se entre si, migrando de níveis superiores para níveis inferiores, com a abertura no sentido do nível inferior, similares aos sistemas de kamenitzas. Pelas características genéticas, assemelham-se mais a poljes que a dolinas, embora a dimensão não seja a mesma de um polje, conforme a descrição na literatura clássica (Sweeting, 1972, p. 193; Gams, 1977, p. 201; Jennings, 1985, p. 124). No entanto, definir as formas por características descritivas é arbitrário, e formas de relevo deveriam ser definidas em função dos processos que as originaram, independente de fatores como “tamanho”.

Estas formas, associadas com a presença de arcos (residuais de antigas galerias) (fig. 3.36) e mesmo uma caverna sem teto (que ainda mantém parte do antigo sedimento em seu interior – fig. 3.37), demonstra que o carste vem evoluindo desde períodos pretéritos na região, pois tais formas, desconectadas do sistema atual, são similares às existentes hoje que

ainda se encontram ativas. Trata-se de um carste relicto.



Figura 3.36: Dois exemplos de arcos encontrados na área. Testemunhos de antigas cavernas. Fotos: Rubens Hardt.



Figura 3.37: Caverna sem teto, mostrando ainda, vestígios de antigo preenchimento sedimentar. Fotos: Rubens Hardt.

3.3.5 Endocarste de progradação: a conexão entre poljes

Encontram-se na área, dois conjuntos de depressões fechadas, hoje rasas em função da evolução do front da cuesta, mas com elementos que permitem supor uma capacidade de armazenagem líquida maior no passado, mantendo uma coluna alta d'água maior, similares às descritas do carste relicto, com fundo relativamente plano e visor lateral, conectadas entre si pela gruta Kiogo-Brado.

Pelas características descritas, assume-se o nome “polje” para estas depressões, pois embora suas dimensões sejam bem inferiores as das descrições clássicas, geneticamente funcionam como tal.

Tanto a gruta Kiogo-Brado quanto a gruta Aroê-Jari, são transposições em meio ao maciço, ligando as depressões entre si (no caso da Kiogo-Brado) ou ao vale do rio a jusante (caso da Aroê-Jari hoje). Não há evidências suficientes para se supor com era a ressurgência no passado, mas duas são as possibilidades: 1. havia um vale. Se sim, a abertura da Aroê-Jari é posterior a da Kiogo-Brado, e 2. havia um terceiro polje. Neste caso, a abertura da Aroê-Jari pode ter sido concomitante, anterior ou posterior a da Kiogo-Brado.

Tratam-se de cavernas de grande amplitude, atingindo por vezes altura superior a dezena de metros, com condutos amplos, demonstrando uma capacidade de drenagem superior a atual. A gruta Kiogo-Brado se estende por 210 m, enquanto que a gruta Aroê-Jari distribui-se por cerca de 1.500 m de condutos, sendo a conexão principal da ordem de 1.000 m. Estão alimentadas pelas depressões fechadas antes descritas, que fornecem a água que hoje percorre os condutos, distribuindo-se de montante a jusante, por uma depressão fechada de menor dimensão (aproximadamente 45.300 m²), a gruta Kiogo-Brado, uma depressão fechada de maior dimensão (aproximadamente 150.000 m²), a gruta Aroê-Jari, e o fluxo de água que forma um pequeno córrego, e se agrega a outros para dar origem ao Rio da Casca (cf. fig. 3.29). Em uma situação pretérita, estes eram maiores, conforme a estimativa baseada em imagens e trabalhos de campo (fig. 3.38).

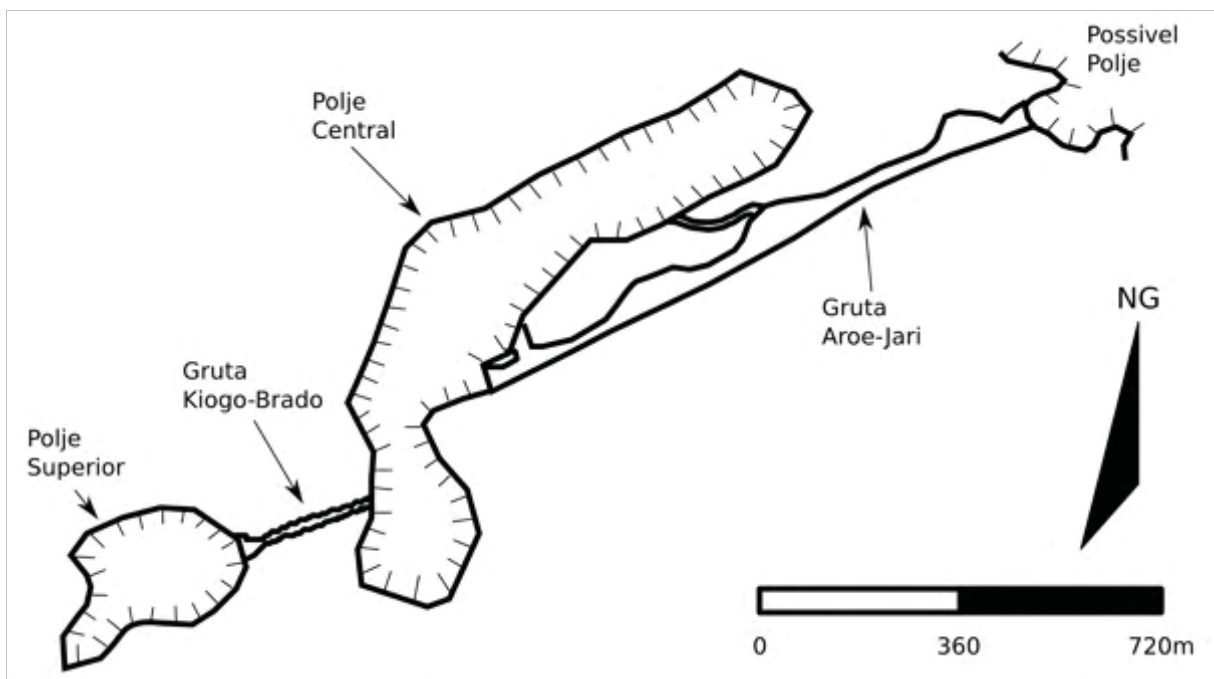


Figura 3.38: Situação pretérita dos poljes. Estimado com base em imagem de satélite CBER 2B-HRC e trabalhos de campo. Elaborado em SIG Spring, com o uso de Imagens CBERS 2B-HRC, dados SRTM e trabalhos de campo, por Rubens Hardt (2011).

3.3.6 A conexão se estabelece: Gruta Kiogo-Brado

Constitui um túnel com cerca de 210 m de desenvolvimento, apresentando uma galeria mais alta do que larga, que apresenta indícios de diversas fases de desenvolvimento. Na entrada Oeste (montante), um amplo desabamento criou um salão de entrada amplo, agregando antigos dutos que indicavam uma fase de desenvolvimento de drenagens, posteriormente abandonadas quando da conexão entre os dois extremos do maciço (fig. 3.39). Na ressurgência (boca Leste), pode-se observar nas paredes laterais do maciço, antigas galerias que foram abandonadas, não integradas a gruta.

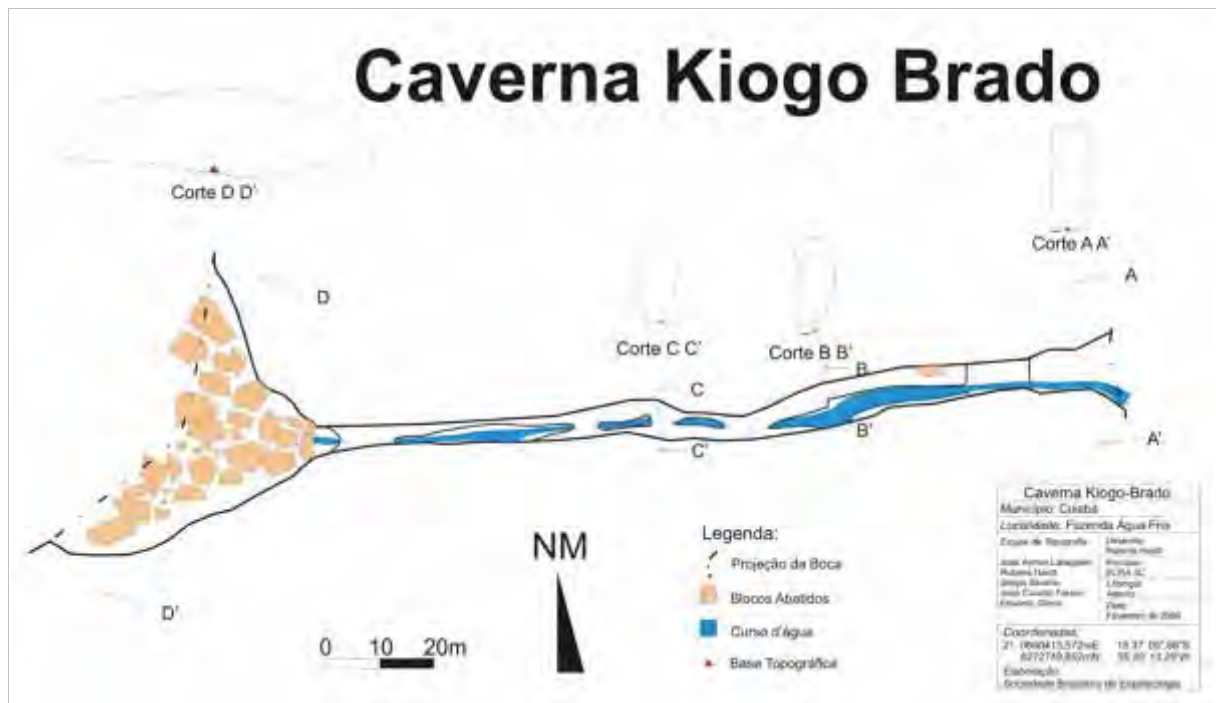


Figura 3.39: Mapa da Gruta Kiogo-Brado.

A gruta Kiogo-Brado apresenta uma evolução complexa, e, em um primeiro momento (fase I), estabelece-se um conjunto de frentes de alteração visando a travessia do maciço que separava o polje superior do central. Tal travessia (fase II) se concretizou no nível superior da gruta atual, conforme atestam as diversas tentativas de desenvolvimento de condutos, suspensos no ingresso das águas no maciço, em relação a única saída cárstica no outro extremo. A travessia é resultado desta progradação de vários tubos do carste de introdução com uma frente de alteração progressiva, sem dinâmica erosiva e com a estocagem da alterita.

A transposição do maciço fez com que as águas provenientes do polje superior alimentassem as do polje central. No entanto, este provavelmente não dava vazão a toda a

água que chegava, provocando a retenção das águas com conseqüente diminuição do potencial de transporte (energia mecânica), fazendo com que os sedimentos em suspensão se depositassem, preenchendo a gruta Kiogo-Brado, que, desta forma, tomada por sedimentos (e possivelmente também com o próprio material alterado do maciço), se desenvolveu com uma dinâmica paragenética, atestada pelos sedimentos suspensos no teto e partes superiores do conduto (fase II – fig. 3.40).



Figura 3.40: Fase I – Um exemplo de tubo de progradação. Fase II – Sedimentos presos ao teto, indicação de uma fase paragenética. Fotos: Rubens Hardt.

Segue-se a abertura do polje central, capturado em seu extremo sudoeste, pela abertura do vale em direção ao sul, provocando um forte gradiente hidráulico. A gruta Kiogo-Brado conhece então, um rápido rebaixamento de seu nível, com a escavação do cânion subterrâneo (dinâmica singenética), cuja evidência são as linhas de erosão nas paredes laterais (fase III). Comprova-se tal pelo nível altimétrico do cânion que se abriu no interior da gruta Kiogo-Brado, pois este é inferior ao nível de base do polje central.

A fase final de evolução da Kiogo-Brado corresponde a abertura do polje superior (fase IV), capturado pela aproximação do escarpamento da cuesta, com a drástica redução do volume das águas que drenavam em seu interior, resultando na evolução de um pequeno cânion mais estreito (incisão basal - situação atual) (fig. 3.41). Com o forte gradiente hidráulico do vale ao sul, em função da proximidade da cuesta, a base da gruta Kiogo-Brado, hoje, se encontra em um nível altimétrico inferior ao das outras grutas, pois a drenagem, ao invés de drenar para o polje, corre para fora deste.

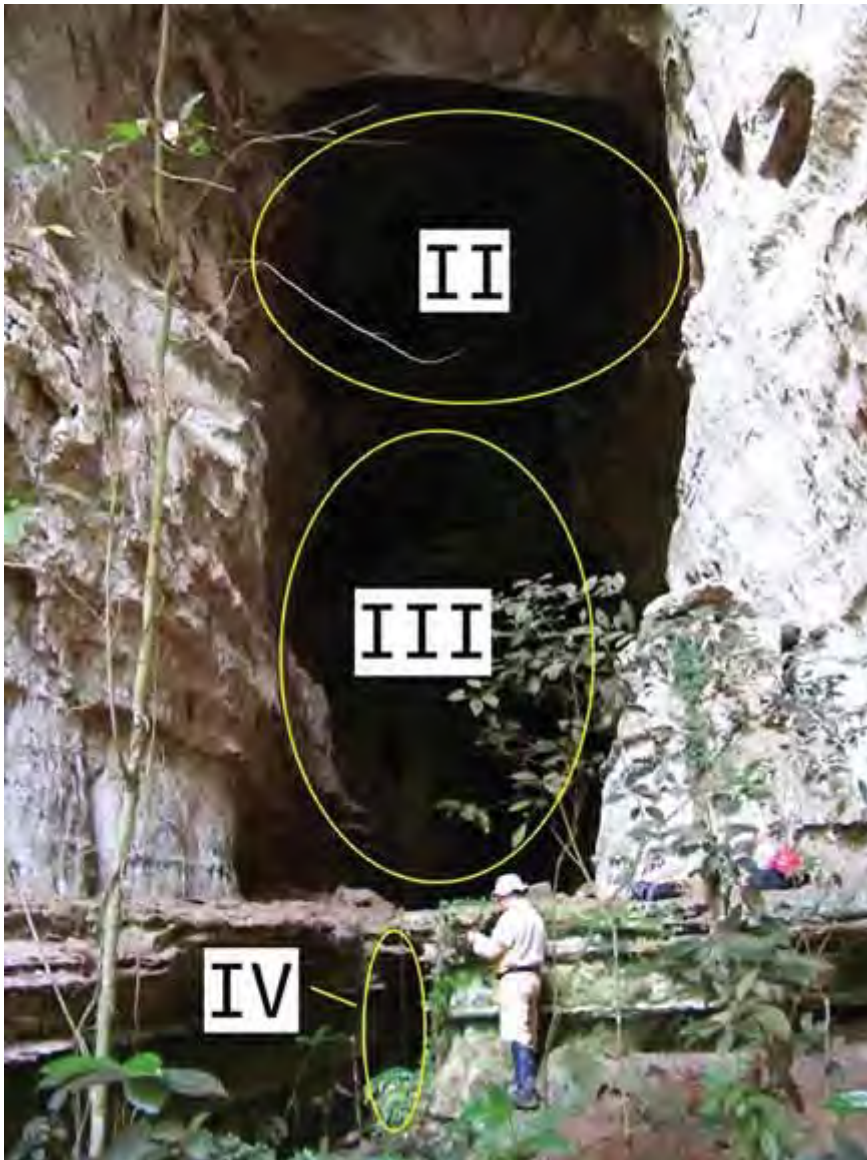


Figura 3.41: Indicação das fases II, III e IV da Gruta Kiogo-Brado (ressurgência).
Foto: Rubens Hardt.

3.3.7 A conexão do polje central: Gruta Aroê-Jari

A gruta Aroê-Jari constitui-se de um conduto principal, acompanhando dois conjuntos de fraturas paralelas que atravessa o maciço. Na zona central, anexa-se a este um conduto afluente, que drena as águas da mesma depressão exterior que alimenta o sumidouro principal. Encontram-se ainda, galerias abandonadas nesta zona central, e a coalescência destas diversas galerias permitiu a abertura de um grande salão (fig. 3.42)

A abertura da Aroê-Jari transcorre de forma similar a da gruta Kiogo-Brado, com diversas frentes de alteração atuando no maciço, desenvolvendo penetrações paralelas ou subparalelas.

Em um processo idêntico ao desenvolvido na Kiogo-Brado, vários condutos desenvolveram-se no setor oeste do polje central, até que um estabeleceu a conexão e capturou as águas dos demais (fase I). No conduto denominado “conduto do afluente”, encontram-se dois canais de teto, oriundos de dois condutos diferentes que posteriormente coalesceram, indicando uma evolução paragenética ainda nesta fase, mas que, em algum momento, estiveram preenchidos de sedimento ou rocha alterada (fig. 3.43).



Figura 3.43: Conduto do afluente – Gruta Aroê-Jari. Note o duplo canal de teto, indicando que a gruta passou por uma fase paragenética, e que a galeria atual era, na verdade, dois condutos diferentes que coalesceram. Foto: José Ayrton Labegalini.

Houve então a coalescência de condutos paralelos (atestada pelos testemunhos de condutos inseridos no conduto central), e a captura e convergência dos condutos laterais em direção a drenagem principal (fase II). Conseqüentemente, o desenvolvimento destas galerias paralelas cessa, deixando como evidências as alterações nas paredes (decorrentes da fantomização), condutos e salas-reservatórios, hoje sem função.

Um dos condutos que alimentavam o conduto do afluente, hoje teve seu fluxo revertido, em função do rebaixamento do conduto principal e captura da drenagem deste a montante do afluente, desembocando no salão alagado que antecede o salão central. Este salão é também, uma armadilha sedimentar, detendo tanto sedimentos quanto matéria orgânica aportada para o interior da gruta pelas águas.

O Salão do Chuveirinho, onde provavelmente desembocam as águas provenientes das dolinas que drenam para a Aroê-Jari Superior (fig. 3.44), também possui um grande acúmulo de sedimentos, talvez aportados do exterior através das dolinas que se conectam com a Aroê-Jari Superior, provocando um novo represamento e servindo de armadilha entre o Salão Central e a ressurgência.

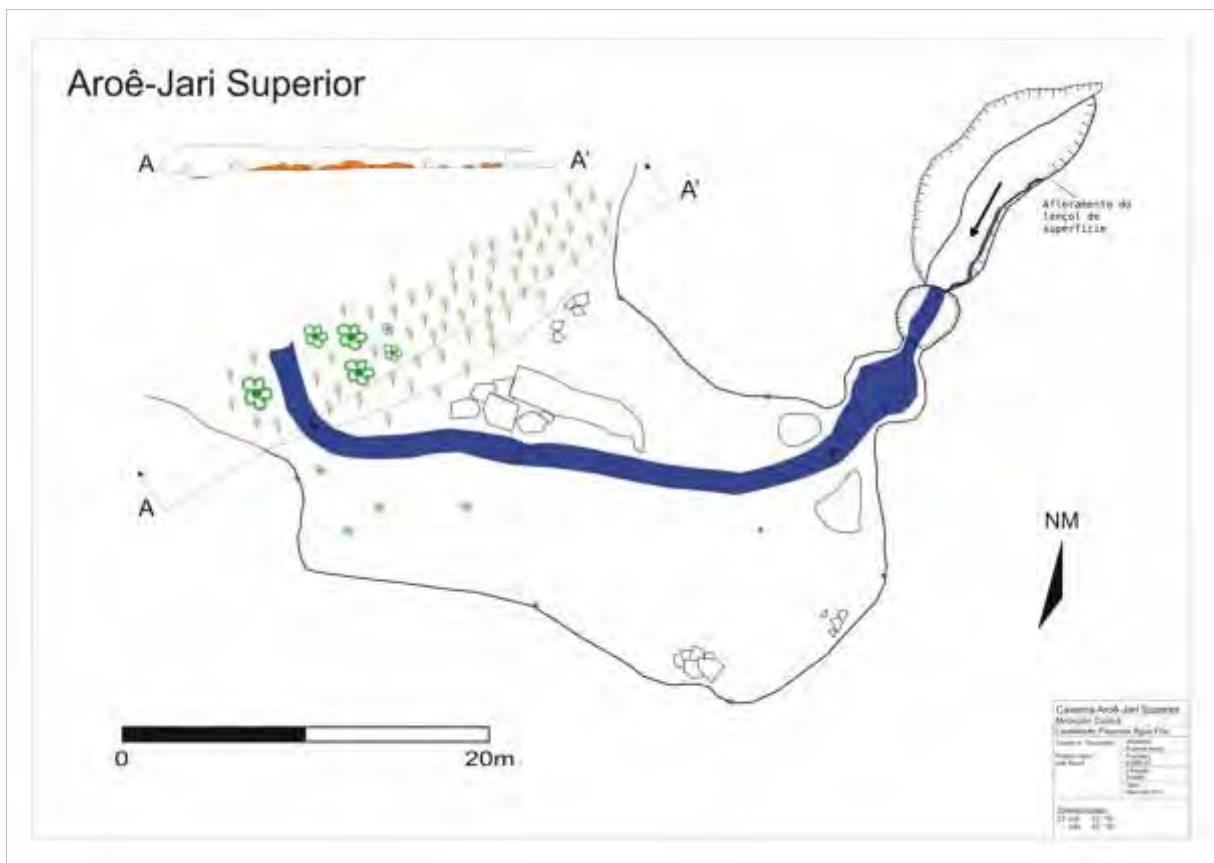


Figura 3.44 Mapa da Gruta Aroê-Jari Superior. A boca da Gruta se abre no interior de uma grande dolina. Duas dolinas conjugadas (uma pequena Uvala), nordeste da gruta, captura um lençol de superfície que corre para o interior e se soma ao córrego proveniente de nascente difusa no interior da dolina de abertura.

Este conjunto de fatores, ligado a abertura do polje central, que propiciou uma redução drástica da alimentação hídrica da Gruta Aroê-Jari, explicam a atual fase de sedimentação no interior da caverna, com o aporte de sedimentos do exterior, mas a incapacidade do fluxo de transportá-los.

A Aroê-Jari superior, é hoje um ponto de concentração das águas, ligadas a um lençol

de superfície, que drena para o interior desta pelas dolinas ao redor da gruta. Uma vez concentradas, estas águas percorrem um trecho subterrâneo, e, caem no interior da Gruta Aroê-Jari, pois não há outra ressurgência do maciço e a posição da gruta corresponde ao alinhamento com o Salão do Chuveirinho. Não foi possível fazer uma experiência de traçagem das águas, mas, se e quando realizada, poderá comprovar esta hipótese.

No extremo oeste do maciço da Aroê-Jari, existem ainda quatro outras grutas, todas pequenas, escalonadas na vertente atual, e com adaptações indicando uma mudança no sentido da drenagem. A principal, que ainda serve de surgência ao aquífero que aflora no maciço, é a Gruta Lagoa Azul, com um amplo salão de abertura e um conduto lateral por onde as águas saem da gruta. Na vertente originada após a abertura do polje central, aparecem três pequenas grutas escalonadas, denominadas Três Marias, que para distinção foram identificadas como Três Marias Superior, Três Marias Central e Três Marias Inferior (fig. 3.45).

A gruta Lagoa Azul e as Três Marias, no interior do polje central, provavelmente tratavam-se de um ensaio de rompimento do maciço, como a própria Aroê-Jari, e que depois foram alteradas e utilizadas pela evolução recente de vales laterais.

A gruta Lagoa Azul também tem seu fluxo revertido, servindo, atualmente, como nascente de um pequeno córrego que drena para o vale que abriu o polje central, sentido ao sul. As grutas Três Marias são atualmente fósseis, embora estejam em um nível altimétrico inferior ao da Lagoa Azul, pois com a evolução do vale de captura do polje, se desconectaram do aquífero do polje central, que hoje aflora no interior da Lagoa Azul e na depressão residual que alimenta a Aroê-Jari.

Durante o processo de captura do polje central, as grutas Três Marias acabaram atuando como captura das águas de nível superior, desenvolvendo formas de abismos, e drenado para o vale que hoje se situa entre a gruta Kiogo-Brado e as demais, responsável pela abertura do polje.

A gruta Lagoa Azul, hoje, apresenta uma declividade da parte alagada, sentido sul, o que pode indicar uma adaptação em curso relacionada com o aprofundamento do vale ao sul. Esta evidência, é a base desta hipótese.

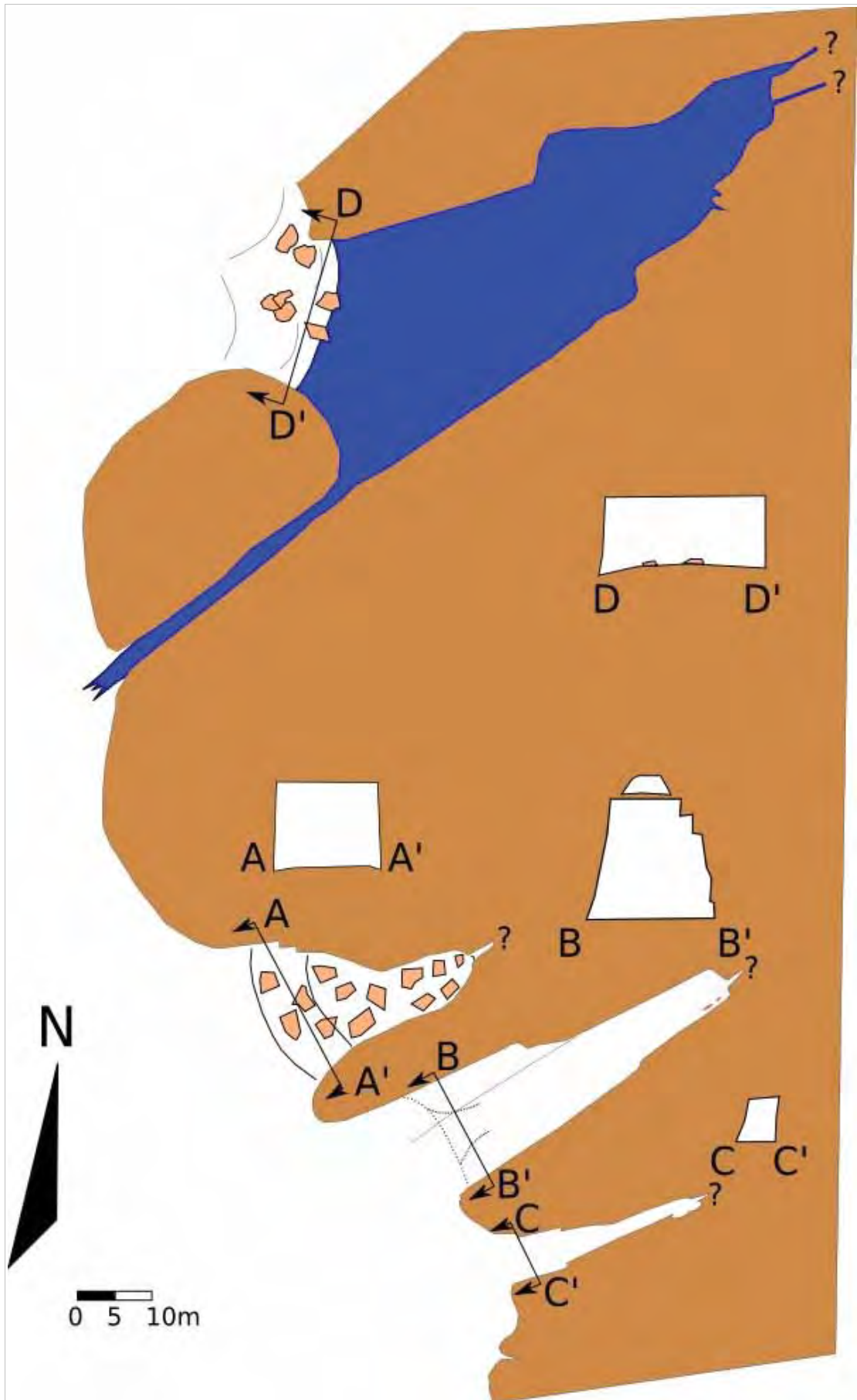


Figura 3.45: Mapa das Grutas Lagoa Azul e Três Marias Superior, média e inferior.

Estas considerações de evolução de cada gruta, nos permite elaborar um modelo da evolução do sistema (quadro 1 e fig. 3.46):

Quadro 1: Esquema comparativo da abertura dos poljes superior e central.

Do polje superior para o polje central (ligação pela Kiogo-Brado):	Do polje central para jusante do complexo (ligação pela Aroê-Jari):
I – Introdução progressiva de algumas frentes, primocarste.	I – Introdução progressiva de várias frentes, primocarste.
II – Ligação hidrocarstica – Evolução paragenética.	II – Ligação hidrocarstica (fase paragenética), concentração das águas, calibragem do conduto principal.
III – Abaixamento do nível de base, captura do polje central (abertura), evolução singenética .	III – Abertura do polje central, fossilização, drenagem reduzida, grande galeria preenchida por sedimentos.
IV – Fossilização, captura do polje superior, incisão basal reduzida.	

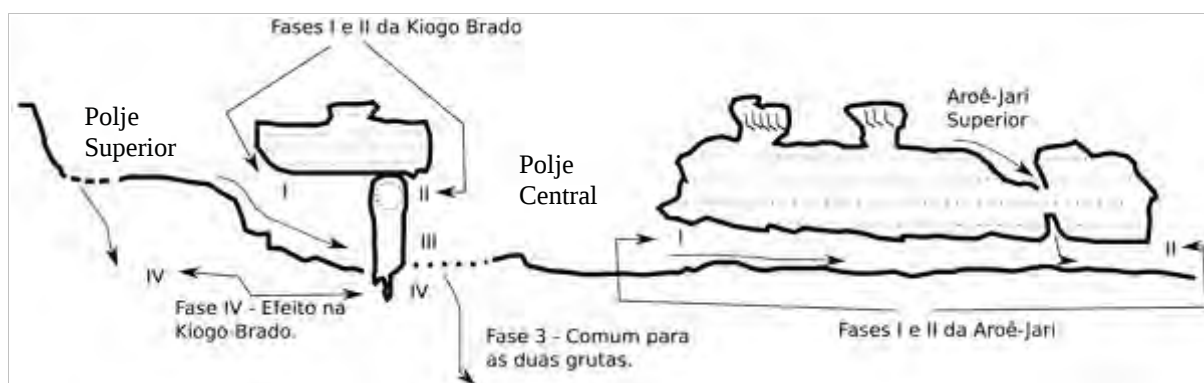


Figura 3.46: Fases de evolução do sistema todo, a partir da existência dos dois poljes (superior e central), com as fases I e II sendo similares para ambas as grutas, a fase III é única e influencia ambas as grutas (abertura do polje central), enquanto que a fase IV (abertura do polje superior) restringe-se a atuar sobre a Kiogo-Brado, cortando a alimentação e diminuindo a incisão basal.

Por fim, por se tratar de um carste ativo, foram feitas medições de pH e temperatura em diversas cavernas, expressas no quadro 2.

Quadro 2: Medições de pH e temperatura na área de estudo.

Ponto	PH	Temperatura	Descrição
1	6,10	17,9	Entrada Norte
2	5,79	19,4	Após gotejamento
3	5,69	19,1	Início setor alagado
4	5,10	20,1	Saída do Salão central (jusante)
5	5,15	22,7	Afluente, logo após a cachoeira

6	5,35	19,9	Chegada do salão central (montante)
7	5,30	19,1	Boca leste (ressurgência)
8	5,89	16,9	Chuveiro no salão da ressurgência
9	5,46	18,0	Salão do chuveirinho (salão a montante da ressurgência)
10	5,42	17,7	Interior da Aroê-Jari Superior

Estas medições acabam por acrescentar força a hipótese de que a dissolução química da sílica nestes ambientes está relacionada, principalmente, embora não exclusivamente, com a presença de ácidos orgânicos oriundos da cobertura vegetal, visto a grande quantidade de matéria orgânica em decomposição carregada para o interior pelas águas, que acaba presa (*trap*) nos lagos formados no interior dos condutos alagados em função dos bancos de areia. Infelizmente não foi possível realizar análise das águas, mas acredita-se que a acidez destas é decorrente da formação de ácidos orgânicos provenientes da matéria orgânica em decomposição. A presença de bancadas ferruginosas no exterior, acima da cavidade, não descarta a influência do ferro como agente catalizador da dissolução, embora sua presença, atualmente, seja pequena e fragmentada na paisagem. No entanto, sua contribuição pode ter sido significativa no passado.

Este carste é sem dúvida, o mais completo dentre os estudados, apresentando uma variedade de formas e processos que se transformam ao longo do tempo, revelando que a área já possuía um sistema cárstico no passado, demonstrado pelos fragmentos relictos nas partes altas do relevo; evolução complexa no presente, com um sistema bem desenvolvido, baseado em frentes de progradação em meio ao maciço, que se integram quando uma estabelece a conexão, e mudanças recentes provocadas pela evolução da frente de cuesta, que ao se aproximar da área, captura as drenagens e provoca mudanças significativas no sistema.

3.4 Fontainebleau: expressão superficial desenvolvida.

O maciço de Fontainebleau (fig. 3.47) constitui um relevo cuestiforme desenvolvido em meio a Bacia de Paris, uma ampla bacia sedimentar constituída de depósitos marinhos, lacustres e fluviais. Situa-se cerca de 60 km ao sul de Paris, e em sua área central encontra-se o município de Fontainebleau, que dá nome ao maciço.



Figura 3.47 – Localização. Organizado por Rubens Hardt, 2011, a partir de Mapa digital disponível em http://pt.wikipedia.org/wiki/Ficheiro:France_location_carte-Regions_and_departements.svg, consultado em 23 de março de 2011, modificado com dados de campo, e de imagem SRTM trabalhada em SIG. O ponto vermelho indica a localização em território francês, e no detalhe, temos as cores claras representando setores de maior altitude, e as cores escuras as regiões mais baixas. As áreas estudadas são apresentadas em rosa.

3.4.1 Caracterização regional

Constitui-se de um complexo envolvendo um relevo cuestiforme em rochas de idade que variam do Eoceno ao Mioceno, expostas, erodidas e trabalhadas pelos processos intempéricos sobretudo no Quaternário, recoberta por uma densa cobertura vegetal (floresta), e com condicionantes estruturais bem marcados.

O maciço de *Fontainebleau*, é situado na região administrativa de *Île de France* (região de Paris), no departamento francês de *Seine-et-Marne* e uma pequena parte no setor oeste já no departamento de *Essonne*.

A hidrografia regional pertence a bacia do rio Sena, sendo este a principal drenagem que corta a região. A parte sul do maciço é drenada pelo rio *Loing* e seus afluentes, desaguando no Sena nas proximidades de *Moret*, e o setor noroeste é drenado pelo rio *Ecole*, que se encontra com o Sena já ao norte, nos limites da região do Maciço de *Fontainebleau* (Loiseau, 1970).

Do ponto de vista hidrológico, a alternância de camadas de rochas permeáveis e impermeáveis determinam aquíferos diferentes. (Labourguigne & Turland, 1974).

Muitas drenagens secundárias (afluentes) tem suas nascentes no maciço de *Fontainebleau*, onde uma competição entre o gradiente hidráulico (sentido que a água tende a seguir em função da gravidade) e a estrutura rochosa (a maior porosidade da rocha, em função

de tectonismo) competem pelo canal de drenagem, com os canais se estabelecendo, sobretudo em seu início no controle estrutural WNE-ESE, migrando pouco a pouco para o sentido Norte (gradiente hidráulico).

A ocupação humana vem desde a pré-história, como atestam as inscrições rupestres e outros vestígios arqueológicos encontrados na área, e a principal atividade econômica foi a extração de rochas (mineração) com a finalidade de utilização na construção civil. Também já foi uma área de caça (AAFF, 2006).

Trata-se ainda de um importante refúgio da vida animal, sendo o habitat de diversas espécies de mamíferos e répteis, constituindo-se uma região a ser protegida, pertencendo ao governo francês desde 1957 (Loiseau, 1970).

Terrenos silicosos, muito ácidos, impróprios para a cultura, a muito são ocupados pelas florestas, embora em suas vizinhanças, platôs calcários recobertos por húmus, férteis e completamente tomado pelos cultivos (Michel, 2005).

3.4.2 Contexto geológico

Após os últimos depósitos marinhos da greda senoniana, datados do Campaniano (Cretáceo superior), um longo período de emersão se instala, modelando a superfície da greda e conferindo-lhe uma forma irregular. É sobre este substrato que os sedimentos do Terciário irão se depositar. Na região, os primeiros depósitos conhecidos são atribuídos ao Ipresiano, caracterizado pela sedimentação de um material detrítico areno-argiloso, de origem fluvio-lacustre. Este período é seguido por um regime laguno-lacustre, com o depósito de calcários, margas e dolomitos do Luteciano. O topo deste estágio é caracterizado por uma incursão marinha de fraca amplitude, vinda do N-NW que não recobriu o conjunto todo. Sobreveio um novo período laguno-lacustre que corresponde ao Bartoniano: Areias de Beauchamp e Calcários de Saint-Ouen. O regime se torna então francamente lacustre no Ludiano, com o depósito dos Calcários de Champigny. O Eoceno termina pela instauração de um novo regime laguno-lacustre (margas supra-gipsosos) que se prolonga até o Oligoceno com o depósito dos margas verdes e da Formação de Brie (Michel, 2005).

É no Estampiano (*Stampien* – nome associado a região vizinha de *Étampes*, em *Essonne*, recebe também a denominação de *Rupeliano*), que ocorre uma importante transgressão marinha que recobre toda a área e deposita os arenitos de *Fontainebleau*. Um golfo marinho ocupava o centro da bacia parisiense, com aberturas para o Canal da Mancha e

para o Atlântico. A origem dos grãos de areia provinham, particularmente, da erosão dos granitos que compõem o Maciço Central, ao sul. Na medida em que os depósitos se constituíam, as áreas emersas foram retrabalhadas pelo vento. Posteriormente, uma parte dos arenitos foi consolidada pela circulação de água no nível superior do lençol freático (Michel, 2005). No Estampiano superior, acontece a retração do mar, e a instalação de um regime lacustre que permite o depósito dos Calcários de *Étampes*.

Os arenitos de *Fontainebleau*, constituem uma camada geológica que se estende sobre o centro da bacia de Paris. Pode atingir até 60 m de espessura em alguns locais. Afloram em grandes superfícies, e constituem o sub-solo da floresta de *Fontainebleau*. Trata-se de um arenito silicoso, homogêneo e muito puro, em alguns casos, até 99,9% de sílica, com frequência apresenta uma coloração avermelhada, devido a presença de óxido de ferro, apresentam ao microscópio, formas polidas e brilhante, associada ao transporte em meio aquático. Próximo ao topo da camada, grãos raiados indicam transporte e deposição pelo vento. Apresentam poucos fósseis, ligados a um ambiente marinho de pouca profundidade, mas que permitem datar a camada de 35 milhões de anos (Michel, 2005).

3.4.3 Relevo local

Thiry *et al.* (1984) e Thiry (2007), demonstram a natureza cárstica das formas por estarem associadas ao processo de dissolução da sílica. A evolução do relevo, no entanto, é complexa, possuindo formas cársticas pretéritas e atuais.

Entre o fim do Oligoceno e a época atual, a região é submetida a erosão, que contribui, em um primeiro momento com a fragmentação do Calcário de Brie. A partir do Plioceno e sobretudo no Quaternário, efetua-se a abertura dos vales que vai resultar na morfologia conhecida hoje. Os períodos mais calmos produzem os aluviamentos pelos rios, conduzindo a importantes depósitos de materiais, cujos diferentes terraços são os testemunhos.

O platô de *Fontainebleau* constitui uma antiga superfície de aplanamento, que trunca diversos estratos rochosos. Devido a um processo de silicificação do relevo, este se mostra resistente a erosão, permitindo que, quando os rios passaram a escavar os vales, tenha ocorrido uma inversão de relevo.

Tal inversão permite que a antiga superfície de erosão, outrora baixa no relevo, fique elevada em relação à topografia atual, implicando em uma lenta migração do freático de um nível mais alto aos níveis atuais.

Este lento rebaixamento do freático permite que diversos processos geoquímicos atuem na rocha, sendo o veículo que produz a migração da sílica, provocando o aparecimento de condutos horizontais referentes a um fluxo lateral em direção a um nível de base local, e condutos verticais, que se associam ao rebaixamento do freático, conduzindo a capturas de níveis freáticos superiores para inferiores.

Atualmente, o relevo se mostra como um platô sobre uma superfície rebaixada, sendo que a conexão deste platô com a superfície se faz de forma abrupta, na forma de escarpas, com o acúmulo de blocos na base da vertente.

É nas formas residuais do platô, ou em rocha exposta na superfície cimeira, que são encontradas às evidências de uma evolução cárstica pretérita no que se refere ao endocarste, e, sobre o maciço rochoso, as evidências superficiais de carstificação atual ou sub-atual.

3.4.4 Carste superficial marcante

Os trabalhos em Fontainebleau confirmaram o que Thiry *et al.* (1984) e Thiry (2007) já haviam dito em seus trabalhos. Trata-se de um carste. Os levantamentos mostram que, durante a evolução da paisagem, um carste se desenvolveu acompanhando o rebaixamento do freático. Isto fica evidente quando, em todos os locais visitados, encontram-se tubos horizontais e verticais expostos em meio aos testemunhos e blocos. Os horizontais em diversos níveis, enquanto que os verticais apresentam ligações entre estes níveis e formas de adaptação (fig. 3.48), mostrando tratar-se de uma evolução de um nível ao outro.

Se os tubos apresentam as características de um endocarste, em superfície encontram-se, com muita frequência, kamenitzas, demonstrando que o processo de carstificação continua ativo em nível superficial. Alguns exemplos de kamenitza são significativos, mostrando sistemas complexos em evolução, podendo auxiliar a entender como se formam grandes depressões fechadas (fig. 3.49).

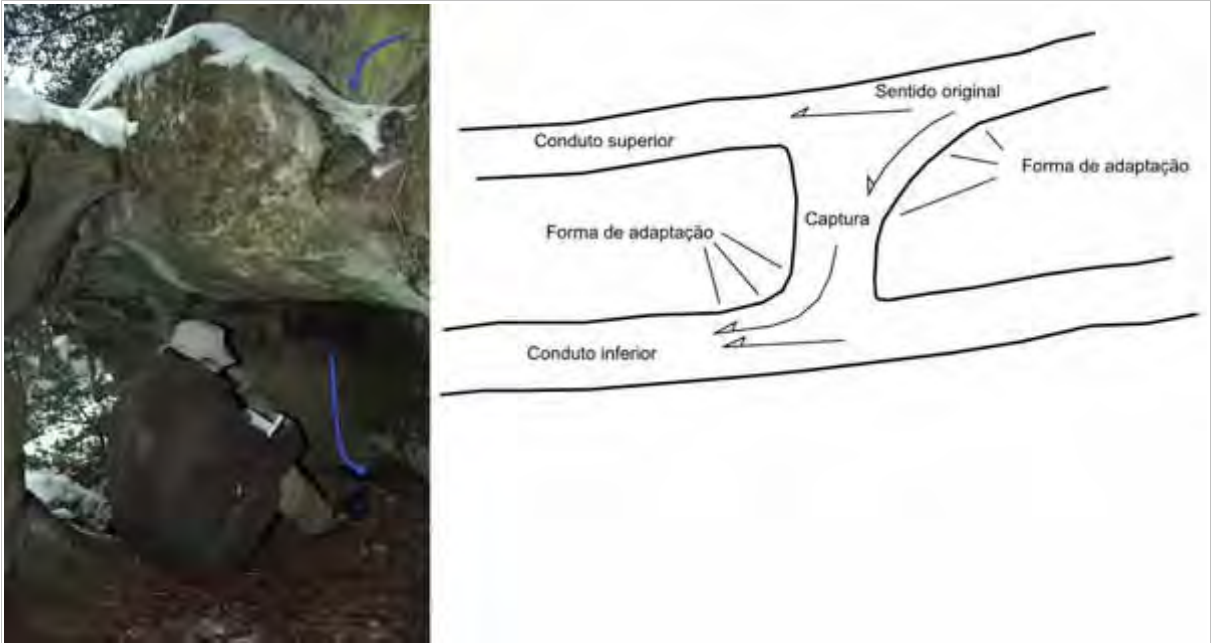


Figura 3.48: Tubos em Nemours e esquema mostrando as formas de adaptação de um nível ao outro, permitindo inferir o sentido do fluxo. Foto: Rubens Hardt.



Figura 3.49: Exemplos de kamenitzas em Nemours. Foto: Rubens Hardt.

Entre os locais visitados, observa-se que, embora exista uma certa constância de determinadas formas (tubos e kamenitzas principalmente), existem locais em que os tubos predominam, ou há a predominância de kamenitzas, ou ainda, alguma forma específica se faz

presente em abundância, não existindo ou existindo em pouca quantidade em outros locais. Estas variações localizadas, se bem compreendidas, pode auxiliar a entender a evolução morfológica regional.

Em Nemours, alvéolos, tubos horizontais e verticais foram encontrados em profusão nos blocos rochosos fragmentados a meia encosta. Tais sistemas de condutos, horizontais e verticais, por estarem desconectados do relevo, permitem demonstrar que se trata de um sistema antigo, que se desenvolveu quando o aquífero se encontrava acima do nível atual. Esta situação se repete, em maior ou menor grau em toda a área do maciço

As conexões encontradas entre os níveis de tubos superiores com níveis inferiores, demonstram um sentido de fluxo e diversas capturas pela evolução do sistema de nível inferior, sendo portanto uma evolução singenética. Estas migrações de pontos mais altos para pontos mais baixos dentro de um mesmo bloco rochoso, demonstram que o sistema acompanhou o rebaixamento do freático, conforme os rios da região escavavam os vales.

No topo do maciço, formas de dissolução na rocha exposta puderam ser observadas. Tais formas, de origem química, indicam que a carstificação de superfície continua ativa. As formas mais comuns são as kamenitzas, mas também se observaram formas de pavimentos tessalônicos, e microformas de dissolução. Alvéolos aparecem em algumas áreas, e, eventualmente, lapiás pouco desenvolvidos.

Observa-se ainda formas deprimidas, que poderiam ser denominadas de dolinas. No entanto, como a região serviu durante muito tempo como fornecedora de rocha para a construção, tais formas podem estar associadas a antigas áreas de mineração. Algumas, no entanto, parecem ser autênticas dolinas. A presença de neve durante os trabalhos de campo pode ter encoberto evidências que poderiam retirar esta dúvida (fig. 3.50).



Fig 3.50: Possível dolina em Nemours. Foto: Rubens Hardt.

Em Larchand, existe referência no mapa regional de uma perda em plena área deprimida. Esta informação é importante pois evidencia a possibilidade de um desenvolvimento do endocarste na atualidade. Em função disso, foi feita uma incursão ao local da referida perda. A dificuldade encontrada na área está relacionada ao uso antrópico. Além de ser uma área alterada, com a instalação de uma floresta de exploração de madeira, vários canais artificiais foram abertos no sentido da perda. Em alguns casos é difícil determinar se um canal é natural ou antrópico (fig. 3.51).



Figura 3.51: Perda difusa em Lanchard. Foto: Rubens Hardt.

A perda encontrada no local, é do tipo difusa, com a água desaparecendo em meio aos sedimentos. No momento da visita, se encontrava seca.

Nas proximidades, a “Roche au Diable” apresenta um conjunto bastante significativo de dutos e formas de adaptação às condições de drenagem de um antigo freático. Em alguns blocos rochosos, organizações de alvéolos, dutos verticais e horizontais, e formas de adaptação indicam uma evolução complexa conforme houve o rebaixamento do freático.

Impressiona a observação de formas que se desenvolveram independentes umas das outras, com o desenvolvimento de condutos que acaba interceptando algumas destas formas, enquanto outras parecem desconectadas do sistema. Foram identificados em uma mesma rocha, pelo menos cinco diferentes níveis horizontais, com conexões verticais entre eles.

Considerando-se que a altura da rocha aproximava-se dos 10 m, a densidade de condutos demonstra que a atividade química foi intensa, e que o freático parece ter decido a uma velocidade constante no local, uma vez que a distribuição dos condutos é razoavelmente homogênea no sentido vertical (fig. 3.52).



Figura 3.52: Bloco rochoso em Roche au Diable. A direita, a mesma foto com as formas em destaque. Foto: Rubens Hardt.

Também neste local, foi visitada uma gruta verdadeira, ou seja, elaborada por dissolução da rocha, uma vez que esta se encontra no interior do maciço rochoso. Esta gruta sofreu forte impacto antrópico, tendo servido de moradia. No entanto, pôde-se observar alguma conexão com a tectônica, mostrando que o desenvolvimento principal pode ter seguido uma linha de fraqueza, mas também se observou, em partes internas, o desenvolvimento de alvéolos, totalmente desconectados da estrutura, portanto de origem puramente química.

Na área denominada Dame Jouanne, novamente encontram-se formas de dissolução como alvéolos e dutos. Da mesma forma que em pontos anteriores, é possível observar diversos níveis, com formas de adaptação que levam de um nível a outro (fig. 3.53).



Figura 3.53: Fragmento de conduito apresentando várias fases. Foto: Rubens Hardt.

Nas proximidades da Grotte Beatrix, em superfície, foram observadas kamenitzas muito bem formadas, arredondadas ou alongadas, inclusive com um visor lateral. A presença de gelo no interior das kamenitzas permite mostrar claramente a depressão formada por estas (fig. 3.54). Também se encontram na área, alguns lapiás semi-arredondados. A natureza da rocha pode explicar as diferenças observadas em relação aos lapiás típicos do calcário.



Figura 3.54: Kamenitzas em maciço acima da Grotte Beatrix. Foto: Rubens Hardt.

Na área do maciço denominada Franchard, vestígios de dutos estavam presentes nos blocos rochosos, mas as principais formas observadas foram as kamenitzas. Havia kamenitzas em profusão, demonstrando uma variação local, que permite o desenvolvimento destas formas de superfície.

Na parte superior do maciço, uma impressionante lagoa cárstica, que poderia perfeitamente ser denominada kamenitza, não fosse a sua dimensão, mostra um processo de dissolução ativa nas rochas de superfície, o que corrobora a constatação anterior de que o local deve possuir alguma variação que permite o aparecimento destas formas com bastante frequência (fig. 3.55).



Figura 3.55: Lagoa cárstica, que apresenta características similares a uma kamenitza. Foto: Rubens Hardt.

Em Mont Ussy, existe um cruzamento denominado de "Croix de Aujas". Neste cruzamento havia uma gruta que, segundo relatos antigos, teria por volta de 100 m. Esta gruta foi fechada pela construção do viaduto do cruzamento.

Ainda no Mont Ussy propriamente, volta a se encontrar formas de tubos, horizontais e verticais, aparentemente característicos em toda a região, mas também se encontram belos exemplos de "*honey combs*" e pavimentos tessalônicos. Uma estranha forma de disco também foi identificada na área, possivelmente uma cicatriz de abatimento (fig. 3.56). Algumas depressões fechadas foram observadas entre os blocos, não aparentando se tratar de mineração para a retirada de rocha.



Figura 3.56: Possível cicatriz de abatimento. Foto: Rubens Hardt.

Apremont - Trata-se de uma área bem no topo do platô, onde além das kamenitzas, em geral menores que em outras áreas, pode-se observar formas de erosão lateral, demonstrando que o freático esteve em alguns níveis específicos por um longo tempo, erodindo quimicamente pelas laterais e desenvolvendo uma base plana. O processo de formação se assemelha a de kamenitzas ou de poljes, mas em escala maior para o primeiro, e menor para o segundo.

Estas formas estão espalhadas na área, sem um sentido preferencial, circundando algumas rochas, indicando um ambiente de águas paradas ou de movimento lento,

descartando-se assim, a erosão mecânica como sua origem (fig. 3.57).



Figura 3.57: Erosão lateral típica de um nível freático estacionado. Foto: Rubens Hardt.

Em Barbizon, os tubos verticais e horizontais, com formas de adaptação entre estes, estão presentes nos blocos rochosos. Também em superfície se encontram verdadeiros sistemas de kamenitzas com até cinco níveis, com as de nível superior abrindo-se no sentido do gradiente, alimentando as inferiores. Atuam concentrando as águas da chuva e neve derretida, direcionando-as para pontos específicos no solo.

Aqui também foram observadas formas de erosão lateral similares as encontradas em Apremont (ambas as áreas estão distantes poucos km entre si), mostrando que o fenômeno teve uma expressão regional.

Na área deprimida, encontra-se "*L'Eléphant*", famoso rochedo turístico regional com uma das principais manifestações de pavimento tessalônico da área. Localmente estas quebras poligonais recebem a denominação de “pele de elefante”, assemelhando-se bastante com os “cascos de tartaruga” do Brasil, mas os polígonos são de dimensões menores.

Na base deste rochedo residual, encontra-se o relicto de um antigo conduto, totalmente desconectado da drenagem atual, demonstrando que a atividade cárstica manifesta-se na área há um longo período (fig. 3.58).



Figura 3.58: *L'Eléphant*. Note a quebra poligonal e o testemunho de um antigo conduto. Foto: Rubens Hardt.

3.4.5 Endocarste disperso e inativo

Em Nemours, a Grotte des Troglodytes apresenta algumas formas de dissolução e evidências de capturas de níveis superiores, sendo, no entanto, formada por grandes blocos abatidos. Está situada no contato entre o plato e o escarpamento, que neste local não é verticalizado, compondo-se de uma superfície inclinada em meio a blocos e residuais do maciço. A força da gravidade, associada a descompressão da rocha pela proximidade do vale, gera rupturas e desmantelamento dos blocos. A sua origem não pode ser atribuída à atividade química unicamente (fig. 3.59).



Figura 3.59: Grotte des Troglodytes. Foto: Rubens Hardt.

A Grotte Beatrix é um outro exemplo encontrado na parte superior do maciço. Isolada do aquífero, o interior da gruta apresenta um conduto rente ao piso, no sentido do eixo maior do salão, característico de dissolução, na forma de três (ou mais) alvéolos conjugados. De teto baixo, mais largo que alto, o piso é formado por sedimento arenoso. Estima-se superior a 4 m de extensão.

O teto do salão principal apresenta forte fraturamento, talvez ligado a penetração da água e subsequente congelamento. Várias estalactites de gelo foram observadas onde havia fendas, podendo submeter a rocha a um "stress" mecânico, que eventualmente resultará na

queda do teto. Tal parece ser a situação da área central à frente da gruta, onde aparentemente, um salão existia e o teto cedeu, em blocos fragmentados (fig. 3.60).



Figura 3.60: Grotte Beatrix. Note os blocos abatidos próximos a boca, e a cicatriz de abatimento (circular) no teto. Foto: Rubens Hardt.

Dentre as formas cársticas encontradas, a presença de cavernas, algumas nitidamente associadas à dissolução, destaca a dinâmica de carstificação. A "Caverne des Brigands" é o melhor exemplo dos visitados de uma evolução complexa, passando por uma fase freática, e pelo menos duas vadosas, evoluindo singeneticamente do nível freático para o vadoso, demonstrado pela forma característica de "buraco de fechadura". Na base da caverna, tanto no conduto quanto nos salões, é nítida uma fase de estacionamento do nível freático, com o desenvolvimento de um visor interno (fig. 3.61).

O estudo da área, no entanto, não indicou a presença de ressurgências ativas, permitindo inferir que o desenvolvimento do endocarste é anterior ao presente.



Figura 3.61: Caverne des Brigands. Planta baixa, estimada em campo, e foto da boca, onde se observa claramente três fases de evolução. Foto e desenho: Rubens Hardt.

3.5 Campos Gerais (Paraná), um carste estrutural

A região dos Campos Gerais constitui uma porção do Segundo Planalto Paranaense, nas imediações da escarpa devoniana, que exibe uma paisagem levemente ondulada, constituída por sedimentos paleozoicos do Devoniano, Carbonífero e do Permiano, e onde predominam os campos com eventuais intercalações de matas de Araucária. (Maack, 1981).



Figura 3.62: Localização do município de Ponta Grossa no contexto do País e Estado. Elaborado por Rubens Hardt, 2011, a partir de digitalização de mapa político do Brasil e limites municipais retirados do programa Statcart, do IBGE.

3.5.1 Caracterização regional

A área estudada é uma pequena porção do chamado Segundo Planalto Paranaense, situada no centro-leste do Paraná, nas proximidades da cidade de Ponta Grossa (fig. 3.62). A região compõe uma subdivisão do segundo planalto denominada Campos Gerais.

Maack (1981), descreve o segundo planalto paranaense como sendo limitado a leste pela escarpa devoniana, exibindo uma paisagem suavemente ondulada, que é constituída por sedimentos paleozoicos do Devoniano, Carbonífero e do Permiano.

O clima regional é, segundo Maack (1981) classificado como Cfb, dentro da classificação de Köppen, denominado sempre úmido, clima quente temperado, sendo o mês mais quente < 22°C, com onze meses acima de 10°C. Melo (2006) indica a precipitação anual média de 1542 mm anuais.

A vegetação predominante é a de gramíneas, com capões de mata de araucária isoladas. Hoje, tomada por pastagens e plantações de soja, principalmente.

A área de estudo está inserida na bacia hidrográfica do rio Tibaji, que nasce no município de Ponta Grossa, drena em direção ao norte, e depois de atravessar diversos municípios, sua foz situa-se no rio Paranapanema, na divisa com o Estado de São Paulo. O nome Tibaji é de origem tupi e significa “muitas cachoeiras” (Wikipédia, 2011).

3.5.2 Contexto geológico

Compreendida no contexto da Bacia Sedimentar do Paraná (Milani *et al.*, 1994), a área de estudo situa-se no flanco sudoeste do Arco de Ponta Grossa, um arqueamento na forma de alto estrutural com eixo inclinado para noroeste, ativo desde o Paleozoico, com ápice de atividade tectônica no Mesozoico. Afloram na região o Grupo Itararé (Carbonífero-Permiano), a Formação Ponta Grossa (Devoniano), e a Formação Furnas (Devoniano), conforme Melo (2006) (fig. 3.63).

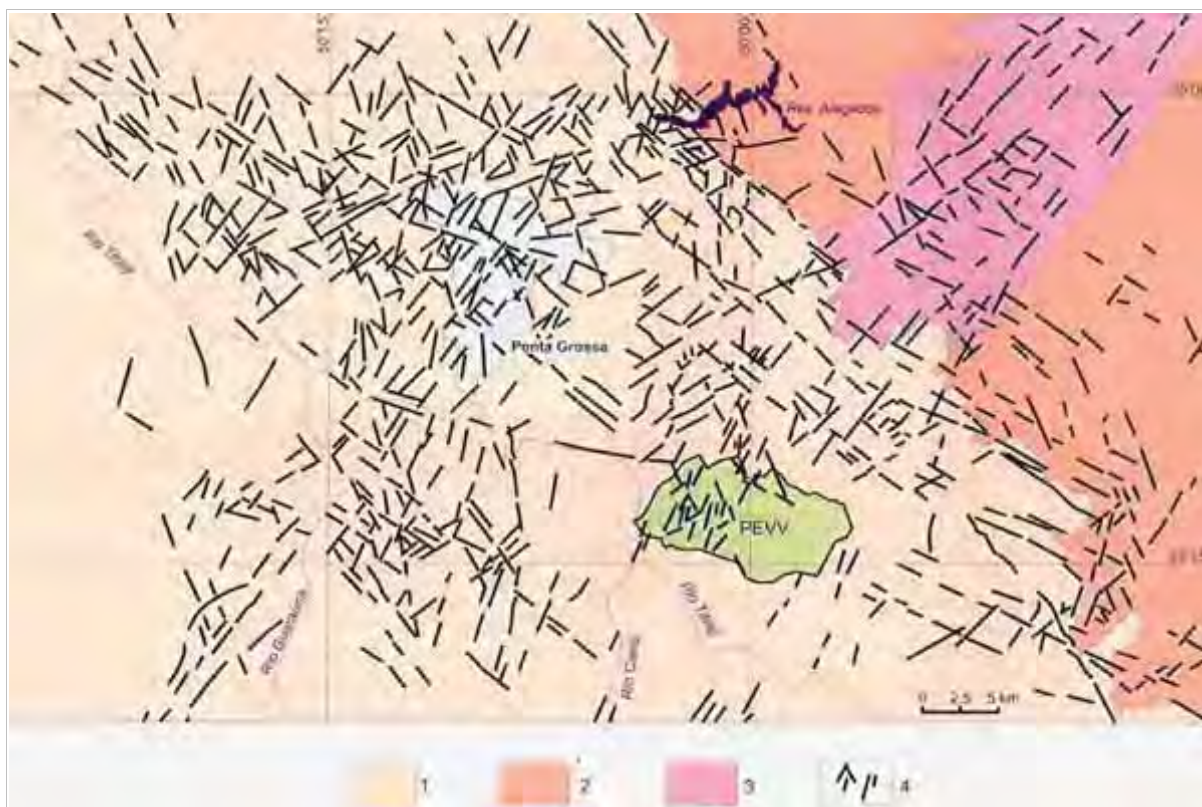


Figura 3.63: 1. rochas sedimentares paleozóicas da Bacia do Paraná; 2. predominantemente rochas granitóides neoproterozoicas; 3. rochas metamórficas meso a neoproterozoicas da Faixa Itaipococa e Formação Água Clara; 4. lineamentos estruturais extraídos de mosaico de radar. Reproduzido de Melo (2006, p. 26).

A *Formação Furnas* tem como característica marcante uma homogeneidade litológica, estando representada por arenito branco a amarelado, caolínico, médio a grosso, por vezes conglomerático, mostrando estratificações cruzadas de um ambiente fluvial. Esta unidade passa gradacionalmente para a *Formação Ponta Grossa*.

A *Formação Ponta Grossa* é constituída por folhelho, folhelho síltico, siltito e arenito, com marcas onduladas e frequentemente bioturbado, indicando predominância de condições marinhas, em função, também, de seu conteúdo fóssilífero (Milani *et al.*, 1994; Schobbenhaus *et al.*, 1984.).

Após estas sequências, ocorre um evento de grande importância:

“No Eocarbonífero, a Bacia do Paraná experimentou um dos episódios de maior instabilidade em sua evolução. Uma conjugação de fatores climáticos e tectônicos, atuantes sobre ampla área da margem meridional do Gondwana, inibiu a sedimentação nesta área durante um longo período, dando origem à discordância regional de maior hiato no registro litológico da Bacia do Paraná, estimado em cerca de 45 milhões de anos. O desenvolvimento de calotas de gelo nesta área, associado à epirogênese positiva, foi condicionante decisivo à inexistência de um registro sedimentar extensivo de idade mississipiense na bacia.” (Milani *et al.*, 1994).

O grupo Itararé apresenta grande diversidade litológica, predominando, segundo Schobbenhaus *et al.* (1984), os clásticos grossos que ocorrem em toda seção. As variações

laterais de fácies são uma das características mais marcantes desse pacote sedimentar. Diamictitos passam lateralmente para folhelhos várvidos, ritmitos e arenitos.

3.5.3 Contexto morfológico

Maack (1981) argumenta que em virtude da escarpa de falha, da serra marginal do complexo cristalino, das escarpas de estratos devonianos e do triássico/jurássico, distinguem-se, no Paraná, cinco compartimentos, 1) o litoral; 2) a Serra do Mar; 3) o Primeiro Planalto ou Planalto de Curitiba; 4) o Segundo Planalto ou Planalto de Ponta Grossa, e 5) o Terceiro Planalto ou Planalto de Guarapuava. Melo (2006) elaborou um corte esquemático demonstrando esta compartimentação (fig. 3.64).

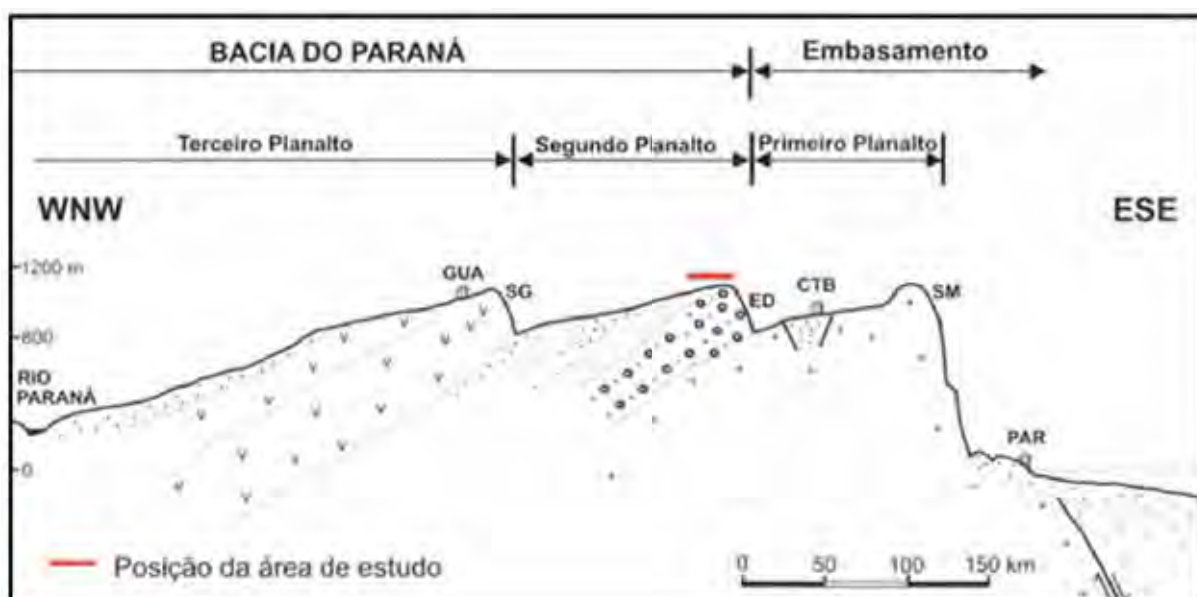


Figura 3.64: Corte esquemático mostrando a estrutura do relevo do Estado do Paraná. PAR: Paranaguá; SM: Serra do Mar; CTB: Curitiba; ED: Escarpa Devoniana; SG: Serra Geral; GUA: Guarapuava. Reproduzido de Melo (2006, p. 29).

A área de estudo está inserida no Segundo Planalto, em uma região colinosa, com morros testemunhos sustentados por arenitos, com topos nivelados entre 1100 e 850 m, apresentando um caimento suave e constante para oeste, constituindo um relevo de cuesta (Melo, 2006).

Nas proximidades da Escarpa Devoniana, cânions, encostas abruptas e verticalizadas aparecem com frequência. A região de Vila Velha constitui um relevo de exceção, ruiforme, formado por morros testemunhos mantidos pelas camadas mais resistentes do arenito Vila

Velha, esculpidos pela erosão (Melo, 2006). Esta área, as furnas do Parque de Vila Velha, as furnas gêmeas, e a área próxima ao Buraco do Padre constituíram o objeto deste estudo.

3.5.4 Uma superfície exumada

As formas superficiais que podem ser atribuídas a processos cársticos na região são abundantes, embora não sejam predominantes no relevo. Dividem espaço com tabuleiros, colinas, e vales de rios em forma de V. Existem pontos em que o recuo paralelo das vertentes predomina, indicando que a evolução do relevo esteve condicionada por um clima mais seco, possivelmente associado ao último máximo glacial, que perdurou até cerca de 10.000 anos AP.

As dolinas úmidas são frequentes em superfície, como as dolinas de dissolução do carste tradicional, sendo encontradas dispersas na paisagem. Normalmente úmidas em seu interior, sustentam uma vegetação mais espessa, formando uma espécie de turfa. Melo (2006) denominou-as depressões úmidas. Sua gênese provavelmente se assemelha a proposta para as depressões da Serra de Itaqueri (cf. 3.2.4.1), com uma base isolada da rocha por um lençol de superfície e tendência ao alargamento. A dissolução da sílica é, possivelmente, ligada a acidez produzida pela matéria orgânica, mas novamente a presença de bancadas ferruginosas não nos permite desconsiderar a possível contribuição do ferro enquanto agente catalizador.

Nesta região também encontramos uma grande profusão de kamenitzas, com ocorrências nas rochas expostas em superfície, sobretudo na proximidade de algumas furnas. A origem das kamenitzas é tratada em detalhes em outra parte deste texto (cf. 4.1), sendo que aqui restringe-se a descrever suas ocorrências. São em geral bem formadas, com o típico visor lateral, e fundo relativamente plano. A tendência a se abrir em um sentido e formar sistemas escalonados também é comum (fig. 3.65).



Figura 3.65: Conjunto de kamenitzas escalonadas. A escala possui 20 cm. Foto: José Mário Budny.

Os lapiás registrados na área são muito bem formados, profundos, com bordas arredondadas, distribuídos por diversos setores de rocha exposta (fig. 3.66). Em alguns pontos, sobretudo quando existe uma depressão úmida que produz um escoamento sobre uma rocha exposta que a margeia, lapiás meandranes aparecem. O escoamento das águas ricas em ácidos orgânicos parece estar associado com a sua origem.

Os lapiás do tipo *grikes*, conforme descritos por Jennings (1985) e Veres (2010), podem ser encontrados com facilidade em partes altas do relevo onde a rocha é exposta. Formados provavelmente sob um manto de intemperismo, com a retirada deste fica exposto. A similitude de alguns destes com os encontrados no calcário é marcante (fig. 3.67).



Figura 3.66: Lapiás na borda de uma das furnas gêmeas. Foto: José Mário Budny.



Figura 3.67: Lapiás arredondados. Foto: Rubens Hardt.

Os alvéolos e vazios tipo “tafoni”, são também comuns em paredes verticais, indicando uma formação no interior da rocha, expostos pelo intemperismo que vem remover parte da rocha e mantém o testemunho. Melo (2006) propõe sua origem como ligada a uma dissolução na superfície da rocha, com posterior retirada mecânica, concorrendo para a sua formação a presença de organismos (líquens, musgos e plantas). O autor ainda acredita que o escoamento das águas de chuva, rente a parede, seja um fator controlador. Embora seja uma possibilidade, a formação intra rocha explica melhor a forma (arredondada mesmo quando uma das paredes é “cortada” pelo recuo do exterior da rocha), e a proposta não explica como poderiam ser formados alvéolos com o interior mais profundo que a abertura, totalmente vazios, se não pela completa remoção química do material. O condicionamento pelas águas da chuva que o autor citado alega existir em grupos de alvéolos provavelmente trata-se do início da formação de condutos verticais, associados a um rebaixamento do nível freático, e posterior remodelamento, por parte das águas da chuva, quando de sua exposição ao exterior.



Figura 3.68: Alvéolos de várias dimensões em parede rochosa.
Foto: Rubens Hardt.

3.5.5 Um endocarste de grande volume

Na região dos Campos Gerais diversas cavernas e furnas são encontradas. As furnas são um caso a parte, não se tendo notícia de nada semelhante no Arenito no mundo. Assemelham-se, por outro lado, aos “sótanos” mexicanos e aos “*tiankengs*” chineses (White & White, 2006), em rochas carbonáticas.

Tratam-se de depressões fechadas, algumas ultrapassando a centena de metros de profundidade, de forma circular ou elíptica, eventualmente secas ou, quando interceptam o freático, parcialmente ocupadas por água (fig.3.69). A teoria corrente de origem das furnas pressupõe a formação de um vazio sub superfície, controlado pelo cruzamento de fraturas, parte por dissolução, parte por remoção mecânica, em meio ao freático, seguido do rebaixamento do lençol freático, perda de sustentação da cobertura e posterior desabamento (Soares, 1989).

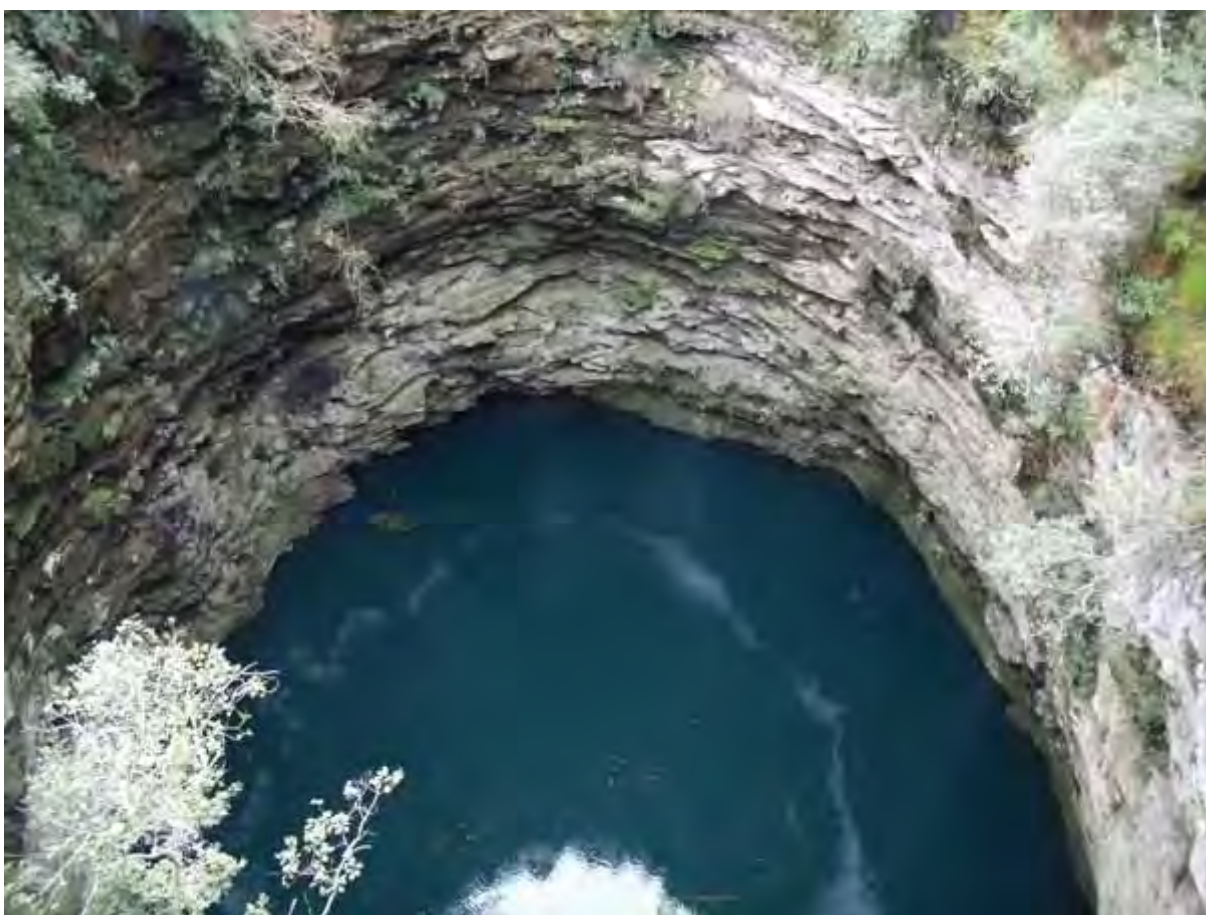


Figura 3.69: Furna 1 do Parque Estadual de Vila Velha. A água que cai em seu interior aflora em meio aos estratos rochosos da parede da furna, e não do topo. Trata-se de um lençol suspenso. Foto: Rubens Hardt.

Por sob a Formação Furnas, existem rochas carbonáticas metassedimentares do Supergrupo Açungui, situadas no embasamento das unidades da Bacia do Paraná (Melo,

2006). Em função disso, pesquisadores (Sallun Filho & Karmann, 2007) levantaram a hipótese de que as furnas se desenvolveriam em função de um carste subjacente.

Contra esta hipótese, existe o fato de que a Formação Furnas possui cerca de 300 m de espessura na área das furnas. O freático está bem acima das rochas carbonáticas, tornando muito difícil que haja uma dissolução dos mesmos (demandaria muito tempo para que as águas, sob pressão das rochas, fossem capaz de remover material em dissolução, uma vez ocorrida a saturação, para gerar os vazios). Mesmo que os vazios se originassem a grande profundidade, implicaria no desabamento de centenas de metros até a superfície, e, o fato de o freático estar bem acima, contribui para dificultar o desabamento, uma vez que os vazios estariam preenchidos por água sob pressão, que é incompressível, portanto gerando sustentação mecânica para as rochas acima.

Além disso, existem furnas fora da faixa Itaiacoca, portadora das rochas carbonáticas, embora em menor número que na área de ocorrência destas. Se fossem exclusivamente devido às rochas carbonáticas subjacentes, tais furnas não se desenvolveriam.

Com relação a idade, Melo (2006) argumenta que é provável que existam feições com idades diferentes, pressupondo que é um processo iniciado no passado e ainda ativo. Entre outros, argumenta com base na datação de restos orgânicos feitos em sondagem de sedimentos no interior da Lagoa Dourada, datados de 11.170 AP (Lorscheitter & Takeda, 1995, *apud* Melo, 2006), cuja sondagem não atingiu a espessura total de sedimentos que preencheram a Lagoa Dourada, e pela existência de furnas, como a Furna 4 de Vila Velha, que recebe as águas e sedimentos do Córrego da Roça. Considera que, se não fosse uma furna jovem, provavelmente já estaria assoreada.

O autor especula, ainda, que a erosão subterrânea que originou as furnas provavelmente teve maior eficiência durante fases de pronunciada oscilação do freático, o que teria ocorrido nas fases de clima mais seco associadas aos períodos glaciais do Pleistoceno (Melo, 2006).

Com base nas visitas de campo e na bibliografia, propõe-se, então, duas hipóteses: 1. As furnas são anteriores as drenagens superficiais, e 2. As furnas são posteriores as drenagens de uma maneira global.

Se a primeira hipótese for verdadeira, é necessário encontrar o elemento que permitiu a impermeabilização da superfície, onde tem-se as drenagens atuais, em relação as furnas, cujo lençol aflora bem abaixo destas. É possível que rochas do Grupo Itararé, que incluía siltitos e outras rochas capazes de gerar elementos impermeáveis, tenha sido o responsável por esta impermeabilização. Na bibliografia consultada, não foi encontrada uma confirmação

desta hipótese, carecendo, portanto, de mais estudos.

A favor desta hipótese consta o fato que as drenagens, pelo menos das poucas áreas visitadas, não estar adaptada às furnas, indicando se tratar de uma captura.

A segunda hipótese sugere que as furnas são posteriores a drenagem de uma maneira global, e, portanto, elas estariam ativas ainda hoje. Neste caso, a origem estaria associada a formação de abismos, ou seriam “chaminés de equilíbrio”. No primeiro caso, dependeriam de uma drenagem atual que escavariam de cima para baixo, o que, neste caso, não acontece, pois a maioria das furnas não apresenta evolução de cima para baixo, com evidências nas paredes, ou mesmo, muitas não possuem drenagens e são, efetivamente, secas.

Resta portanto a hipótese de serem “chaminés de equilíbrio, o que implicaria em fortes oscilações do freático. Como visto anteriormente, tais oscilações podem ter ocorrido durante os períodos mais secos do Pleistoceno, mas não atualmente. De qualquer forma, não se verificou, em campo, qualquer indício de forte oscilação do freático no presente ou mesmo no passado recente, o que torna pouco provável esta hipótese.

Acredita-se, portanto, tratarem-se de manifestações pretéritas, que sofrem adaptações às condições do presente.

As cavernas, por outro lado, em geral apresentam uma evolução relacionada com a estrutura e associadas à fluxos subterrâneos que provavelmente não são os atuais. A abundância de água, no presente, percorre a superfície em lençóis suspensos, e são capturados para o interior das cavernas, como se observa, por exemplo, no Buraco do Padre (fig. 3.70). Também há indicações de que o gradiente hidráulico, quando do desenvolvimento das grutas, era outro, atestado pela Fenda da Freira, cujas evidências morfológicas indicam uma drenagem sentido SSW-NNE, quando a drenagem atual está em sentido quase oposto (fig. 3.71), indicando que, conforme o relevo evoluiu, capturas de drenagens que provavelmente eram consequentes, se tornaram obsequentes, modificando completamente o sentido dos fluxos.



Fig 3.70. Legenda - 1: sumidouro; 2: ressurgência; 3: blocos rochosos na superfície do terreno; 4: blocos rochosos em cavidades subterrâneas; 5: águas superficiais (arroyos e lagos dentro das furnas); 6: águas subterrâneas; 7: novo percurso do Rio Quebra-Pedra; 8: escarpas; 9: fendas; 10: projeção do perímetro basal de cavidades subterrâneas; 11: furnas. Conforme Pontes *et al.* (2010, p. 12). Observe a captura no lado direito, por meio de um conduto, do Rio Quebra-Pedra.

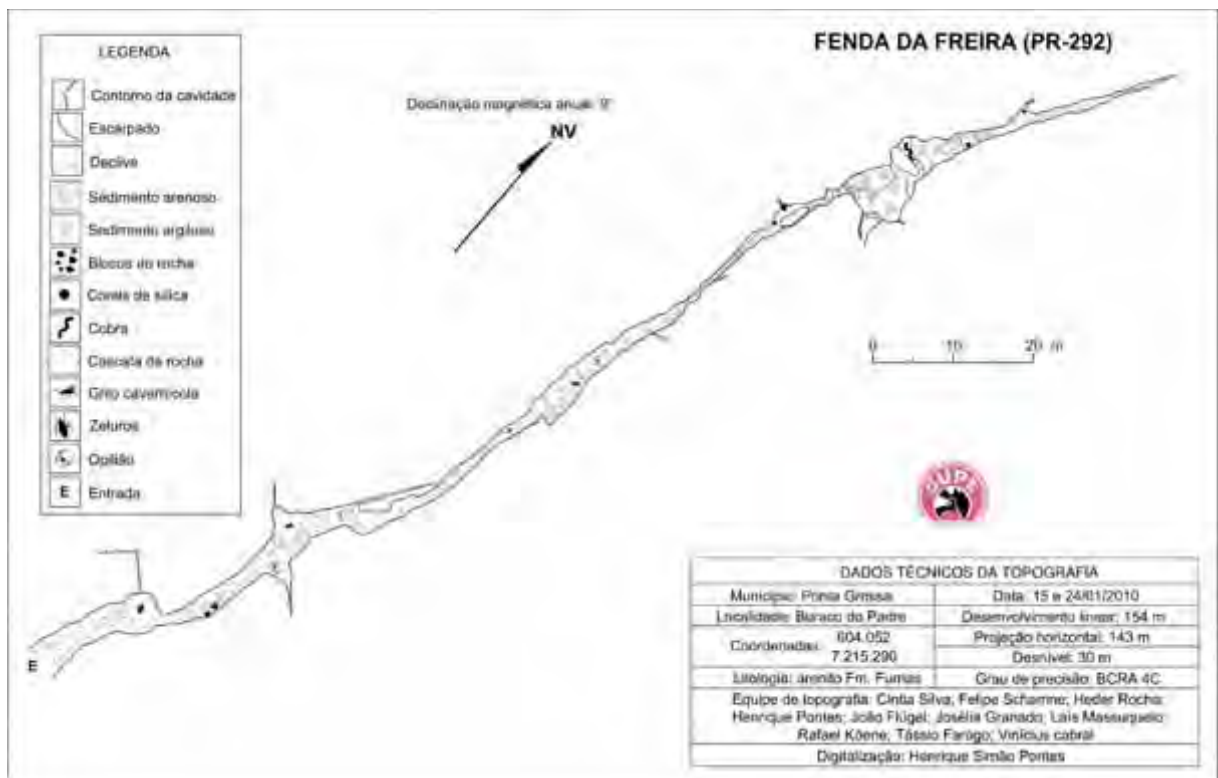


Figura 3.71: Fenda da Freira. Antiga drenagem com os elementos da fenda permitindo deduzir que o sentido anterior da drenagem acompanhava o eixo da fenda (SSW-NNE), enquanto que a drenagem atual corre no sentido ENE-OSO. Elaborado pelo Grupo Universitário de Pesquisas Espeleológicas.

Os trabalhos de Pontes (2010), Massuqueto (2010) e Rocha (2010), mostram exemplos de cavernas cuja dinâmica hídrica está associada a captura de lençóis de superfície, enquanto que as cavernas propriamente ditas, apresentam-se secas, ou mesmo com o fluxo atual, em processo de adaptação às drenagens, portanto, as drenagens que originaram tais cavidades devem ser pretéritas.

Desta forma, tanto as furnas, quanto as cavernas, apresentariam um diacronismo entre sua evolução e as drenagens atuais. Trata-se apenas de uma hipótese, levantada com os poucos dados de campo e os elementos encontrados na bibliografia, mas que provavelmente explica melhor o desenvolvimento dos sistemas subterrâneos encontrados na área.

Em conclusão, a área apresenta um relevo cárstico em forte conexão com a estrutura, demonstrado pelos trabalhos já desenvolvidos na área (Melo *et al.*, 2011; Pontes, 2010; Massuqueto 2010; Rocha, 2010), mas com características de desenvolvimento pretérito do endocarste, e formas de adaptação/captura das drenagens atuais.

Corroborar a hipótese de formação devido a uma cobertura que propicia a dissolução em função de matéria orgânica, embora compostos ferruginosos possam contribuir também.

3.6 Condições de diferenciação dos sítios

A Serra de Itaqueri e a Chapada dos Guimarães apresentam diferenças marcantes. Ambos são relevos de cuesta, ambos são arenitos, com setores mais silicificados, ambos são resultado do soerguimento de uma antiga superfície de erosão. O clima é similar, com uma estação seca e uma estação chuvosa, e oscilações térmicas anuais semelhantes. Porque então em ambos os casos, existem diferenças tão grandes de desenvolvimento?

Algumas considerações precisam ser feitas. Enquanto que a Chapada dos Guimarães é um relevo cuestiforme maciço, com um reverso amplo, servindo de divisor para duas importantes bacias hidrográficas brasileiras, e ocupando uma extensa área do centro-oeste do país, a Serra de Itaqueri constitui-se de um pequeno apêndice, quase que separado da cuesta da Serra Geral, estreita, integrada a uma mesma bacia, embora localmente seja um divisor de águas. Nas mesmas condições geomorfológicas a *Montagne de Reims* (Marne, França) oferece um endocarste muito desenvolvido (Rodet, 1992).

Isto por si só não explicam as diferenças. Se fosse apenas este o limitante, relictos de um carste estariam expostos em superfície, e poderiam ser encontrados facilmente. No

entanto, as formas cársticas existentes em superfície são atuais e bastante diferentes das encontradas em Chapada dos Guimarães.

As grandes diferenças que poderiam limitar a expressão cárstica da Serra de Itaqueri são: 1. a presença de uma cobertura de solo relativamente espessa, e 2. a existência de basalto em várias áreas e vários níveis, inclusive acima das cavernas, que não só permitem a formação de argila, isolando o arenito das águas que penetram em superfície, como também, em função de um horst identificado por Santos e Ladeira (2006), posteriormente aplainado pela superfície de erosão que se desenvolveu antes do soerguimento da cuesta, que faz com que o basalto ocupe boa parte do nível onde se identificam as poucas cavernas encontradas, nível este que parece estar associado a um evento específico que facilitou o desenvolvimento das referidas cavernas.

Além disso, as expressões do endocarste são associadas ao arenito Botucatu, que raramente aflora em superfície, e se encontra, em boa parte, recoberto ou por basalto, ou pela Formação Itaqueri, composta por arenitos cenozoicos, mal selecionados, passando a siltitos e até a arenitos grosseiros (Ferreira *et al.*, 1998). A Formação Itaqueri está associada às grandes depressões fechadas, mas não apresenta formas cársticas além destas.

A espessura e a característica da Formação Itaqueri, cuja tendência é formar solos arenosos e não aflorar em superfície, não permite o desenvolvimento das eventuais formas cársticas que poderiam se formar, desagregando-se rapidamente, exceto pelas dolinas, que acabam preservadas pela vegetação que se desenvolve em seu interior, na forma de turfa, ou por bancadas ferruginosas, que sustentam a lateral e permitem o rebaixamento do interior.

A existência de uma camada impermeável entre a Formação Itaqueri e os arenitos da Formação Botucatu, decorrente ou do basalto, ou de uma camada argilosa, impede, na atualidade, a formação do carste no Botucatu, embora, em algumas grutas, exista a infiltração de águas superficiais e a deposição de espeleotemas, bem como algumas frentes de alteração.

Na chapada dos Guimarães, pelo contrário, existem dois gradientes que competem para a evolução do relevo. O primeiro, é a proximidade do front de cuesta, que vem, pouco a pouco, capturar as águas do reverso. Este reverso, por outro lado, é responsável por um gradiente que transporta as águas para o interior da cuesta, ausente na Serra de Itaqueri, sendo este gradiente o principal responsável pela evolução do carste da Chapada dos Guimarães.

A comparação de Itaqueri com Fontainebleau, já implica em outros fatores. Primeiro, a diferenciação climática, com amplitude térmica diferente. Outro elemento, é a diferença de resalto topográfico, pois a Serra de Itaqueri está, em média, 350 m acima do nível da depressão, enquanto que Fontainebleau, raramente ultrapassa os 50 m.

Ainda assim, as formas exocársticas e os vestígios do endocarste em Fontainebleau são constantes e bem desenvolvidos, sendo encontrados em todo o maciço. Que característica existente justificaria tamanha diferença em relação a Serra de Itaqueri? A resposta parece ser a ausência de uma camada impermeável entre a cobertura e o arenito, permitindo o fluxo livre de água, e uma intensa fragmentação do arenito, permitindo que blocos aflorem em superfície com mais frequência.

No alto do platô, em Fontainebleau, o solo também não costuma ser espesso, ao contrário do topo da Serra de Itaqueri. A vegetação, não raras vezes, aparece entre testemunhos e blocos. Quando um solo mais espesso aparece, é todo recoberto de árvores e as formas cársticas são poucas.

Comparando-se com a Chapada dos Guimarães, o maciço de Fontainebleau não permite uma longa extensão de afloramento rochoso em um gradiente de reverso de cuesta. A evolução dos escarpamentos tende a fragmentar o carste antes que este se desenvolva plenamente, e a própria origem do escarpamento, relacionada com drenagens atuais, é relativamente recente e o front é pouco desenvolvido. Como consequência, as condições que permitiram uma evolução tão espetacular na Chapada dos Guimarães não se repetem nem em Fontainebleau, nem em Itaqueri.

Por outro lado, o sítio específico de Vila Velha, em Ponta Grossa (Campos Gerais, Paraná), é talvez o que mais se assemelha com o maciço de Fontainebleau. Além de ser um maciço residual, isolado na paisagem, está em um nível altimétrico superior, com formas de superfície muito similares às encontradas em Fontainebleau. Tubos e formas de adaptação para níveis inferiores foram encontrados ao longo das paredes rochosas. Kamenitzas e lapiás são encontrados na rocha exposta, além de alvéolos e anastomoses.

Os Campos Gerais se destacam por um conjunto de feições únicas, as Furnas. Em nenhuma das áreas visitadas, e mesmo na bibliografia, não se encontra relatos de formas semelhantes no arenito. As formas que mais se aproximam da descrição das furnas, são, como citadas anteriormente, os *sótanos* mexicanos e os *tiankeng* chineses, ambos em rochas carbonáticas (White & White, 2006).

Infelizmente, o tempo de campo na área dos Campos Gerais foi demasiado curto. Tal área merece um estudo detalhado, pois embora hajam pesquisas sobre a área, concentram-se na geoquímica (Melo & Giannini, 2007), na estrutura geológica (Pontes, 2010), ou preocupam-se mais com a conservação e preservação dos sítios (Massuqueto, 2010; Rocha, 2010). A evolução geomorfológica, sob uma perspectiva de processos e sistema, ainda não é conhecida.

4. RIQUEZA DO CARSTE NO ARENITO: CONTRIBUIÇÃO DOS EXEMPLOS INVESTIGADOS

A dinâmica do carste, no arenito, não foge dos elementos básicos da carstificação em rochas carbonáticas, embora hajam algumas diferenças de comportamento em função da variação litológica e da porosidade inerente da rocha.

Quinif (2010), argumenta que o carste pode ser entendido desde o ponto de vista da termodinâmica, como dissipação de energia. Segundo o autor, a dissipação de energia reduz a entropia e aumenta a estruturação do sistema, e três são as energias que são necessárias para o desenvolvimento do carste: a energia química, que separa a rocha encaixante em partes solúveis e insolúveis, a energia potencial, que permite a circulação da água e a energia mecânica, para fraturar a rocha e abrir descontinuidades.

Considerando-se a energia química presente no sistema, os domínios dos quais depende o carste para evoluir vão estar associados ao comportamento da hidrologia, a condição estratigráfica da rocha encaixante, e a tectônica a qual a área esteve ou está submetida.

Na questão hidrológica, é o nível de base que vai determinar até onde a água vai se movimentar, o quanto ela vai penetrar e onde o movimento cessa ou sai do sistema. Conforme Rodet (1992), entre os pontos de introdução concentradas ou difusas das águas superficiais e o seu ponto de saída, se organiza, pouco a pouco, uma circulação. Isto leva a existência de

zonas com função e dinâmica hidrológica diferentes: uma zona de introdução, cujo movimento das águas é predominantemente vertical, buscando o nível de base, e uma zona de restituição, cujo movimento das águas é predominantemente horizontal, buscando a saída do sistema.

4.1 A zona de introdução

Rodet (1992) define “zona de introdução” como sendo todas as áreas onde se perdem as águas superficiais que alimentam uma emergência. Em um meio poroso homogêneo, sem resistência particular da rocha encaixante em função da sua porosidade, a descida das águas se faz uniformemente no conjunto do maciço até que atinja o topo da zona saturada.

A construção da paisagem cárstica em arenitos começa com a introdução da água no sistema. Em seu caminho até o nível de base local, a água penetra pela porosidade da rocha, e vai alterando esta quimicamente e modelando a sua forma. Distingue-se aqui, formas superficiais e subsuperficiais, e, nas formas superficiais, encontram-se ainda, formas cuja origem está associada a uma cobertura pedológica e outras, que se originam na rocha exposta.

A chuva direta, lavando a superfície da rocha, promove fluxos canalizados e percolação em diversos tipos de materiais, produzindo uma miríade de pequenas formas na camada superficial de rochas. São considerados uma classe e chamados genericamente de karren ou lapiás. As propriedades litológicas, a presença de xistosidade, espessura do acamamento e a porosidade primária contribuem para o tipo de lapiás desenvolvido.

As formas resultantes da atividade intempérica sobre a rocha exposta estão ligadas a fatores de rugosidade da superfície, que permitem alguma concentração das águas em pontos determinados, induzindo uma erosão seletiva em determinadas áreas, em detrimento de outras. A forma mais característica encontrada nos arenitos das áreas de estudo, presente em todas as áreas onde se encontrou alguma rocha exposta, são as kamenitzas.

As que aparecem com mais frequência nos arenitos são as de fundo plano, com um visor lateral. A gênese está relacionada com 1. um acúmulo de água em uma reentrância qualquer pré existente da rocha; 2. corrosão da rocha, sobretudo mais próximo da zona de contato água-ar, em função da maior troca de gases e conseqüente maior poder de corrosão, originando uma forma arredondada na parede lateral denominada visor; 3. acúmulo de material pouco solúvel no fundo, tornando ainda mais lenta a corrosão da base e permitindo um desenvolvimento mais rápido nas laterais; 4. eventualmente, em momentos de intensa

chuva, o transbordamento pelo lado mais baixo, ou a simples expansão da kamenitza, acaba provocando a abertura do sistema, com a saída das águas em direção a um ponto inferior (fig. 4.1).



Figura 4.1: Abertura da kamenitza e visor lateral. Fontainebleau, França. Foto: Rubens Hardt.

Esta saída das águas do sistema pode provocar uma sucessão de kamenitzas nos níveis inferiores, até que as águas encontrem um caminho para o solo ou para o subterrâneo, sendo portanto, formas de introdução e de armazenamento capacitivo do sistema hídrico (fig. 4.2).



Figura 4.2: Kamenitzas em sequência, Chapada dos Guimarães, Mato Grosso. Foto: Rubens Hardt.

Nos arenitos, exemplos bem desenvolvidos, com visor lateral, são encontrados na Chapada dos Guimarães (Mato Grosso), na região dos Campos Gerais (Paraná), em regiões de meta-arenitos (Diamantina, Minas Gerais), e também na região de Fontainebleau (França), onde verdadeiros sistemas escalonados se apresentam, com até 5 níveis identificados (fig. 4.3).



Figura 4.3: Sistema de kamenitzas escalonadas e saída para o solo. Fontainebleau, França. Foto: Rubens Hardt.

Além das kamenitzas, alguns tipos de lapiás (ou karrens), têm sua origem na rocha nua, com a ação intempérica direta. O tipo mais comum, encontrado em poucas localidades dentre as áreas estudadas, são os de formas circulares, profundas na rocha, como pequenos poços. Podem ser encontrados nos arenitos de Chapada dos Guimarães, correspondendo aos lapiás de poço, das rochas carbonáticas. Formam-se a partir da junção de micro fissuras, ou ainda onde havia alguma porosidade natural da rocha, e onde a água pode se acumular mais facilmente (fig. 4.4).



Figura 4.4: Lapiás cavernosos. Foto: Rubens Hardt.

Eventualmente, com o alargamento das cavidades e coalescência destas, obtêm-se formas pontudas, conhecidas na literatura científica como lapiás pontudos ou em agulhas (fig. 4.5)



Figura 4.5: Lapiás pontudos. Foto: Rubens Hardt.

Embora as formas descritas e apresentadas a seguir estejam hoje expostas em superfície, ou mesmo sob cobertura em casos específicos, sua origem é associada a evolução em um ambiente sob cobertura do solo (criptocarste). Entre estas, alguns tipos de lapiás

associam-se ao movimento lento das águas em meio a porosidade do solo. O mais comum destes são os lapiás arredondados, que se desenvolvem acompanhando pequenas irregularidades na estrutura da rocha, como por exemplo micro fraturas. Conforme o solo é removido por processos intempéricos, tais formas são expostas à superfície (fig 4.6). Com exceção da Serra de Itaqueri, em todas as outras áreas este tipo de lapiás foi identificado.



Figura 4.6: Lapiás arredondados (grikes) nos Campos Gerais (Paraná). Foto: Rubens Hardt.

Uma variação de lapiás cavernosos, em superfície irregular, também pode se desenvolver sob uma cobertura de solo. Exemplos podem ser encontrados em Fontainebleau e Chapada dos Guimarães. Alguns exemplares foram registrados na região dos Campos Gerais, e na Serra de Itaqueri, apenas alguns pequenos e mal formados foram registrados (fig 4.7).



Figura 4.7: Lapiás cavernosos em Fontainebleau. Foto: Rubens Hardt.

Opina-se, por exemplo, que as quebras poligonais (pavimentos tessalônicos, conhecidos no Brasil como "casco de tartaruga" ou "casco de tatu") observados nas rochas areníticas e quartzitos dos locais visitados, estejam ligados a um processo criptocárstico, com posterior exposição em superfície. Tais formas seriam portanto um tipo de lapiás característico do arenito e quartzito, embora possam ocorrer em outras rochas. O esquema a seguir exemplifica o processo:

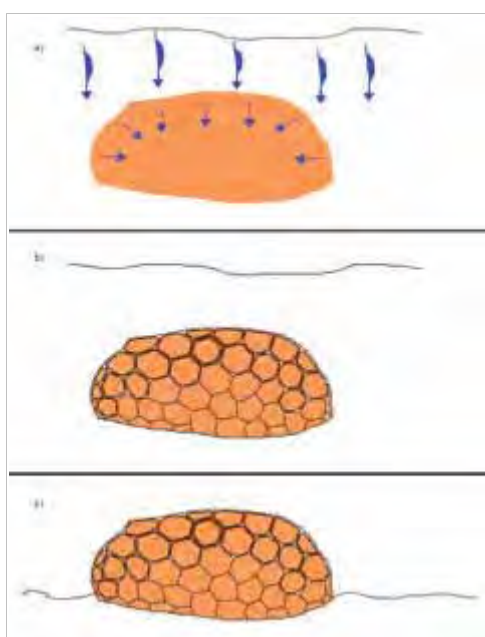


Figura 4.8: Esquema de evolução dos cascos de tartaruga. Inicialmente, tem-se um bloco rochoso recoberto por solo. Em (a), a umidade penetra no solo e é absorvida pela rocha. Uma vez úmida, a rocha se expande, gerando tensões superficiais em todas as direções. Estas tensões acabam provocando fraturas superficiais equidistantes (b), que permitem a entrada de mais água, promovendo a dissolução e alargamento das fraturas. Finalmente, em (c) o solo é removido e o "casco de tartaruga" é exposto.

É importante ressaltar que na literatura científica, existem outras formas de quebra poligonal. O trabalho de Branagan (1983) apresenta uma boa síntese sobre o problema, descrevendo as diversas gêneses possíveis, mas definindo um tipo comum no arenito cuja gênese não é explicada. É justamente este tipo não descrito (fig. 4.9) que está-se propondo tratar de uma forma típica dos arenitos, meta-arenitos e mesmo quartzitos.



Figura 4.9: Exemplo de quebra poligonal em arenitos Hawkesbury, conforme Branagan (1983, p.16)

Exemplos de cascos de tartaruga podem ser encontrados na Chapada dos Guimarães, onde estes muitas vezes são encontrados próximos a áreas de coberturas, indicando uma possível origem sob o solo (criptocarste). Exemplos também são encontrados em outras áreas. Tem-se registros no Piauí, onde no Parque Nacional das Sete Cidades, situa-se o exemplo mais conhecido. Na região dos Campos Gerais (Paraná), ocorrências são comuns. Também se encontram belos exemplos na região de Fontainebleau (França), onde o exemplo mais marcante é o "Elefante", rocha arenítica esculpida por processos intempéricos, mostrando um antigo conduto residual e que se assemelha ao animal, razão pela qual tais quebras poligonais recebem a denominação local de "pele de elefante" (fig 4.10).



Figura 4.10: Quebras poligonais em Fontainebleau. Foto: Rubens Hardt.

As formas em ruínas (ou ruiniformes) são uma manifestação do criptocarste que eventualmente são expostas em superfície pela remoção do solo que a cobria. São formas resultantes do alargamento de fissuras e planos de clivagem pela dissolução da rocha pela água (Jennings, 1985). É uma forma de introdução das águas no sistema, sendo um importante reservatório para o funcionamento do carste abaixo.

Em praticamente qualquer área de arenito podem ser encontradas formas em ruínas, na borda de escarpamentos, onde o solo foi removido. Nas áreas de pesquisa e visitação deste trabalho, todas apresentavam algum tipo de relevo ruiniforme (fig. 4.11).



Figura 4.11: Formas em ruínas na região dos Campos Gerais. Foto: Rubens Hardt.

Conforme as águas conseguem desenvolver para si uma área reservatório cada vez maior, estas aumentam também a área ocupada por formas deprimidas. As formas mais simples de depressão fechada no carste, conhecidas como dolinas, também estão presentes no arenito, e são, segundo Jennings (1985), geralmente circulares ou ovais em planta, com a profundidade variando muito, podendo assumir diversas formas: de pires, semiesférica, ovais, cônicas e cilíndricas. Vão de poucos metros a várias centenas de metros em diâmetro, podendo ter mais de uma centena de metros em profundidade.

Conforme aumentam em tamanho, as formas se tornam mais complexas podendo transformar-se em outras categorias de formas, como vales e uvalas. São subdivididas em tipos diferentes, de acordo com os processos: dolinas de dissolução, de colapso (e colapso devido a carste subjacente), de subsidência e afundamento aluvial, segundo a classificação proposta por Jennings (1985) em calcários. Classificações similares podem ser encontradas em Trudgill (1985), White (1988) e Ford e Williams (1989; 2007). Tais descrições se enquadram perfeitamente no arenito, visto que os mesmos elementos (fraturas, dissolução, cavernamento, etc.) aparecem, permitindo que a gênese seja semelhante (fig 4.12).

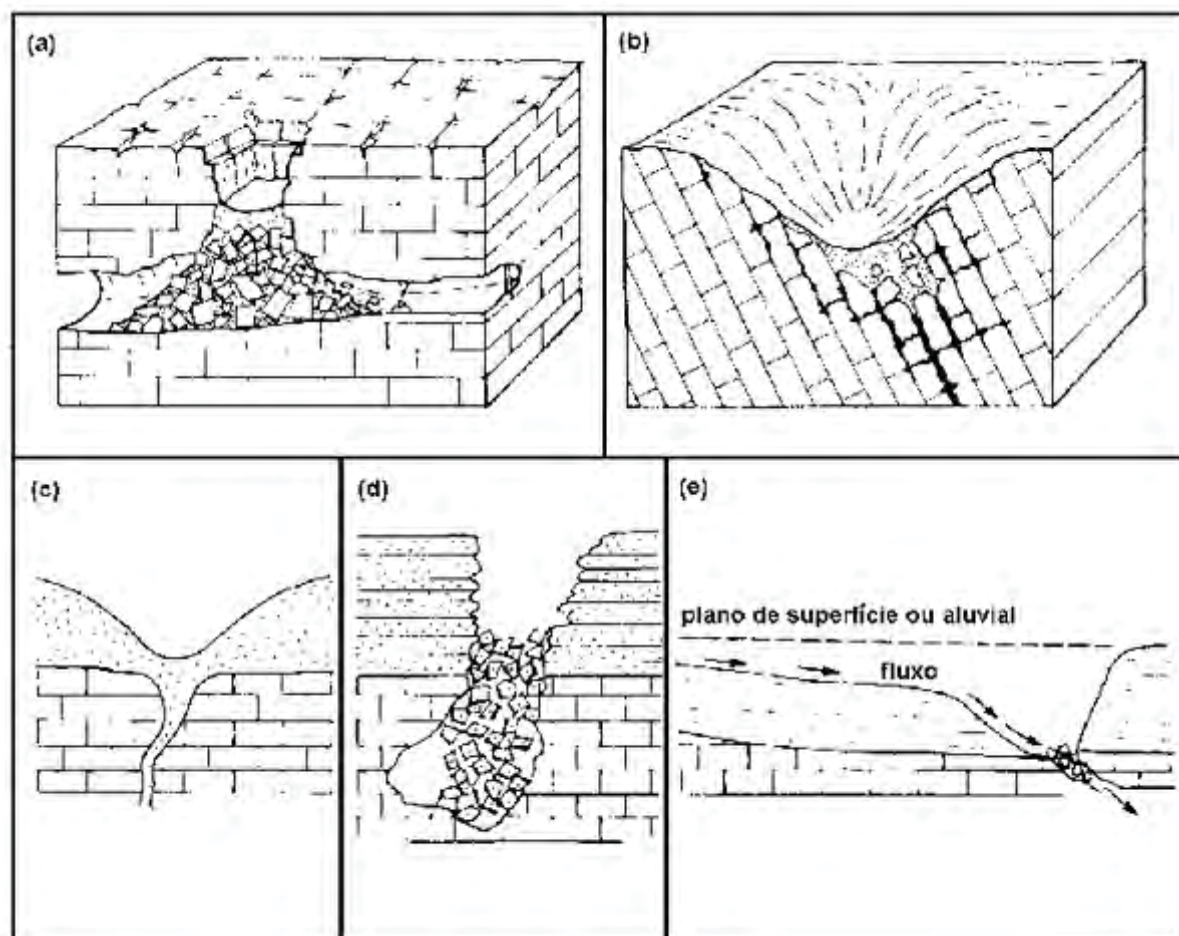


Figura 4.12: Diferentes tipos de dolinas, adaptado de Jennings (1985). a) Dolina de abatimento; b) Dolina de dissolução; c) Dolina de subsidência; d) Dolina de abatimento devido a carste subjacente; e) Dolina em sumidouro aluvial.

As dolinas de dissolução podem se desenvolver no centro de topos de interflúvios ou em suas bordas. Quando se dá na borda, sua evolução permite o estabelecimento, no local, de anfiteatros. No arenito, tais anfiteatros são comuns, sobretudo identificados na Serra de Itaqueri (fig. 4.13). A gênese destas dolinas de dissolução está ligada a um lençol de superfície, raso, isolado do contexto rochoso abaixo pela formação de argilas, o que acaba originando dolinas que evoluem lateralmente mais rapidamente que em profundidade. Não é incomum a presença de turfeiras em seu interior, devido a oscilação do lençol em épocas de chuva e seca (fig. 4.14).



Figura 4.13: Dolinas em anfiteatro na serra de Itaqueri Foto: Rubens Hardt.



Figura 4.14: Dolinas de dissolução nos Campos Gerais (Google Earth).

Nos arenitos estudados, as dolinas de dissolução foram encontradas onde há a cobertura de solos, como na Serra de Itaqueri (São Paulo) e na região dos Campos Gerais (Paraná). Na região da Chapada dos Guimarães, onde existe o solo, também se encontram dolinas de dissolução, algumas alagadas. Dolinas de abatimento podem ser encontradas onde o desenvolvimento de cavernas é mais intenso, aparecendo na região de Altinópolis (São Paulo) e em Fontainebleau (França). Um tipo específico e localizado de dolinas de abatimento pode ser encontrado na região dos Campos Gerais, as denominadas localmente “furnas” Sua origem está relacionada com o desenvolvimento de um cavernamento e posterior desabamento do teto (fig. 4.15)



Figura 4.15: Furna nos Campos Gerais. Foto: José Mário Budny.

Conforme as dolinas se desenvolvem em áreas próximas umas das outras, estas podem acabar coalescendo em um conjunto de dolinas interligadas, formando uma uvala. Trata-se de um complexo de formas de depressões fechadas com mais de um ponto de captação de água em seu conjunto. O tamanho não é um critério, mas, por natureza, são maiores que as dolinas porque são formadas pela associação de diversas depressões fechadas, como uma cadeia de dolinas interconectadas. Por serem uma aglutinação de dolinas, sua gênese é a mesma das

dolinas, formando uma única depressão irregular.

Na Serra de Itaqueri (São Paulo), são comuns uvalas com várias centenas de metros e pouca profundidade, originadas pela coalescência de dolinas. Infelizmente, os melhores exemplos foram alterados pela ação humana, com o aplainamento por tratores e a plantação de um reflorestamento de eucaliptos por sobre a área. Ainda se observam algumas dolinas em meio as árvores, e, por imagens de satélite, é possível identificar seus limites. As fotos a seguir são anteriores ao reflorestamento (fig. 4.16). Na Chapada dos Guimarães, tem-se um exemplo notável, que serve de captura do lençol de superfície, em um dos acessos da Gruta Aroê-Jari superior.



Figura 4.16: Uvala na Serra de Itaqueri. Foto: Rubens Hardt.

Uma outra forma de depressão fechada, denominada polje, também pode ser encontrada nos arenitos. Na literatura clássica, são definidos como grandes depressões fechadas com solo espesso através das quais há um fluxo de água. São normalmente alongadas nas direções dos eixos tectônicos, mas também podem ser compactas e de forma irregular. Seria necessário que a depressão tivesse diversas centenas de metros quadrados antes de ser considerada um polje pela definição clássica (Jennings, 1985; Trudgill, 1985, Gams, 1978). No polje clássico, as drenagens ressurgem e desaparecem no âmbito da própria depressão, mas isso não é uma regra.

O problema com a definição clássica é que se assumiu um nome regional para este tipo de depressão, sem se considerar a genética da forma e seu funcionamento. Rodet *et al.* (2010, 2011), apresentam um tipo de mini-polje na região de Jequitaiá (Estado de Minas Gerais), cujo funcionamento é idêntico ao de um polje na definição clássica, mas cujas dimensões não permitiriam classificá-lo como tal. Da mesma forma, depressões fechadas no arenito, com funcionamento similar a um polje foram identificadas. Se esta definição é adotada, tal não poderia ser descrito como um polje, mas o seu funcionamento é equivalente.

Desta maneira, propõe-se que a definição de um polje seja em função de seu funcionamento, refletido na dinâmica das formas, e não descritivo (Rodet, 2010; 2011). Gams (1978) caminhou neste sentido, propondo uma definição mais próxima da genética que da forma, mas ainda incluiu elementos descritivos, como um tamanho mínimo de 400 m² de área plana em sua base. A forma, tamanho e outros elementos descritivos nunca deveriam ser considerados na definição dos elementos funcionais do carste, as definições devem ser baseadas em processos.

É importante, em especial no arenito, distinguir uvalas de poljes, pois são dois processos diferentes. A distinção está relacionada a gênese e seu funcionamento. Enquanto uma uvala é uma conjunção de dolinas, um polje compreende uma depressão com fundo aplainado pelo acúmulo de sedimentos e sobretudo com o nível de base hidrológico, que se alaga em períodos de chuva devido a incapacidade dos sumidouros em dar vazão ao fluxo hídrico, e como consequência, produz com frequência uma reentrância curvilínea na base das paredes rochosas, resultado da alteração desta, denominada “visor”.

Nos arenitos, uma uvala/dolina/depressão pode acabar convergindo para um polje, se os processos mudarem, condicionados pela estrutura do substrato, conforme os limites das dolinas forem sendo removidos, e a base se torne impermeável em função do acúmulo de argila, ou por alcançar um embasamento rochoso não poroso, ou ainda, atingir o lençol freático. Trata-se de uma forma resultante de um processo de introdução, embora neste caso, a introdução transcorra pelas laterais do maciço, principalmente devido a impermeabilização da base. Tal é o caso dos poljes da Chapada dos Guimarães (fig 4.17).



Figura 4.17: Detalhe do polje da Aroê-Jari. Foto: Rubens Hardt.

Jennings (1985) considera que uma característica típica de alguns carstes tropicais são as colinas residuais com lados verticais ou quase verticais, conhecidas por cones. As formas dos cones e torres variam consideravelmente. A altimetria delas pode variar de algumas dezenas a várias centenas de metros. As torres são mais verticais, enquanto os cones têm variações no diâmetro da base até o topo, dando a eles sua forma característica. Young (1986; 1988; 2010) descreve exemplos nos arenitos da região de Bungle-Bungle (Austrália), conforme se pode observar na figura 4.18.



Figura 4.18: Torres em Bungle-Bungle (Austrália). Imagem retirada de Young (2010, p. 335).

Young (2010) propõe, como gênese dos cones em arenito na Austrália, que estes são produto de dois fatores. Primeiro, o processo dominante de desintegração dos flancos (vertentes) das torres, que é a desagregação de grãos individuais, ao invés de colapsos de grandes placas ou blocos de arenito. Segundo, muitas das pequenas gargantas que dissecam as torres mostram muito pouca evidência de serem controladas pelas juntas, sendo até mesmo caóticas em áreas consideráveis.

Nos arenitos do Brasil, o relevo que mais se aproxima dos cones australianos se encontra na Serra das Confusões, no Piauí. Os cones lá não são tão abundantes ou numerosos como na Austrália, e apresentam evidências de um controle maior pela estrutura. No entanto, a semelhança é impressionante (fig. 4.19). Alguns cones também podem ser encontrados nos

arenitos da Serra da Capivara (Piauí). O aparecimento de tais formas pode estar relacionado a um clima mais seco, visto as áreas onde são registradas tais ocorrências, seja no Brasil ou na Austrália.

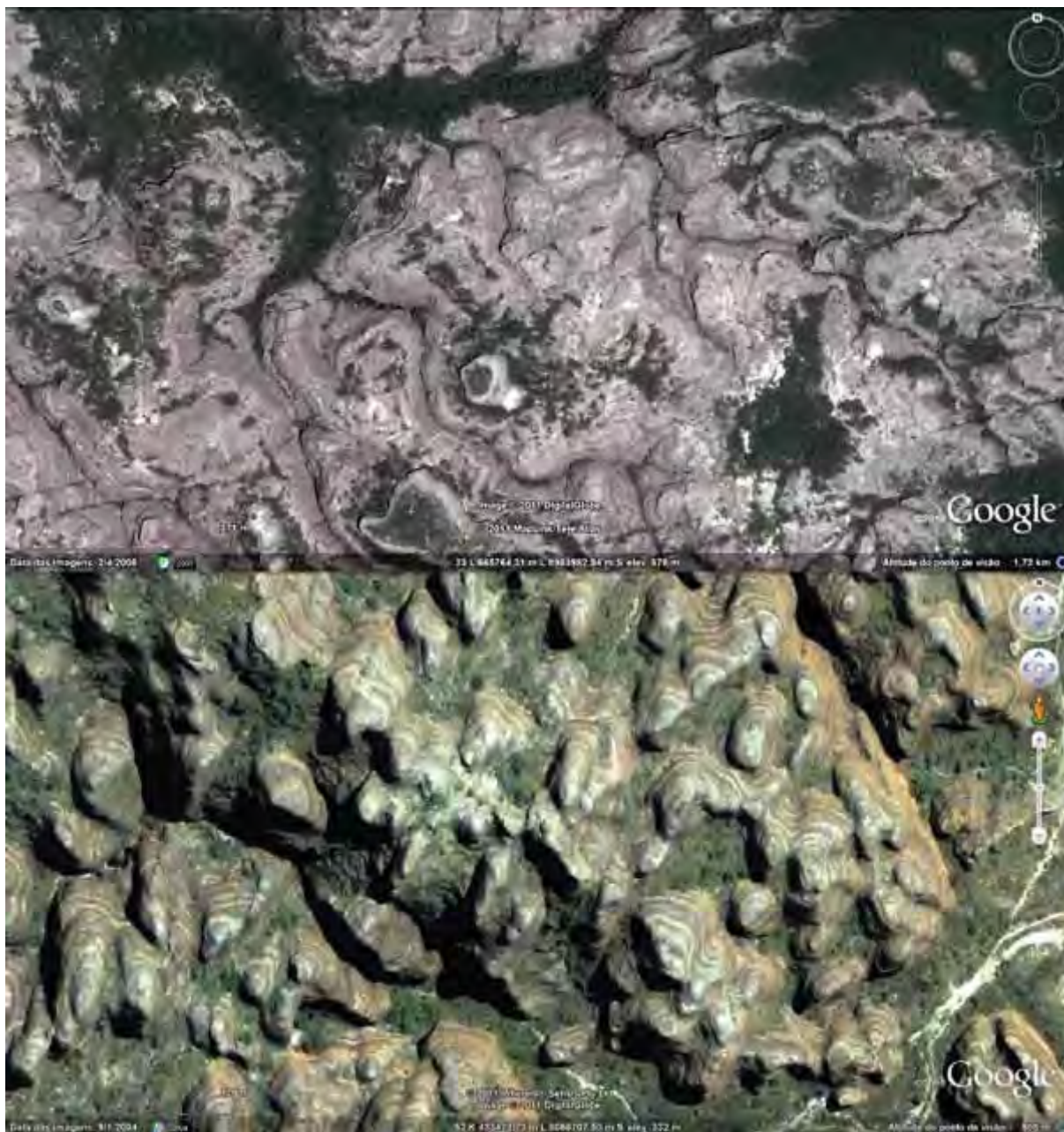


Figura 4.19: Cones no Brasil (Serra das Confusões, Piauí – imagem superior) e na Austrália (Bungle-Bungle – Imagem inferior). Imagens retiradas do programa Google Earth.

Associados a estas formas de superfície, surgem as formas relacionadas com o curso subterrâneo das águas. A água, desaparecendo em superfície através de sumidouros, dá origem a diversas formas de absorção. São áreas de aporte de um fluxo d'água que se torna subterrâneo a partir daquele ponto. Podem ser de diversos tamanhos ou formas, como

abismos, sumidouros difusos, poços, vales cegos, a de uma passagem obstruída por sedimentos e entulho, ou de uma boca de caverna. Quando o sumidouro atua temporária e alternativamente como sumidouro ou ressurgência, é identificado como ponor.

As grutas Kiogo-Brado e Aroê-Jari (Chapada dos Guimarães, Mato Grosso) apresentam tanto sumidouros como ressurgência. A Kiogo-Brado tem um sumidouro difuso entre rochas e sedimentos, enquanto que a Aroê-Jari apresenta um sumidouro ativo concentrado, inacessível ao homem, que reaparece no interior da gruta, próximo a boca norte, além de antigos sumidouros na forma de bocas de caverna (fig. 4.20). Em Altinópolis (São Paulo), tem-se exemplos de grutas com sumidouros e ressurgência, como por exemplo a gruta Duas Bocas, com uma dolina de abatimento em um dos seus acessos, que serve de sumidouro para as águas da chuva, embora a maioria da água em seu interior seja proveniente de um rio que surge em condutos laterais em meio ao maciço.



Figura 4.20: Sumidouro da Gruta Aroê-Jari. Foto: Rubens Hardt.

Já em meio subterrâneo, mas ainda considerada uma forma de introdução, os poços ou abismos são uma forma de drenagem vertical, com paredes em geral lisas, sobretudo no caso de *avens* (mais profundos que largos), ou onde a influência do exterior é sentida. No caso dos

abismos que cruzam camadas de rochas sobrepostas de naturezas diferentes, a variação da resistência das rochas à corrosão se traduz por ressaltos ou recuos dos diferentes estratos.

Geralmente, mas não sempre, a forma vertical escavada de cima para baixo é chamada de *poço* (puits), qualquer seja o lugar onde ela se abre, enquanto que se reserva o termo *abismo* para as feições ligadas diretamente com a superfície (o *aven* ou *gouffre* do Francês). Se usa também esta palavra genérica para definir uma caverna com um desnível importante (sobretudo nas montanhas). O poço não é uma forma mas um processo de descida sub-vertical das águas, indicando algum fator estrutural, estratigráfico ou uma mudança nas condições hidrológicas (rebaixamento do freático, por exemplo).

Notáveis exemplos de abismos são encontrados expostos nos relevos residuais do parque de Vila Velha (Campos Gerais, Paraná), com paredes lisas, alguns de forma cilíndrica, outros na forma de garrafão. Na Chapada dos Guimarães (Mato Grosso), identificam-se formas de abismo no interior de uma das Grutas Três Marias, a que fica mais a jusante do vale, indicando a captura das águas de um nível superior (fig. 4.21).



Figura 4.21: Exemplo de abismo “exumado” pela evolução do relevo externo no Parque Estadual de Vila Velha, e na Gruta Três Marias Inferior, em Chapada dos Guimarães. Foto: Rubens Hardt.

4.2 A Zona de Restituição

Constitui o percurso realizado por uma gota d’água que, após seu trânsito vertical, atinge um ponto em que progride sub horizontalmente sob ou na zona saturada. Esta progressão sub horizontal está associada com o topo da zona saturada, que, em meios porosos, como a greda, é o nível de base (Rodet, 1992).

Para o arenito, pode-se assumir a mesma premissa, pois o meio é, em geral poroso,

permitindo que a água penetre de forma dispersa e posteriormente se movimente acompanhando o limite da zona freática. Ainda acompanhando o raciocínio de Rodet (1992, p. 103), a partir deste nível de base, um dreno vai se estabelecer pouco a pouco, por corrosão diferencial, ao longo de certos eixos privilegiados, definidos pelos pontos de saída, as surgências, e pela erosão regressiva, alimentando o ponto de saída das águas, as nascentes cársticas.

Em função dos elementos encontrados em campo, assume-se que a fantomização é o principal processo que dá origem ao carste subterrâneo nos arenitos. Trata-se de uma rocha parcialmente erodida quimicamente, suficiente para aumentar a porosidade e haver perda de estrutura da rocha, sem haver, no entanto, perda de volume (isoalterita). Eventualmente, a estrutura fica de tal forma enfraquecida que a rocha alterada colapsa sobre si mesma (aloalterita), gerando um vazio, que facilitará a movimentação das águas. Em alguns casos, pode ser confundida com um preenchimento sedimentar de uma gruta, quando na verdade, a gruta nunca se abriu.

Os elementos móveis resultam essencialmente de “fronts” de alteração instalados sobre a malha tectônica ou na rocha (quando há cobertura de solos, o desenvolvimento pode ocorrer sem necessariamente acompanhar a malha tectônica), alimentadas pelas águas de infiltração que percolam facilmente na ausência de uma cobertura móvel espessa: não se trata, portanto, de aluviões. Não são, portanto, do preenchimento de um conduto por material exógeno, mas da transformação, “*in situ*”, pela alteração da rocha encaixante da greda, ao longo dos acidentes tectônicos ou dos eixos de descida. (Rodet, 1996). Este processo, apresentado como *primocarste* por Rodet (1996), acabou recebendo a denominação de *fantomização* (Quinif, 2010), apresenta uma alternativa da carstogênese aos modelos tradicionais. Para Rodet (1996), são fases obrigatórias da carstogênese, daí o termo *primocarste*.

A gênese é relacionada a água que penetra em meio a rocha, e, quando se aproxima do nível freático ou atinge uma camada impermeável, não tendo mais energia para descer, move-se lentamente e lateralmente, erodindo a rocha. Alarga-se até um ponto em que o tamanho e o peso da estrutura não consigam mais se sustentar, colapsando o conjunto e formando um conduto (fig. 4.22). Em alguns casos, pode ser difícil diferenciar um conduto preenchido por material alterado de um outro preenchido por sedimentos aportados pelo fluxo e depositados no conduto.



Figura 4.22: Exemplo de conduto preenchido por alteração *in situ*. Na direita, a alteração ainda ocupa todo o volume do conduto, à esquerda, colapsou sobre si mesma permitindo a abertura de um vazio no topo. Grotte La Mansonnière, em greda, França. Fotos: Rubens Hardt.

Na Serra de Itaqueri, encontramos exemplos externos (alterações nos paredões dos cânions, na forma de manchas de alteração na rocha), e no interior das cavidades, sendo o exemplo mais marcante no Abrigo da Glória. Em Vila Velha (Paraná), exemplos de alteração são bem visíveis na rocha exposta (fig. 4.23), enquanto que no salão reservatório da Gruta Aroê-Jari (Mato Grosso), a parede leste está tomada por alterações.



Figura 4.23: Alteração em rocha exposta, Parque Estadual de Vila Velha (Campos Gerais).

No interior da rocha, em função de alguma diferenciação na porosidade da rocha, vazios de formas mais ou menos esféricas vão sendo abertos pelo processo de alteração. São denominados alvéolos (alveoli). Também controverso na literatura científica (Willems, 2000), assume-se pelo termo, a definição dada por Jennings (1968, *apud* Willems, 2000), como sendo cavidades aproximadamente hemisféricas devido a alteração da rocha tanto em superfície quanto em cavernas.

No carste, Willems (2000) propõe que os alvéolos antecedem a formação dos "pipes", e que estes, por coalescência acabam se aglutinando e formando um conduto, que, ao atingir uma área de saída do sistema para o exterior, se estrutura e atinge uma dimensão tal que permite a vazão contínua das águas (calibragem). Portanto, para se desenvolver um tubo, é necessário uma continuidade hidrodinâmica, ou seja, uma ligação entre a entrada e a saída do sistema.

Nos arenitos e quartzitos, alvéolos são formas frequentes, e em muitos casos, formados no interior de maciços e cavernas, como atestam as grutas da Serra de Itaqueri, o melhor exemplo, mas podendo ser encontrados em diversas localidades, por vezes no exterior, por vezes no interior das grutas (fig. 4.24).



Figura 4.24: Alvéolo no interior da Gruta do Paredão. Serra de Itaqueri. Foto: Rubens Hardt.

Muitos dos encontrados no exterior das rochas, em superfície, apresentam características de formação intra-rocha, com posterior exposição ao exterior, pois o vazio é mais profundo em seu interior e a superfície que expõe o alvéolo é reta, lisa, demonstrando que o alvéolo antecede a exposição.

Os alvéolos estão no limite entre a introdução e a restituição. Surgem em um ponto onde a água tende a cessar a descida e a migrar lateralmente, em função de um nível freático ou de um nível impermeável. A coalescência destes, originando tubos, principia o processo de saída (fig. 4.25).



Figura 4.25: Coalescência de alvéolos dando origem a uma solução de continuidade (pipe) nos Campos Gerais (Paraná). Foto: Rubens Hardt.

Uma vez que os alvéolos coalescem, estes permitem a formação dos tubos (pipes). Estes são especialmente importantes no carste, pois são os responsáveis pela passagem de fluxo de laminar para turbulento (Ford & Williams, 2007), quando atingem dimensões entre 0,5 e 1 cm. Com o fluxo turbulento, o desenvolvimento das cavidades é acelerado, pois além da rápida troca química proporcionada pelo movimento das águas, a erosão mecânica passa a contribuir para o desenvolvimento do vazio, transportando os insolúveis. Este é o processo de calibragem das galerias ao fluxo.

Muitos autores acreditam que a maioria das cavernas do carste não carbonático, em

especial no arenito, tenham evoluído pela erosão mecânica, após o desenvolvimento de um fluxo. Desta forma, a atividade química seria responsável apenas pelos estágios iniciais de formação das cavernas.

Embora possam haver casos em que a evolução se dê por ação mecânica, algumas cavernas formadas no interior de um maciço e posteriormente expostas ao exterior, apresentam características marcantes de dissolução, indicando que praticamente todo o material foi dissolvido e não removido mecanicamente. Tal é o caso das cavernas da Serra de Itaqueri. Portanto, a formação de cavernas em arenitos, associadas a uma erosão mecânica exclusivamente, não é a única explicação possível.

Por outro lado, parece improvável que uma caverna se desenvolva somente pela ação mecânica, sem que antes tenha atingido uma solução de continuidade, com a chegada rápida de água a montante, e saída a jusante. Então, o vazão que antecede a conexão entrada-saída não se explica senão pela erosão química e remoção de matéria dissolvida em meio a porosidade da rocha. Desta forma, a erosão mecânica fica restrita ao carste maduro, bem desenvolvido.

A formação de tubos é concomitante e concorrente em todo o maciço, até que por coalescência e por atingir uma solução de continuidade, um acaba predominando sobre os demais, concentrando os fluxos. Inicia-se como um conjunto de canais que divergem e convergem entre si, demonstrando a busca da água por um caminho melhor para alcançar seu destino. Ocorrem desde uma escala local, por exemplo no teto de uma caverna preenchida por sedimentos, até uma escala regional, onde todo um maciço forma um conjunto de condutos entrecruzados (fig 4.26).

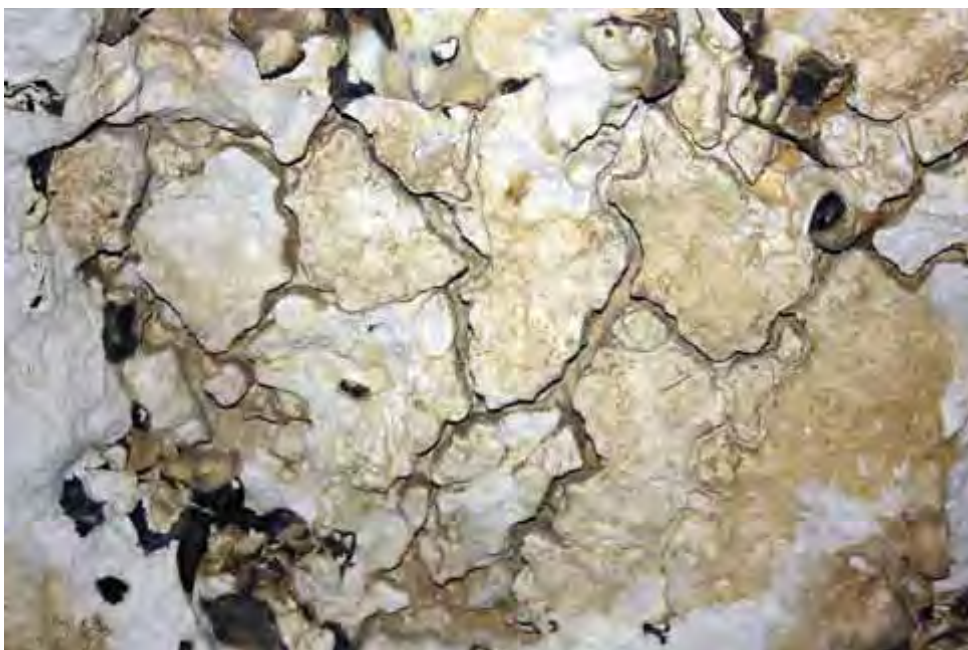


Figura 4.26: Anastomoses na Gruta Petites Dales (França). Foto: Rubens Hardt.

Sua gênese está associada a presença de um nível freático, em que a água se move lentamente. Esta acaba penetrando em pequenas fraturas ou onde houver uma maior porosidade, escavando caminhos em diversas direções. Com o passar do tempo e pela coalescência de dois ou mais condutos, um dos caminhos se transforma em coletor, fazendo com que os fluxos se concentrem nele. Com isso, ou os condutos anteriores são consumidos pela evolução do coletor, ou são abandonados e preenchido por sedimentos.

Na Serra de Itaqueri, a Gruta do Fazendão apresenta um notável exemplo de anastomose no teto. As formas delicadas e sutis demonstram que a evolução foi em meio freático e por dissolução química, pois se houvesse ação mecânica, tais formas delicadas não existiriam (fig. 4.27).



Figura 4.27: Teto anastomosado na Gruta do Fazendão – Serra de Itaqueri. Foto: Rubens Hardt.

Da evolução dos alvéolos, passando pelos tubos até as anastomoses, vai-se pouco a pouco estabelecendo-se um vazio de dimensões consideráveis, denominado caverna. No entanto, as cavernas são, como se viu pelas descrições anteriores, o resultado de uma evolução coordenada pela movimentação da água em meio a um maciço, originando conexões e vazios

cada vez maiores, até que estes atinjam uma dimensão penetrável.

Talvez as cavernas sejam as formas de relevo mais conhecidas do carste, constituindo-se aberturas naturais na terra, caracterizadas pela forma e tamanho. A definição é essencialmente antropológica: cavernas são cavidades naturais subterrâneas, penetráveis pelo homem (Renault, 1977). Novamente, predomina na literatura uma definição mais descritiva que genética, e, como consequência, existe muita confusão quanto ao termo.

A origem de tais formas está associada à existência de uma porosidade que, no calcário, é secundária, mas em rochas mais porosas como a greda e os arenitos, nem sempre, permitindo a atividade de dissolução em meio freático, dando origem aos alvéolos em meio a rocha, que por coalescência originam tubos (pipes), os quais, quando alargados, levam à abertura de espaços suficientemente amplos para serem considerados cavernas (Willems, 2000).

As galerias constituem os coletores predominantemente horizontais, desenvolvidos no interior de um maciço, formando uma rede de restituição. Em geral, são o resultado do alargamento de juntas de estratificação e de diáclases, que se conectam e permitem o estabelecimento de uma circulação contínua. Conforme a velocidade de circulação dos aquíferos, distingui-se, em regime freático, as galerias paragenéticas, correspondendo a uma circulação com velocidade inferior a 10 cm/s, com sedimentação contínua de materiais finos e crescimento por corrosão unicamente no teto, e as galerias singenéticas, com escoamento bastante rápido, em função do qual não há qualquer deposição de sedimentos (Renault, 1970).

As cavernas são a expressão de um processo de concentração das águas subterrâneas, e tão logo uma atinja o meio exterior, captura as águas de condutos paralelos que ainda não estavam plenamente desenvolvidos.

Como consequência, estabelece-se uma rede de drenagens hierarquizada, convergindo para um conduto principal, que atinge dimensões condizentes com o fluxo de água do sistema (calibragem do conduto à vazão), e resulta em surgências ou ressurgências de forte débito. Uma vez que a evolução do sistema rebaixe o nível das águas, estas podem se tornar secas, desconectadas, apresentando formas de adaptação de um nível para outro ou de acordo com a evolução dos vales no exterior do sistema.

A evolução dos condutos, no interior do maciço, obedece duas condições hidrodinâmicas, quais sejam a singênese e a paragênese. A evolução paragenética está ligada ligada a uma dinâmica lenta do escoamento que não permite o transporte dos residuais finos, sejam os insolúveis da própria rocha (endógenos), sejam estes aportados do exterior (exógenos), que precipitam no chão da galeria, preenchendo-a completamente. O regime lento

não possui força suficiente para a retirada dos sedimentos, e estes acabam ocupando o conduto, impermeabilizando a base e as paredes. Essa dinâmica é mais frequente nas regiões com desnível limitado como os platôs.

Nesta situação, os fenômenos cársticos não podem se manifestar senão no teto da cavidade, e são somente resultado da alteração ou erosão química. Esta evolução do crescimento para o alto (*per ascensum*), é gerado pelo preenchimento basal: esta é a evolução paragenética (Rodet, 1992).

Dois elementos caracterizam a paragênese: A presença de sedimentos aprisionados em níveis elevados do conduto (testemunhos) e as anastomoses e canais de teto, formados no contato rocha-sedimento.

Este é o caso da gruta Kiogo-Brado em sua primeira fase, quando as águas se encontravam bloqueadas pelo polje central, provocando a sedimentação do conduto e consequente evolução paragenética (fig. 4.28)



Figura 4.28: Elementos paragenéticos (sedimentos) fixados no teto da caverna Kiogo-Brado. Foto: Rubens Hardt.

Quando o desenvolvimento da galeria, em um regime freático ou vadoso, ocorre escavando a superfície da galeria, em função de um movimento das águas suficientemente veloz para impedir a deposição de sedimentos, tem-se uma evolução singenética. Renault

(1968) propõe que tal evolução é mais frequente em carste de montanha, pois pressupõe uma circulação rápida e a remoção de insolúveis e sedimentos aportados para o interior das grutas, e o forte gradiente hidráulico das montanhas permitiria tal tipo de fluxo.

Circunstâncias específicas podem proporcionar uma evolução singenética em carste de platô, como é o caso da gruta Kiogo-Brado em sua fase final, onde a abertura do polje central propiciou uma forte mobilização das águas do polje superior a montante, induzindo uma dinâmica, permitindo uma circulação rápida. Tal ocorreu em meio freático nos primeiros estágios, e rapidamente a gruta passou a um regime vadoso, continuando com uma evolução singenética (*per descensum*), embora em velocidade, conforme atestam as formas erosivas nas paredes laterais da galeria, expressando diversas mudanças de nível.

Tão logo a superfície do aquífero se rebaixe, permitindo que o regime freático seja substituído por um escoamento em superfície livre, rápido, o piso é entalhado por marmitas de erosão, ou um cânion interno é escavado. Se o escoamento for suficiente lento para permitir a deposição de sedimentos, caminhos meandantes e escavação de nichos nas laterais do conduto podem ocorrer. Dependendo dos sedimentos depositados e da quantidade de água que chega na galeria, esta pode desenvolver um alargamento da base (Renault, 1977).

Um exemplo de evolução singenética complexa, incluindo uma fase freática, uma fase vadosa rápida, com a escavação de um cânion, e posteriormente uma fase vadosa lenta, com escavação das laterais, pode ser encontrado na Caverne des Brigands, em Fontainebleau (FR) (fig. 4.29).



Figura 4.29: Entrada da Caverne des Brigands, apresentando uma fase (no alto) freática, seguida por uma fase de escoamento rápido (no meio, escavação de um cânion) e uma fase de escoamento lento (alargamento da base). Foto: Rubens Hardt.

Além de demonstrar o tipo de evolução em função da hidrodinâmica, o interior das cavernas apresentam elementos de extrema importância para compreender o funcionamento do sistema, portanto, embora caverna seja o termo genérico para os vazios subterrâneos, as formas específicas encontradas em seu interior permitem inferir processos cuja ação é localizada, mas traz implicações na organização ou na evolução do sistema, conforme demonstra Slabe (1995).

Uma forma característica e bastante significativa são as chaminés de equilíbrio (também denominadas domos ou cúpulas de dissolução, quando apresentam uma dimensão em altura menor que a largura), em geral de forma arredondada ou alongada, acompanhando um acidente tectônico (diáclase), que ocorre no teto de condutos. Está associada a condutos que sofrem alagamentos e, a água, sobre pressão, busca sair do sistema, penetrando as fissuras previamente existentes na rocha e lá, alarga as referidas fissuras por dissolução, em função da maior exposição da superfície rochosa.

Entre o teto de uma cavidade e uma diáclase, aumenta-se a área de contato entre a rocha e a água. Neste contexto, a dissolução da rocha ocorre em escala maior nestas zonas de contato, ampliando-se o volume dissolvido. Consequentemente, a forma cresce ao longo da fissura, alargando-a, e dando-lhe a forma de um sino achatado, ou, se as condições da estrutura permitir um cruzamento de fissuras, a forma fica arredondada.

Em Itaqueri, a Gruta do Fazendão apresenta exemplos notáveis (fig 4.30). Na Chapada dos Guimarães, tem-se belos exemplos nos condutos laterais da Gruta Aroê-Jari. Melo *et al.* (2011) descrevem exemplos nos Campos Gerais (Paraná).



Figura 4.30: Chaminé de equilíbrio na Gruta do Fazendão. Foto: Rubens Hardt.

Os canais de teto são canais de dimensões menores que a do conduto onde se instalam, que percorrem o teto da cavidade. Está associado com a evolução paragenética, ou seja, a caverna acaba preenchida por sedimentos, e a galeria se fossiliza. A chegada das águas cessa, permitindo que os sedimentos no interior da caverna sequem e sofram uma retração, abrindo um pequeno vazio. Posteriormente a esta fase de fossilização, um novo escoamento d'água se estabelece, e, impedido de passar pelos sedimentos, busca caminhos alternativos, em especial pelo pequeno vazio sobre os sedimentos, corroendo o teto e desenvolvendo o canal.

Com o passar do tempo, o próprio canal de teto acaba preenchido por sedimentos, e por consequência, a cavidade forma um novo conduto mais acima, ou ainda, a cavidade acaba abandonada pelo fluxo em favor de um caminho melhor (outro conduto que se desenvolve ou um caminho em superfície), restando o conduto como testemunho. Exemplo de canal de teto pode ser observado na gruta Aroê-Jari, em especial no conduto do afluente, e na saída do salão central.

A existência de crostas é uma constante no interior de diversas grutas em arenitos, e em alvéolos expostos no exterior. Também se encontram em meio a fraturas, indicando uma mobilização mineral advinda do interior da rocha, transportada pelos fluídos de exsudação, que, ao alcançar um espaço vazio, deposita-se acompanhando a superfície da rocha. É uma característica importante do carste arenítico, pois demonstra que o processo químico funciona.

Crostas foram identificadas em várias grutas durante esta pesquisa, entre elas, podemos citar as grutas da Serra de Itaqueri, as grutas da Chapada dos Guimarães, e nos Campos Gerais.

A hipótese de desenvolvimento da crosta elaborada após análises de microscopia eletrônica de varredura (MEV) e análise de lâminas óticas é de que a zona de contato rocha água em ambiente freático sofre uma dissolução maior que o interior da rocha, pois os fluídos da zona de contato estão em constante troca, enquanto que os fluídos que penetram na rocha trocam-se lentamente, estando frequentemente saturados.

Quando o ambiente se torna vadoso, os fluídos do interior da rocha, tendem a fluir para o vazio do conduto, e, ao se aproximar da superfície, encontram um meio mais poroso e perdem pressão, depositando o mineral dissolvido, deixando a superfície da rocha mais rígida que o seu interior (fig. 4.31).



Figura 4.31: exemplo de crosta na gruta Kiogo-Brado, revestindo um antigo tubo, e uma imagem de MEV relacionada a crosta da Gruta Três Marias Central, mostrando a deposição secundária de minerais nos poros da rocha. Foto: Rubens Hardt.

Quando as águas atingem o exterior do maciço, estas geram um conjunto de formas características associadas ao processo de nascente/ressurgência cárstica. São formas geradas nas áreas ou pontos de onde a água emerge do subterrâneo, de forma contínua ou esporádica. São consideradas nascentes se a origem da água é desconhecida, surgindo, pela primeira vez, na superfície. Caso seja um rio ou fluxo que já esteve na superfície, sumiu e reapareceu, são chamados de ressurgências. As nascentes são, por vezes, chamadas de Vauclusianas, quando são de origem artesianas, ou provenientes das profundezas (águas profundas). Podem ser difusas ou concentradas (rio subterrâneo que vem a superfície).

Vários exemplos de surgências e ressurgências são encontradas em arenitos ao longo da Serra Geral, em especial na região de Altinópolis (São Paulo) (fig. 4.32). Na depressão periférica, entre os municípios de Brotas e Itirapina, algumas surgências em leito arenosos se assemelham muito as encontradas na região carbonática de Bonito (MS).



Figura 4.32: Gruta da captação, surgência cárstica utilizada para a captação de água para o abastecimento de parte do município de Altinópolis. Foto: Rubens Hardt.

Uma vez que o sistema evolua, formas relictas são encontradas no ambiente. Entre estas, pode-se citar antigos trechos de condutos ou cavernas, isolados e desconectados do sistema, alvéolos, cavernas sem teto e outras formas que se originaram quando um sistema atuou em outros níveis da paisagem, já não mais funcionais.

Os mais comuns são os fragmentos de cavernas e dutos isolados, como os encontrados em Chapada dos Guimarães e em Fontainebleau (fig. 4.33). Alguns exemplos também foram identificados na Região dos Campos Gerais.



Figura 4.33: Exemplo de fragmento de caverna (Chapada só Guimarães) e de duto (Fontainebleau). Fotos: Rubens Hardt.

4.3 Formas, organização e sistema.

A distribuição das formas em um sistema cárstico não é aleatória, seguindo uma ordem dada pelo ingresso das águas, sua locomoção e sobretudo, sua saída do sistema. Ou seja, as formas aparecem na paisagem em função de uma organização, permitindo, pela sua distribuição espacial, inferir o funcionamento do sistema na área de estudo.

Dentro do contexto de sistema, Rodet (2007) define um sistema cárstico como sendo uma adaptação morfodinâmica a um contexto geomorfológico determinado que evolui. Para o autor, este sistema se integra mais ou menos rapidamente ao contexto. Se este é estável, o sistema cárstico prossegue em sua evolução até um estado de senilidade, já sob um contexto instável, o sistema apresentará elementos de adaptação ou será desconectado e abortará qualquer que seja o seu grau de desenvolvimento. Como consequência, as organizações de um sistema cárstico podem ser classificadas segundo o seu grau de desenvolvimento. Desde as fases iniciais fortemente ligadas a alteração do maciço, até as redes fósseis, desconectadas, ou ainda, as rejuvenescidas pela drenagem atual. Em um mesmo sistema, podem existir diferentes estágios de desenvolvimento, destacando, assim, a capacidade de adaptação da rede às variações do sistema morfodinâmico.

Rodet (2007), define ainda os diversos estágios de desenvolvimento de um sistema cárstico. Estes são descritos abaixo conforme a concepção do autor, seguido de uma comparação com o arenito:

- Estados iniciais (primocarste): se trata das primeiras fases de preparação da drenagem primeira, entre alteração e carstificação, antes que esteja estabelecida a dinâmica cárstica. a morfologia das exposições rochosas, resultante da alteração química, assemelham-se fortemente àquelas das drenagens entulhadas por sedimentos, mas ao invés de preenchimento sedimentar, se observa o resíduo de alteração da rocha encaixante mais ou menos no local onde se originou.

No arenito, cita-se como exemplo as alterações encontradas nas paredes do salão reservatório, na zona central da Gruta Aroê-Jari, as manchas de alteração nas escarpas de Itaqueri ou as fendas alteradas em Vila Velha, apresentadas e ilustradas no tópico anterior.

- Estados juvenis (anastomose e labirintos): sob este título, são agrupadas as fases de passagem de uma drenagem do tipo porosa ou esponja a uma lenta concentração em drenagens anastomosadas, desembocando sob a seleção de multi coletores interconectados.

Pode-se exemplificar com o conjunto de condutos centrais da Aroê-Jari, testemunhos de um período em que as águas atuavam em múltiplas direções antes da abertura do conduto central, ou com as cavernas do Fazendão e Boca do Sapo, ambas na Serra de Itaqueri, um conjunto de salões que coalesceram, sem uma organização estabelecida.

- Estados maduros (concentração para o mono coletor): estes estados são ilustrados pelas organizações que desembocam sob a dominante cárstica da drenagem e sua redução a um mono coletor, noção ilustrada pela representação clássica de uma gruta ou de um rio subterrâneo (hierarquização ou arborescência da rede subterrânea).

A gruta Aroê-Jari é o exemplo mais claro, apresentando elementos que permitem verificar a convergência e a concentração de fluxo em um canal principal, mas que mantém evidências de um passado onde houveram elementos hoje agrupados, como uma pilastra residual, demonstrando que o conduto central é resultado de, pelo menos, a coalescência de dois outros dutos. Também na galeria do afluente, a presença de dois canais de teto permite identificar dois condutos paralelos, que acabaram por coalescer.

- Estados senis (fossilização e desconexão): refere-se as organizações que tendem a fossilização e/ou a desconexão das condições de drenagem da rede considerada.

Resultam de uma evolução lenta, ou ao contrário súbitas (incidências glacio-eustáticas ou/e tectônicas). Estas redes podem parecer bem inseridas no contexto geomorfológico, mas não são mais incluídas na organização da drenagem.

A Gruta Kiogo-Brado, que ainda possui algum fluxo hídrico em seu interior, não está mais conectada ao sistema cárstico local, estando praticamente isolada das demais.

- Estados relictos (isolamento topográfico e paleocarste): os estados últimos são estes do paleocarste, quando os condutos de drenagens antigas estão inteiramente desconectados da drenagem atual, e inadaptados da topografia de superfície. Se observa então os condutos isolados em morros residuais, privados de sua bacia a montante e a jusante.

Sobre o maciço das Grutas Aroê-Jari e Lagoa Azul, encontram-se torres residuais e arcos que indicam a presença de um antigo sistema cárstico hoje quase completamente consumido pela evolução do relevo, apresentando fragmentos de dutos e cavernas.

- Estados de adaptação às mudanças ambientais (nivelamentos e difluências, capturas), mostrando que o sistema cárstico mantém-se funcional ainda que as condições de drenagem sejam radicalmente modificadas. Resulta que estas adaptações são testemunhos de paleo-condições morfodinâmicas que se sucederam no local, e que foram suficientemente importantes a ponto de interferir sobre a drenagem cárstica, mas não ao ponto de desconectá-las ou fossilizá-las. Em alguns, deve-se considerar que as paleo-drenagens e até mesmo os paleo-sistemas podem ser reativados e rejuvenescidos.

Na região dos Campos Gerais, tem-se como exemplo o Buraco do Padre, uma furna que capturou uma drenagem de superfície para o seu interior, gerando uma adaptação da furna e um conduto de saída.

Tem-se, em rochas silicosas notadamente, condições que permitem o aparecimento de sistemas cársticos, produzindo um conjunto de formas, cuja origem teve forte contribuição do intemperismo químico. A distribuição das formas na paisagem permite, portanto, descrever o funcionamento do sistema, desde seus estágios de ingresso até a restituição das águas, da mesma forma que em ambientes carbonáticos.

A entrada da água no sistema vai produzir a alteração da rocha. Esta alteração nada mais é que a preparação para a passagem das águas. Define-se, portanto, o “primocarste”, como a alteração primeira da rocha, que vai evoluir pouco a pouco para uma galeria, que permitirá o livre trânsito das águas, formando um carste (Rodet, 1996). Os termos “carste de

introdução” e “carste de restituição” estão associados à dinâmica da água, e não as formas cárstica tradicionalmente ligadas a entrada da água no sistema e formas associadas a sua saída. Portanto, carste de introdução refere-se a dinâmica de introdução da água que penetra no maciço rochoso, até um ponto em que a porosidade que permitiu a descida da água pela rocha cessa (ou pela própria pressão da rocha, fechando os poros, ou pela presença de um contato impermeável). A partir deste ponto, quando a água se locomove lateralmente, buscando um caminho de saída da rocha, aplica-se o termo “carste de restituição”

Evidentemente que ao percorrer os caminhos em meio a rocha, a água vai produzir uma alteração no substrato rochoso, originando formas cársticas. Estas formas podem ser definidas como formas de entrada e formas de saída, como por exemplo (fig. 1), no modelo proposto por Ford & Williams (1989).

A partir do momento que a água alcança uma conexão com o exterior, a erosão regressiva vai, pouco a pouco, ampliando o espaço gerado pelo carste (carste de restituição). Esta é a razão pela qual as cavernas tendem a ter um volume morfológico maior próximo a saída em relação ao interior do maciço. Evidentemente, se o sistema evolui para capturas internas ou níveis diferentes do atual, as conexões poderão apresentar um grande volume morfológico no interior dos condutos, superior ao de saída, como o apresentado pelo salão central da Gruta Aroê-Jari.

Com base na evolução do sistema, tanto a introdução quanto a restituição se desenvolvem independentemente uma da outra. Quando um sistema de introdução intercepta um sistema de restituição, a energia que ingressa no sistema tende a se dissipar produzindo localmente, uma grande alteração. Os pontos de contato entre introdução e restituição acabam por ser áreas de maior volume, associadas a esta dissipação de energia e armazenagem das águas, principalmente se o sistema de restituição não for capaz de dar vazão ao acréscimo aportado pela introdução (Rodet *et al.*, 2009a).

Em um meio poroso, parte das águas, ao invés de buscarem uma saída pelos condutos cársticos, pode acabar reabsorvido pela porosidade da rocha e deixará o sistema por meios não cársticos, especialmente se não houver uma drenagem perene.

Enquanto que a quase totalidade das águas que penetram na greda, um meio carbonático poroso similar aos arenitos, Hanin (2010) demonstra que apenas de 1 a 5% das águas da greda saem por meios cársticos, sendo o restante pela porosidade da rocha. Este exemplo explicita a descontinuidade do carste, provando que introdução e restituição não estão necessariamente conectados.

Com base nestas considerações, pode-se propor que o sistema cárstico em arenitos se

desenvolve a partir da alteração superficial, atacando a rocha exposta e recoberta por solos, produzindo alterações que pouco a pouco vão desenvolver uma ampla área de captura das águas exteriores, demonstrada pela presença de lapiás e kamenitzas em um primeiro momento, convergindo para formas de captação maiores (dolinas, uvalas e poljes), e desenvolvendo caminhos para o interior do maciço (ampliando fissura/fraturas), originando runíformes e abismos. Paralelamente, no interior do maciço, principiam-se a desenvolver alvéolos, que vão coalescendo para formar tubos, e posteriormente, cavernas. Finalmente, a interceptação das formas originadas pela restituição pelas formas de introdução, conecta entrada/saída do sistema, permitindo que este atinja o pleno desenvolvimento.

Eventualmente, a evolução do sistema levará a fragmentação e a desconexão, originando formas isoladas na paisagem e vestígios de antigos sistemas (fig. 4.34).



Figura 4.34: Esquema mostrando uma sequência evolutiva de um sistema cárstico hipotético no arenito. Em um sistema incipiente, tem-se em superfície as primeiras manifestações de lapiás e kamenitzas, o alargamento de fissuras, e a formação de alvéolos. Aos poucos, formas como dolinas aparecem em superfície, e os alvéolos convergem para um duto. No sistema evoluído, poljes e abismos são as principais formas relacionadas a introdução, com o estabelecimento de um mono coletor e a conexão entrada/saída. Por fim, torres residuais com fragmentos de dutos representam um estado relictos de um sistema.

CONCLUSÃO

Embora se trate de um conceito pouco aceito nos meios científicos até recentemente, o carste em rochas não carbonáticas, em especial nas rochas silicosas, vem pouco a pouco revertendo esta situação.

Nas últimas décadas, autores trabalhando em diversas partes do planeta puderam demonstrar a natureza cárstica das formações identificadas nestas rochas, e o acúmulo de conhecimento, embora ainda pequeno em relação ao potencial, não deixa mais dúvidas que os paradigmas estão mudando.

O estado atual do conhecimento

Já se sabia, por exemplo, que o carste poderia se desenvolver em rochas silicosas, conforme os trabalhos descritos no capítulo 2 demonstraram. Havia, no entanto, dúvidas quanto ao fato destes exemplos estarem relacionados a um ambiente de exceção ou se tratavam de uma constante.

Pela grande facilidade de se encontrar manifestações cársticas nestas rochas em regiões intertropicais, acreditava-se que existia uma relação com o clima, ligado especialmente a temperatura e a abundância de água. No entanto, tais relevos podem acontecer em latitudes elevadas, como demonstra a ocorrência em Fontainebleau.

Também já se sabia da importância da hidrologia na formação de condutos em meio poroso, como o arenito, ligados a dissolução química diferencial, que pode ser condicionada tanto pela estrutura quanto pelo gradiente hidráulico, em meio poroso.

Outra característica importante, é que o carste em arenito é um carste misto, com elementos de origem química integrando-se na paisagem com formas não cársticas. Isto faz com que as formas cársticas fiquem, eventualmente, dispersas na paisagem, tornando mais difícil compreender a integração com o todo.

Estes elementos conhecidos por estudos anteriores foram comprovados pelas pesquisas desenvolvidas neste trabalho, corroborando assim, os autores que já vêm trabalhando com o carste em arenitos e outras rochas silicosas há algum tempo.

As principais contribuições aportadas por este estudo são: 1. as propostas de formação das crostas, especialmente no interior de condutos; 2. uma hipótese de desenvolvimento para as superfícies recobertas por quebras poligonais; 3. evidências morfológicas da completa dissolução da sílica, não só do cimento, mas também dos grãos de quartzo, e 4. que a presença de matéria orgânica é, provavelmente, a principal explicação para a evolução dos relevos por dissolução da sílica, mas não se descarta a contribuição da mobilização da sílica em função da presença de ferro, o que explicaria a frequente presença de carste em arenito associado a antigas superfícies de erosão, e a presença de bancadas ferruginosas nestas.

Um outro elemento importante, que este estudo apresenta, é que os diversos relevos estudados parecem ter-se originado no passado, portanto em condições climáticas diferentes das atuais (no Brasil, principalmente, estaria relacionado com os climas mais seco dos períodos de glaciação do quaternário). Isto não significa que é uma condição para o desenvolvimento do carste em arenitos um clima mais seco, é apenas uma suposição de que o clima pode ser um elemento importante no desenvolvimento do carste, ou de determinadas características do carste em arenitos. Evidentemente que existem processos em atuação no presente, principalmente no carste de superfície, com o desenvolvimento de lapiás e kamenitzas, mas se os elementos do endocarste implicam em condições de evolução ligadas a uma situação do passado, como as cavernas, talvez as condições atuais não sejam as melhores para que a dissolução da sílica se realize.

Neste sentido, uma área não estudada neste trabalho pode trazer contribuições importantes, pois o endocarste de Altinópolis (São Paulo), é ativo, com dutos organizados e presença da hidrologia. Também na depressão cuiabana, existe ao menos uma gruta ativa em arenitos que foi visitada, a gruta Areias Brancas, com hidrologia ativa. Esta é uma carência deste trabalho, que suscita questões a serem estudadas no futuro.

A alteração da definição de carste, proposta neste trabalho, substituindo-se o termo “dissolução” por “intemperismo” químico torna a definição mais abrangente e condizente com processos mistos bastante comuns em sistemas cársticos não carbonáticos.

Também ficou constatada a patente utilidade dos Sistemas de Informações Geográficas, sem o qual este trabalho seria muito mais pobre. Vários dos mapeamentos e conclusões só foram possíveis através dos recursos fornecidos pelo SIG, que permitiu organizar e integrar os dados provenientes de diversas fontes, como trabalhos de campo, sensores remotos, cartografia pré existente e bibliografia, fornecendo um consistente apoio na transformação destas informações em novos conceitos e propostas.

Perspectivas futuras

Após a realização deste trabalho, fica claro que a dissolução da sílica ainda é um processo mal conhecido. Em função disso, trabalhos futuros ligados aos processos químicos de dissolução em meio natural, permitirão a compreensão dos processos em um nível mais profundo, eliminado qualquer dúvida sobre a natureza cárstica dos relevos com estas características em arenitos.

Trabalhos específicos poderão esclarecer e comprovar (ou negar) as hipóteses propostas aqui, como por exemplo, a formação e evolução das quebras poligonais, ou a formação de crostas na zona limítrofe da rocha com o meio exterior.

Talvez a perspectiva mais importante seja a de se comprovar que a dissolução da sílica não se limita ao cimento, e atua de forma decisiva na formação das cavernas. É preciso que se estabeleça uma solução de continuidade no sistema, uma conexão entre entrada e saída, para que exista um fluxo suficiente forte para remover, mecanicamente, os grãos de areia da rocha. Para que tal conexão exista, é necessário antes, que se estabeleça um vazio, e a única explicação para que tal vazio exista, é que não só o cimento, mas também os grãos de areia sejam consumidos quimicamente.

Existem técnicas muito ricas disponíveis em Sistemas de Informações Geográficas que poderão ser adaptadas ao carste com bastante eficiência. Neste trabalho, o foco foi o estudo do carste, e o ambiente SIG serviu como ferramenta de mapeamento, organização dos dados e armazenamento de informações, mas vislumbrou-se possibilidades de desenvolver modelos para simular a evolução de um sistema no tempo. No SIG utilizado, os recursos neste sentido eram limitados, mas existem ferramentas voltadas para a modelagem que poderiam fornecer

subsídios para uma melhor compreensão do sistema ao longo do tempo. Uma pesquisa voltada para as técnicas disponíveis em ambiente SIG poderá aportar ferramentas interessantes ao estudo do carste.

Os relevos cársticos em arenito são hoje uma realidade não questionável, embora o completo conhecimento de seu desenvolvimento e evolução ainda deve ocupar pesquisadores por diversas gerações vindouras.

REFERÊNCIAS

ASSOCIATION DES AMIS DE LA FORÊT DE FONTAINEBLEAU. 2006. **Guide des sentriers de la promenade dans le massif forestier de Fontainebleau**. 6ème édition corrigée. AAFF. 168 p.

ALMEIDA, F. F. M. 1964. **Fundamentos geológicos do relevo paulista**. USP. 112p.

ALMEIDA, F.F.M. & BARBOSA, O. 1953. Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo. **BoI. DNPM/IDGM, 143** : 96p.

ASSINE, M. L.; SOARES, P. C.; MILANI, E. J. 1994. Seqüências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná, sul do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, 24 (2) : 77-89.

ASSINE, M. L.; PIRANHA, J. M.; CARNEIRO, C. D. R. 2004. Os paleodesertos Pirambóia e Botucatu. In: MANTESSO-NETO; V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITONEVES, B.B. (Org.) **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo : Beca. 672p.

AULER, A. S. 2004. Quartzite caves of South America. In: **Encyclopedia of Caves and Karst Science** (Gunn, J. ed.). Fitzroy Dearborn, New York : 611-613.

AYUB, S. 2008. Geology and Geomorphology aspects of the deepest quartzite cave in the world (Amazon, Brazil). **Proceedings of the 10th International Symposium on Pseudokarst**. Gorizia : 95-100.

AZEVEDO, A. A. B. de; PRESSINOTTI, M. M. N. & MASSOLI, M. 1981. Estudos sedimentológicos das formações Botucatu e Pirambóia na região de Santa Rita do Passa Quatro, SP. In: **Revista do Instituto Geológico - IG**, São Paulo – SP. 1 (2) : 31 –38.

BENNETT, P. C.; MELCER, M. E. SIEGEL, D. I. HASSETT, J. P. 1988. The dissolution of quartz in dilute aqueous solutions of organic acids at 25°C. **Geochimica et Cosmochimica Acta**. Vol. 52. Pergamon : 1521-1530.

BENNETT, P. C. 1991. Quartz dissolution in organic-rich aqueous systems. **Geochimica et Cosmochimica Acta**. Vol. 55. Pergamon : 1781-1797.

BOGLI, A. 1980. **Karst hydrology and physical speleology**. Springer-Verlag, Berlin : 284p.

BORGHI, L.; MOREIRA, M. I. C. 2002. Caverna Aroe Jarí, Chapada dos Guimarães, Mato Grosso. In: BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**. Brasília : DNPM. 481-489.

BRANAGAN, D. F. 1983. Tesselated Pavements. In: YOUNG, R. W.; NANSON, C. G. **Aspects of Australian Sandstone Landscapes**. Australian and New Zealand Geomorphology Group Special Publication No. 1. Wollongong : University of Wollongong. 11-20.

BRANDT NETO, M.; COIMBRA, A. M.; BARELLI, N.; SPILLER, L.R. 1981. Sedimentos da Serra de Itaqueri: Formação Bauru e cobertura cenozoica. In: A formação Bauru no Estado de São Paulo e regiões adjacentes, **Sociedade Brasileira de Geologia**. São Paulo : SBG. 63-68.

BUSHE, D.; SPONHOLZ, B. 1992. Morphological and micromorphological aspects of the sandstone karst of eastern Niger. **Zeitschrift für Geomorphologie**, N. F. Supplement-Band, 85. 1-18.

CAETANO-CHANG, M.R.; WU, F.T.; BRIGHETTI, J.M.P. 1991. Caracterização eólica de arenitos da Formação Pirambóia, proximidades de São Pedro (SP). In: **Simpósio de Geologia do Sudeste**, 2, 1991, São Paulo. Atas... São Paulo : Sociedade Brasileira de Geologia, v. 2. 53-58.

CAETANO-CHANG, M.R.; WU F. T. 2003. Diagênese de Arenitos da Formação Pirambóia no Centro-leste Paulista. **Geociências**, v. 22, N. Especial. 33-39.

CAMARA G.; SOUZA R. C. M.; FREITAS, U. M.; GARRIDO J. 1996. SPRING: Integrating remote sensing and GIS by object-oriented data modelling. **Computers & Graphics**, 20 : (3) May-Jun. 395-403.

CHABERT, C. & COURBON, P. 1997. **Atlas des Cavités non Calcaires du Monde**. Union Internationale de Spéléologie. 110 p.

CHALCRAFT, D.; PYE, K. 1984. Humid tropical weathering of quartzite in Southeastern Venezuela. **Zeitschrift für Geomorphologie**. Berlin : v. 28 (3). 321-332.

CHORLEY, R. J.; KENNEDY, B. A. 1971. **Physical geography: a systems approach**. London, Prentice-Hall. 370 p.

CHOROWICZ, J.; DEROIN, J.P. 2003. **La télédétection et la cartographie géomorphologique et géologique**. Paris, Éditions Scientifiques GB. 142 p.

CHRISTOFOLETTI, A. 1980. **Geomorfologia**. São Paulo : Editora Edgard Blücher Ltda. 188 p.

CHRISTOFOLETTI, A. 1999. **Modelagem de sistemas ambientais**. São Paulo : Editora Edgard Blücher Ltda. 236 p.

CORRÊA NETO, A. V.; DUTRA, G. A. 1997. Província Espeleológica Quartzítica Andrelândia, sudeste de Minas Gerais. **Anais XXIV Congresso Brasileiro de Espeleologia**. SBE. 57-64.

CORREA NETO, A. V. 2000 Speleogenesis in Quartzites from Southeastern Minas Gerais, Brazil. In Klimchouk, B. A.; Ford, D. C.; Palmer, A. N.; Dreybrodt, W. (ed.) **Speleogenesis - Evolution of Karst Aquifers**. Huntsville (USA). National Speleological Society. 452 - 457.

COTTAS, L. R.; GODOY, A. M. & GERALDES, M. C. 1986. Novas considerações petrográficas e estratigráficas sobre as formações Pirambóia e Botucatu da Bacia Sedimentar

do Paraná. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34**, Goiânia – GO, Anais...1 : p. 191 – 205.

DERRUAU, M. 1965. **Précis de Géomorphologie**. 4ème Édition. Paris : Masson et Cle, Éditeurs. 416 p.

DOERR, S. H. 1999. Karst-like landforms and hydrology in quartzites of the Venezuelan Guyana shield: Pseudokarst or “real” karst? **Zeitschrift fur Geomorphologie** 43. 1-17.

DOVE, P.M.; RIMSTIDT J. D. 1994. "Silica-Water Interactions", **Reviews in Mineralogy Series: The Silica Polymorphs.**, Eds. P. Heaney, C. Prewitt and G. Gibbs, Volume 29. Mineralogical Society of America. 259-308.

EPIS, L. Expedição Amazonas 2006. **Informativo SBE 92**. SBE. 30-36.

FERREIRA, N. B.; KARMANN, I.; ROSSATO, F. M. 1998. Potencial espeleológico da porção da Serra Geral na região de Rio Claro-SP. **O Carste** 10. 92-93.

FORD, D.; WILLIAMS, P. 1989. **Karst geomorphology and hydrology**. London, Unwin Hyman. 320 p.

FORD, D.; WILLIAMS, P. 2007. **Karst Hydrogeology and Geomorphology**. West Sussex, John Wiley & Sons. p. 562.

GAMS, I. 1977. Towards the terminology of the polje. **Proceedings 7th International Congress of Speleology**. Sheffield. 201-202.

GAMS, I. 1978. The Polje: the problem of its definition. **Zeitschrift für Geomorphologie**, 22, 170-181.

GILLI, E.; MANGAN, C.; MUDRY, J.; 2004. **Hydrogéologie : Objets, méthodes, applications**. Paris : Dunod. 304 p.

GLAZEK, J. 2006. Karst Related Phenomena - The Problem of Proper Nomenclature. **9th International Symposium on Pseudokarst (Abstracts)**. Institute of Nature Conservation. p. 47-48.

HALLIDAY 2004. Pseudokarst. In: **Encyclopedia of Caves and Karst Science** (Gunn, J. ed.). New York : Fitzroy Dearborn. 604-608.

HANIN, G. 2010. Contrôles structural et hydrogéologique sur la dynamique d'un champ captant en contexte crayeux karstique et sa sensibilité aux variations du signal climatique. Implications en matière de vulnérabilité de la ressource. **Thèse de L'Université de Rouen**, Décembre 2010. 295 p.

HARDT, R. 2003. **Formas cársticas em arenito**. Monografia de Especialização. UNESP. 54 p.

HARDT, R. 2004. **Aspectos da morfologia cárstica da Serra do Calcário – Cocalinho – MT**. 2004. 98 f. Dissertação (Mestrado em Organização do Espaço) Universidade Estadual

Paulista, Rio Claro. 98 p.

HARDT, R.; PINTO, S. A. F. 2008. Carste em rochas não carbonáticas. **VIII Sinageo** (anais CD-Rom). Belo Horizonte. 8 p.

HARDT, R. 2009. Caracterização morfológica das cavernas Aroê-Jari, Lago Azul e Kiogo-Brado – MT. **XXX Congresso Brasileiro de Espeleologia** (Anais em CD Rom). Sociedade Brasileira de Espeleologia. 95-100.

HARDT, R., RODET, J., PINTO, S. A. F. 2010. O Carste. Produto de uma evolução ou processo? Evolução de um conceito. **Revista de Geografia** (Recife). V. Espec. 100 - 111.

HUGGETT, R. J. 1985. **Earth surface systems**. Berlin Heidelberg : Springer-Verlag. 270p.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS. 1981. **Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo**. São Paulo : IPT. 126 p.

JAKUCS, L. 1977. **Morphogenetics of Karst Regions: Variants of Karst Evolution**. Bristol, Adam Hilger Ltd. 284 p.

JENNINGS, J. N. 1971. **Karst**, Canberra : Australian National University Press. 254 p.

JENNINGS, J. N. 1983. 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 no. 1. 21-30.

JENNINGS, J. N. 1985. **Karst geomorphology**. Oxford : Basil Blackwell. 294 p.

JENSEN, J. R. 2009. **Sensoriamento Remoto do Ambiente**. São José dos Campos: Parêntese Editora. 598 p.

KARMANN, I. 1986. Caracterização geral e aspectos genéticos da gruta arenítica “Refúgio do Maroaga”, AM-02. **Espeleo-Tema 15**. SBE. p. 9-18.

KARMANN, I. 2000. Ciclo da Água, Água Subterrânea e sua Ação Geológica. In: TEIXEIRA W. ; TOLEDO, M. C. M. ; FAIRCHILD, T. ; TAIOLI, F. **Decifrando a Terra**. São Paulo, Oficina de Textos. 558 p.

KLIMCHOUK, B. A.; FORD, D. C. 2000. Types of Karst and Evolution of Hydrogeologic Settings. In: KLIMCHOUK, B. A.; FORD, D. C.; PALMER, A. N.; DREYBRODT, W. (editors) **Speleogenesis - Evolution of Karst Aquifers**. Huntsville (USA), National Speleological Society. p. 45-53.

KLIMCHOUK, B. A.; FORD, D. C.; PALMER, A. N.; DREYBRODT, W. (editors) 2000. **Speleogenesis - Evolution of Karst Aquifers**. Huntsville (USA), National Speleological Society. 528 p.

KOHLER, H. C.; 1998. Geomorfologia Cárstica. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. **Geomorfologia: Uma atualização de bases e conceitos**. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil. 472 p.

KOHLER, H. C.; FERREIRA PINTO, S. A.; ABREU, J. F. 1999. Land Use in the Tropical Karst – The Case of Peruaçu, Januária and Jaíba; SE Brazil. **International Journal of Speleology**, 28B (1/4). p. 169-173.

LABOURGUIGNE & TURLAND. 1974. **Carte géologique de France - Merlun et Fontainebleau**. Paris : IGN. Reimpressão 2007.

LADEIRA, F. S. B. 2001. **Paleossolos Silicificados na Serra de Itaqueri - Itirapina/SP**. (Tese). São Paulo, Universidade de São Paulo.

LATTMAN, L. H.; PARIZEK, R. R. 1964. Relationship between fracture traces and the occurrence of groundwater in carbonate rocks. **Journal of Hidrology**, v. 2. p. 73-91.

LOISEAU, J. 1970. **Le massif de Fontainebleau**. (2 volumes) Paris : Vigot Frères, Éditeurs. Vol 1 - 206 p. Vol. 2 - 296 p.

MAACK R. 1956. Fenômenos carstiformes de natureza climática e estrutural de arenitos do Estado do Paraná. Curitiba, **Arquivos de Biologia e Tecnologia**, v. 11. p. 151-162.

MAACK, R. 1981. **Geografia Física do Estado do Paraná**. 2 ed. Rio de Janeiro : Livraria José Olympio Ed. 442 p.

MACHADO, F. B. 2005. **Geologia e Aspectos Petrológicos das Rochas Intrusivas e Efusivas Mesosóicas da Parte da Borda Leste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo**. (Dissertação) Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP. Rio Claro.

MAINGUET, M. 1972. **Le modelé des grès: Problèmes Généraux**. Paris : Institut Géographique National. 228 p.

MARQUES, L. S.; ERNESTO, M. 2004. O magmatismo toleítico da Bacia do Paraná. In : MANTESSO-NETO V. ; BARTORELLI, A. ; CARNEIRO, C. S. ; BRITO-NEVES, B. B. (Org.) **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo : Beca. 672 P.

MARESCAUX, M. G. 1973. Les Grottes du Gabon nord-oriental : un Karst dans l'oxyde de fer et la silice. **Bulletin de l'Association de Géographes Français**. Paris: 410, Juillet-October. p. 606-618.

MARTINI, J. E. J. 1979. Karst in Black Reef Quartzite near Kaapsehoop, Eastern Transvaal. **Annals of Geological Survey**. Pretoria. p. 115-125.

MARTINI, J. E. J. 1981. The Control of Karst Development With Reference to the Formation of Caves in Poorly Soluble Rocks in the Eastern Transvaal, South Africa. **VIII International Congress of Speleology** (anais). p. 4-5.

MARTINI, J. E. J. 2000. Dissolution of Quartz and Silicate Minerals. in KLIMCHOUK, B. A.; FORD, D. C.; PALMER, A. N.; DREYBRODT, W. (editors) 2004. **Speleogenesis - Evolution of Karst Aquifers**. Huntsville (USA), National Speleological Society. p. 171-174.

MARTINS, S. B. M. P. 1985. **Levantamento dos Recursos Naturais do Distrito Espeleológico Arenítico de Altinópolis, SP.** Monografia de especialização, UNESP. 94 P.

MASSUQUETO, L.L. 2010. **O sistema cárstico do Sumidouro do Rio Quebra-Perna (Ponta Grossa – PR): caracterização da geodiversidade e de seus valores.** Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso de Bacharelado em Geografia), Departamento de Geociências, Universidade Estadual de Ponta Grossa. 81 p.

MAURITY, C.; PINHEIRO, R. V. L.; HENRIQUES, A. L.; KERN, D.C.; SOUZA, S. H. P.; SILVEIRA, O. T. 1995. Estudo das cavernas da província espeleológica arenítica de Monte Alegre - PA. **Cadernos de Geociências.** Rio de Janeiro. p. 57-63.

MELO, M. S. 2006. **Formas rochosas do Parque Estadual de Vila Velha.** Ponta Grossa : UEPG. 154 p.

MELO, M. S.; GIANNINI, P. C. S. 2007. Sandstone dissolution landforms in the Furnas Formation, Southern Brazil. **Earth Surface Processes and Landforms.** p. 2149-2164.

MILANI E. J. 2004. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: MONTESSO-NETO, V., BARTORELLI A., CARNEIRO C.D.R., BRITO-NEVES B.B. **Geologia do Continente Sul-Americano – evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.** Ed. Becca. p. 265-279.

MILANI, E. J.; FRANÇA, A. B.; SCHNEIDER, R. 1994. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás.** Rio de Janeiro: 8 (1) jan/mar. p. 69-82.

MILANI, E. J. 2008. **Carta Estratigráfica da Bacia do Paraná.** Disponível em http://www.cprm.gov.br/gis/figs/cartas/Carta_Parana.gif - consultado em 10 de Abril de 2008.

MICHEL, F. 2005. **Roches et paysages.** Orléans : BRGM Éditions. 256 p.

MIRANDA, L.; AMORIM, L. 2001. **Atlas Geográfico: Mato Grosso.** Cuiabá: Entrelinhas. 40 p.

MONTEIRO, R. C.; RIBEIRO, L. F. B. 2001. Espeleogênese de Cavernas Areníticas: algumas considerações aplicadas à Província Espeleológica da Serra de Itaqueri, Estado de São Paulo, Brasil. **XIII International Congress of Speleology. (Anais).** Vol. 1. Brasília : Sociedade Brasileira de Espeleologia. p. 109-115.

MORAIS, F. 2009. Contexto geológico das cavernas em arenito do Estado do Tocantins. **XXX Congresso Brasileiro de Espeleologia (Anais em CD Rom).** SBE. p. 139-144.

MORAIS, F.; SOUZA, L. B. 2009. Cavernas em arenito na porção Setentrional da Serra do Lajeado Estado do Tocantins, Brasil. **Revista de Biologia e Ciências da Terra.** v.9 (2). p. 1-13.

MOREIRA, A. A. N. Relevo. 1977. In : IBGE. **Geografia do Brasil, Região Centro-Oeste** (Vol. 4) 1-34. Rio de Janeiro. 366 p.

MOREIRA, M.I.C. & BORGHI, L. 1999. Fácies sedimentares e sistemas deposicionais das

formações Alto Garças e Vila Maria na região de Chapada dos Guimarães (MT), borda noroeste da bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, 29(3). p. 419–428.

OHMS, R., & REECE, M., 2002. Using GIS to manage two large cave systems, Wind and Jewel Caves, South Dakota: **Journal of Cave and Karst Studies**, v. 64 (1). p. 4–8.

OKA-FIORI, C. 1987. Mapeamento das formações superficiais entre Piracicaba e São Carlos (SP). **Boletim Paranaense de Geociências** 37. p. 53-64.

PALMER, A. N. 1991. Origin and Morphology of Limestone Caves. **Geological Society of America Bulletin**, v. 103. p. 1-25.

PENTEADO, M. M. 1976. **Geomorfologia do setor centro-ocidental da Depressão Periférica Paulista**. São Paulo : USP. 86 p.

PERINOTTO, J. A. J. 2008. **Coluna Estratigráfica da Bacia do Paraná na Região de Rio Claro**. Inédito, Rio Claro.

PONTES, H.S. 2010. **Caverna da Chaminé, Ponta Grossa, Paraná - exemplo de relevo cárstico na Formação Furnas**. Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso de Bacharelado em Geografia), Departamento de Geociências, Universidade Estadual de Ponta Grossa. 92 p.

PONTES, H.S.; ROCHA, H.L.; MASSUQUETO, L.L.; MELO, M.S.; GUIMARÃES, G.B.; LOPES, M.C. 2010. Mudanças recentes na circulação subterrânea do Rio Quebra-Pedra (Furna do Buraco do Padre, Ponta Grossa, Paraná). **SBE – Campinas, SP. Espeleo-Tema**. v. 21 (1). p. 7-16.

POUYLLAU, M. 1985. Les karsts greseux dans la Gran Sabana (Guyane Vénézuélienne). **Bull. Assoc. Géogr. Franç.** p. 269-283.

QUINIF, Y. 2010. Fantômes de roche et fantômisation. **Karstologia Mémoires** 18. 184 p.

RANZANI, G.; PENTEADO, M. M. SILVEIRA, J. D. 1972. Concreções Ferruginosas, Paleossolo e a Superfície de Cimeira no Planalto Ocidental Paulista. **Geomorfologia** V. 31. p. 1-28.

RENAULT, P. 1953. Caractères généraux des grottes gréseuses du Sahara méridional. **Anais I Congrès International de Spéléologie**. p. 275-289.

RENAULT, P. 1967-1968. Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogenèse. Thèse d'état. **Annales de Spéléologie**, tome 22 (1) p. 5-21, (2) p. 209-267, tome 23 (1) p. 259-308, (3) p. 529-593.

RENAULT, P. 1970. **La formation des cavernes**. Paris : Presses Universitaires de France. 128 p.

RIBEIRO, L. F. B.; RIBEIRO, M. C. 2007. Controle morfoestrutural e morfotectônico das cavernas, tocas e abrigos de Ipeúna e Itirapina, SP, Brasil. **Espeleotema**. Campinas: Sociedade Brasileira de Espeleologia. Vol 19. p. 15-30.

ROBAINA, L. E. S.; BAZZAN, T. 2006. Cavernas em Arenito: Oeste do Rio Grande do Sul. **Anais do VI Simpósio Nacional de Geomorfologia**. Goiânia. p. 1-9.

ROCHA, L. 2010. **As representações sociais e a constituição espacial do Buraco do Padre em Ponta Grossa – PR**. Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso de Bacharelado em Geografia), Departamento de Geociências, Universidade Estadual de Ponta Grossa. 92 p.

RODET J. 1981 **Contribution à l'étude du karst de la craie : l'exemple normand et quelques comparaisons**. Thèse, Géographie Physique, Université de Paris I "Panthéon – Sorbonne". 427 p.

RODET, J. 1992. **La Craie et ses Karsts**. (título original : *les karsts de la craie, étude comparative*. Thèse d'Etat. Université de Paris IV-Sorbonne, 562 p., 1991) Editora Groupe Seine-CNRS, Caen & Centre Normand d'Etude du Karst, Elbeuf. 560 p.

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

RODET, J. 2007. Karst de la Craie et aquifère de Normandie. **European Journal of Water Quality**. T. 38 Fasc. 1. p. 11-22.

RODET J. 2009. **Mission géoarchéologique dans la région de Jequitai (Minas Gerais, Brésil) du 15 au 25 juillet 2009**. Rapport de mission, UMR 6143 CNRS, 8 octobre 2009, 18 p.

RODET J., HARDT R. 2010. La Chapada dos Guimarães, un karst des grès original (Cuiabá, Mato Grosso, Brésil). **14èmes Journées de Spéléologie Scientifique**, Han sur Lesse (Belgique), 11-12 décembre 2010, Résumé : 1 p., PPT.

RODET J., WILLEMS L., HORN A. H., GONÇALVES F., HARDT R. 2010. Le Curral das Pedras : un modèle réduit de karst, contraint par la stratigraphie (Jequitai, Minas Gerais, Brésil). **14èmes Journées de Spéléologie Scientifique**, Han sur Lesse (Belgique), 11-12 décembre 2010, Résumé : 1 p., PPT.

RODET J., WILLEMS L., HORN H. A., GONCALVES F., HARDT R. 2011. The Curral de Pedras: a scale model of karst constrained by the stratigraphy (Jequitai, Minas Gerais, Brazil). **14 Congresso Latinoamericano de Geologia**, Medellin (Columbia), 29 agosto-2 septiembre 2011, Poster.

RODET J., WILLEMS L., BROWN J., OGIER-HALIM S., BOURDIN M., VIARD J.-P. 2009a. Morphodynamic incidences of the trepanning of the endokarst by solution pipes. Examples of chalk caves in Western Europe (France and Belgium). **Proceedings of the 15th International Congress of Speleology**, Kerrville (Texas, USA), 19-26 july 2009, UIS, vol. 3, contributed papers. p. 1657-1661.

RODET J., BROWN J., DUPONT J.-P. 2009b. Development and function of a perched aquifer in the covering layers of the chalk limestones in the Paris Basin. **Proceedings of the**

15th International Congress of Speleology, Kerrville (Texas, USA), 19-26 July 2009, UIS, vol. 3, contributed papers. p. 1662-1666.

RODET M.J., RODET J., WILLEMS L., POUCKET A., DO NASCIMENTO S. 2009. **Geoarqueologia do Parque Estadual do Rio Preto - Géoarchéologie du Parc Naturel IEF du Rio Preto (Minas Gerais, Brasil/Brésil)**. Ed. CNEK, St Martin aux Buneaux (France). 57 p.

RODRIGUEZ, J. M. M.; SILVA, E. V.; CAVALCANTI, A. P. B. 2004. **Geoecologia das paisagens**. Fortaleza : Editora da Universidade Federal do Ceará. 222 p.

RUBBIOLI E. L. 2003. A nova entrada da Gruta da Bocaina e o encontro com o et no Pico do Inficionado. **O Carste**, vol. 15 n. 2. Belo Horizonte : GBPE. p. 57-65.

SANTOS, M.; LADEIRA, F. S. B. 2006. Tectonismo em Perfis de Alteração da Serra de Itaqueri (SP): Análise Através de Indicadores Cinemáticos de Falhas . **Geociências**, v. 25, n. 1. p. 135-149.

SALLUN FILHO, W.; KARMANN, I. 2007. Dolinas em arenitos da Bacia do Paraná: evidências de carste subjacente em Jardim (MS) e Ponta Grossa (PR). **Revista Brasileira de Geociências**, 37(3). p. 551-564.

SCHRODER, P. H. 2005. **Inventário e caracterização espeleológica preliminar das cavidades na bacia do caeté, município de Alfredo Wagner/SC**. Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso – Bacharelado em Geografia), Departamento de Geociências, Universidade Federal de Santa Catarina. Florianópolis. 83 p.

SCHWENK, L. M. 2005. Domínios Biogeográficos. *In*: MORENO, G. & HIGA, T. C. S. (Org.) **Geografia de Mato Grosso**. Cuiabá : Entrelinhas. p. 250-271.

SHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A; DERZE, G. R.; AMUS, H. E.; 1984. **Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente**. Departamento Nacional de Produção Mineral. 502 p.

SILVA, S. M. 2004 **Carstificação em Rochas Siliciclásticas: Estudo de caso na Serra do Ibitipoca, Minas Gerais** (Dissertação). Belo Horizonte : UFMG. 143p.

SLABE, T. 1995. **Cave Rock Relief**. Ljubljana : Znanstvenoraziskovalni Center Sazu. 128 p.

SOARES, O. 1989. **Furnas dos Campos Gerais, Paraná**. Curitiba : UFPR, Scientia et Labor. 82 p.

SPOLADORE, A. 2006. **A geologia e a geoespeleologia como instrumentos de planejamento para o desenvolvimento do turismo – O caso de São Jerônimo da Serra / PR**. 2006. Tese (Doutorado em Geologia) Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 304 f.

SUGUIO, K. 1998. **Dicionário de geologia sedimentar e áreas afins**. Rio de Janeiro : Bertrand Brasil. 1218 p.

SWEETING, M. M. 1972. **Karst Landforms**. Londres: Macmillan. 362 p.

THIRY, M. PANZIERA, J-P; SCHMITT, J. M. 1984. Silicification et désilicification des grès et des sables de Fontainebleau. **BGBP, Vol. 21 (2)** Paris, p. 23-32.

THIRY, M. 2007. Siliceous karst development in the Fontainebleau Sandstone (France). **Nature Conservation, 63**. p. 77–83.

TRUDGILL S.T. 1985: **Limestone geomorphology**. London : Longman. 196p.

TURKINGTON, A. V.; PARADISE, T. R. 2005. Sandstone weathering : a century of research and innovation. **Geomorphology 67**. p. 229–253.

TWIDALE C. R. & ROMANI, J. R. V. 2005. **Landforms and geology of granite terrains**. Balkema, Leiden. 352 p.

URBANI, F. 1986. Notas sobre el origen de las cavidades en rocas cuarcíferas precámbricas del Grupo Roraima, Venezuela. **Interciência 11**. p. 298-300.

URBANI, F. 1990. Bibliografía sobre cavidades desarrolladas en rocas no carbonáticas de la Guayana Venezolana. **Boletín de la Sociedad Venezolana de Espeleología 24**, p. 1-4.

UAGODA, R.; AVELAR, A. S.; COELHO NETTO, A. L. 2006. Depressões Fechadas em Relevo Cárstico-Quartzítico, Bacia do Ribeirão Santana, Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. **Anuário do Instituto de Geociências**. 29 – 2. p. 87-100.

VASCONCELOS, T. N. N. 2005. Compartimentação geomorfológica do Mato Grosso. In: MORENO, G.; HIGA, T. C. S. (Org.) **Geografia de Mato Grosso**. Cuiabá : Entrelinhas. p. 223-231.

VERESS, M. 2010. **Karst Environments: Karren Formation in High Mountains**. Dordrecht–Heidelberg : Springer. Verlag. 230 p.

VERÍSSIMO, C. U. V.; SPOLADORE, A. 1994. Gruta do Fazendão (SP-170): Considerações geológicas e genéticas. **Espeleotema**. Vol. 17 p. 7-17.

WERNICK, E.; PASTORE, E. L.; PIRES NETO, A. 1973. Cavernas em arenito. **Notícia Geomorfológica 13**. p. 55-67.

WHITE, A. F. & BRANTLEY, S. L. 1995. Chemical weathering rates of silicate minerals. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**; January v. 31 (1). p. 1-22.

WHITE, W. B. 1998. **Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains**. Oxford University Press. 464 p.

WHITE, W. B. ; JEFFERSON G. L. ; HAMAN, J. F. 1967. Quartzite karst in southeastern Venezuela. **International Journal of Speleology**. Vol. 2 (4). p. 309-314.

White W. B. ; White E. L. 2006. Size scales for closed depression landforms: the place of tiankengs. **Cave and Karst Science**, Vol 32, Issue 0. p. 111-118.

WIKIPEDIA. 2011. http://pt.wikipedia.org/wiki/Rio_Tibagi consultado em 6 de Agosto de 2011.

WILLEMS, L. 2000. **Phénomènes karstiques en roches silicatées non carbonatées : cas des grès, des micachistes, des gneiss et des granites en Afrique sahélienne et équatoriale.** Thèse. Département des sciences géographiques. Université de Liege. 284 p.

WILLEMS, L.; POUCKET, A.; LENOIR, F.; VICAT, J. P. 1996. Phénomènes karstiques en milieux non-carbonatés. Étude de cavités et problématique de leur développement au Niger Occidental. **Zeitschrift fur Geomorphologie Suppl. Bd. 103.** p. 193-214.

WILLEMS, L.; RODET, J.; POUCKET, A.; RODET, M. J.; HARTERT, F. COMPÈRE, P.; AULER, A. S.; 2004. Carste em Quartzito da Região de Diamantina: Gruta do Salitre e Parque Estadual do Rio Preto, Minas Gerais. **I Encontro Brasileiro de Estudos do Carste. Caderno de Resumos.** Belo Horizonte.

WILLEMS, L.; RODET, J.; POUCKET, A.; MELO, S.; RODET, M.; COMPÈRE, P.; HATERT, F.; AULER, A. S. 2008. Karst in sandstones and quartzites of Minas Gerais, Brazil. **Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe.** Coruña : Vol. 33. p. 127 - 138.

WRAY, R. A. L. 1997a. A global review of solutional weathering forms on quartz sandstones. **Earth-Science Reviews 42.** p. 137-160.

WRAY, R. A. L. 1997b. Quartzite dissolution: karst or pseudokarst? **Cave and Karst Science 24** (2). p. 81-86.

WRAY, R. A. L. 2009. Phreatic drainage conduits within quartz sandstone: Evidence from the Jurassic Precipice Sandstone, Carnarvon Range, Queensland, Australia. **Geomorphology 110.** p. 203–211.

WRAY, R. A. L. 2010. The Gran Sabana: The world's finest quartzite karst? In: MIGÓN, P. (Org.) **Geomorphological Landscapes of the World.** Springer-Verlag. p. 79-80.

YOUNG, R. W. 1986. Tower karst in sandstone: Bungle Bungle massif, northwestern Australia. **Zeitschrift fur Geomorphologie 30.** p. 189-202.

YOUNG, R. W. 1987. Sandstone Landforms of Tropical East Kimberly Region Northwestern Australia. **Journal of Geology, V. 95** (2). p. 205-218.

YOUNG, R. W. 1988 Quartz etching and sandstone karst: Examples from the East Kimberleys, northwestern Australia. **Zeitschrift fur Geomorphologie 32.** p. 409-423.

YOUNG, R. W. 2010. Bungle Bungle: Tower Karst in Sandstone. In: MIGÓN, P. **Geomorphological Landscapes of the World.** Springer-Verlag. 333-340.

YOUNG, R.; YOUNG, A. 1992. **Sandstone Landforms.** Berlin Heidelberg : Springer-Verlag. 164 p.

YOUNGER, P. L.; STUNELL, J. M. Karst and pseudokarst: An artificial distinction? In: **Geomorphology and Groundwater** (Brown, A.G. ed.), John Wiley & Sons. p. 121-142.

UNIVERSITÉ DE ROUEN

UMR CNRS 6143 -

Morphodynamique Continentale et

Côtière

Laboratoire de Géologie

UNIVERSIDADE

ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências

Exatas

Campus de Rio Claro

**À PROPOS DE LA KARSTIFICATION DANS LES GRÈS.
TRAITEMENT PAR LES TECHNOLOGIES SIG**

Rubens Hardt

Mémoire présenté pour l'obtention du titre de docteur de l'Université de Rouen, mention géologie, et du titre de docteur en Géographie de l'UNESP, dans le cadre d'une convention de cotutelle signée entre l'Université de Rouen (France) et l'UNESP (Rio Claro-São Paulo, Brésil), et préparée sous la direction de Sérgio dos Anjos Ferreira Pinto (UNESP) et Joël Rodet (CNRS/Université de Rouen).

Date octobre 2011

Résumé étendu en Français comme spécifié dans la convention signée par les deux universités.

Table des matières

Introduction	175
1. Karst dans les grès, le questionnement.....	175
1.1 À propos de la morphologie.....	175
1.2 À propos de la géochimie	176
1.3 Le problème systémique.....	179
1.4 Objectifs.....	180
1.5 Secteurs d'étude.....	180
1.6 Organisation des travaux	181
2. Méthodes	182
3. Les études de terrain.....	183
3.1 Régions potentiellement karstiques dans des roches non carbonatées au Brésil.....	184
3.1.1 Chapada Diamantina (Bahia).....	184
3.1.2 Nord-Ouest de l'Amazonie brésilienne.....	185
3.1.3 Etat de Piauí (Serra da Capivara, Serra das Confusões et Serra das Sete Cidades)	
.....	185
3.1.4 L'Etat de Minas Gerais	185
3.1.5 L'Etat du Tocantins.....	186
3.1.6 Serra Geral (du sud de Minas Gerais au Rio Grande do Sul).....	186
3.1.7 Chapada dos Guimarães et dos Parecis (Mato Grosso)	186
3.1.8 Serranópolis (Goiás)	186
3.2 Les zones étudiées.....	187
3.2.1 La Serra de Itaqueri: un endokarst incipient et ancien.....	187
3.2.2 Chapada dos Guimarães: du polje au rio.....	197
3.2.3 Fontainebleau: l'expression de surface développée.....	207
3.2.4 Campos Gerais (Paraná) : un karst structural.....	212
3.3 Conditions de différenciation des sites	217
4. Le système karstique.....	219
Conclusion.....	221
Les perspectives d'avenir.....	222

Introduction

S'agissant de karstification, il est supposé qu'un processus, mettant l'accent sur la météorisation chimique mais pas exclusivement, agit sur un certain relief, créant de cette façon, une topographie caractéristique dénommée "karst".

Dans les premières études, le relief était associée à un type particulier de roche, ce qui signifiait que toute autre roche présentant un relief semblable, était appelée "pseudo-karst", c'est-à-dire quelque chose qui ressemble au relief karstique, mais n'en est pas un.

Les études progressant ont démontré que nous ne pouvions pas associer le relief à un type de roche, mais que les reliefs doivent être définis prioritairement en fonction des processus de formation et de leur organisation dans le paysage, et que l'expression physique (le relief proprement-dit) est une conséquence de l'action de ces processus et de l'organisation des formes, en fonction des conditions pré-existantes.

Cependant, observer des formes (quelque chose de physique, de concret), est plus facile que d'identifier les processus. La géomorphologie s'intéresse, en conséquence, aux formes du relief, non seulement dans un sens descriptif, mais aussi comme indice de l'activité de certains processus dans le paysage. Ensuite, on observe si ces formes sont distribuées d'une façon logique dans le paysage, ce qui permet de définir une organisation de celles-ci dans un contexte plus large, appelé "système".

1. Karst dans les grès, le questionnement

En conséquence, quand il s'agit de karst dans les grès, il est nécessaire d'aborder la thématique sous trois angles différents: la question morphologique, la question chimique et enfin, la question systémique.

1.1 À propos de la morphologie

Les formes karstiques en roche siliceuse sont reconnues depuis longtemps, ayant même donné naissance au terme "pseudo-karst", une aberration qui, malheureusement, s'est profondément enracinée dans la littérature scientifique. En particulier, dans les roches comme le quartzite et le grès, les formes karstiques ont acquis une expression significative, certaines étant si bien développées qu'elles sont parfois confondues avec celles du calcaire (Jennings, 1983).

Le développement de dolines est fréquent à la surface des roches siliceuses, avec des

exemples notables de dolines de dissolution et d'effondrement. Les lapiaz ou karrens sont également fréquents, en particulier les kamenitza. Les reliefs ruiformes peuvent être facilement identifiés. Dans l'endokarst, on trouve, outre des grottes, des formes de dissolution (alvéoles, dômes, anastomoses), et de dépôt (spéléothèmes).

En ce qui concerne le karst classique, il existe des formes aériennes et subaériennes, à savoir des formes dont l'origine est associée à l'exposition de la roche, et d'autres qui se forment sous un sol, au contact de l'encaissant avec le manteau d'altération. Des morphologies typiques du karst, dans des lithologies qui n'avaient pas été considérées comme karstifiables, sont identifiées depuis le milieu du XXe siècle. Les pionniers de cette nouvelle approche sont Renault (1953), Maack (1956), White *et al.* (1968), Mainguet (1972) et Marescaux (1973). En langue anglaise, Jennings (1983) et Young (1986, 1987 et 1988) étudient le karst des grès en Australie, Urbani (1986, 1990) le karst des Tepuys du Vénézuéla, Young & Young (1992) les reliefs de grès, y compris karstiques. Doerr (1999) travaille sur les quartzites du Vénézuéla, Wray (1997a, 1997b; 2009) discute de la nature du karst dans les roches non carbonatées. Self & Mullan (2005) présentent des exemples de karst dans les grès en Angleterre, et Turkington et Paradise (2005) proposent une révision de la météorisation dans le grès, y compris la dissolution chimique, avec l'exposé de différentes hypothèses, d'échelle d'action du processus, associés à une impressionnante étude bibliographique. Enfin, il convient d'indiquer la thèse de Willems (2000) qui démontre l'origine karstique de plusieurs formes dans des substrats aussi variés que le grès, le quartzite, le granit ou le gneiss.

On peut conclure que ces formes résultent de la dissolution chimique car leur genèse, que ce soit par les conditions locales, les caractéristiques de la forme ou les conditions environnementales, ne saurait être expliquée autrement. Bien que d'un endroit à l'autre, le processus puisse être différent, avec plus ou moins d'influence mécanique ou des différents facteurs chimiques, la dissolution est sans aucun doute la condition de ces formes.

Si on démontre qu'un système se met en place en fonction de processus spécifiques, créant un ensemble de formes caractéristiques, on peut obtenir un karst développé, quelle que soit la roche dans laquelle il s'établit.

1.2 À propos de la géochimie

Sans être nécessairement dominant, le processus de dissolution chimique est d'une importance fondamentale pour permettre l'établissement d'un système karstique (Jennings, 1983). Ainsi c'est la dissolution chimique de la roche qui va déterminer l'apparition ou non d'une forme spécifique. Une fois la forme conditionnée par la dissolution chimique, elle peut évoluer sous l'influence de processus d'érosion mécanique, tel que l'écoulement des eaux ou la destabilisation par affaiblissement résultant de l'activité chimique, suivi d'un effondrement ou d'un glissement en fonction de la pesanteur.

L'activité chimique dépend beaucoup des minéraux impliqués et est facilement remarquée quand on examine les roches à solubilité élevée, telles que les évaporites et les roches carbonatées. Mais dans les roches à faible solubilité dans des eaux relativement pures, elle se produit à un rythme plus lent. A l'origine, la définition de "karst" n'incluait que les roches carbonatées, notamment le calcaire, roche rigide, imperméable, mais qui réagit facilement dans l'eau acidulée par le dioxyde de carbone suffisamment abondant dans le milieu naturel assez pour rendre acide l'eau de pluie (Jennings, 1971, 1985 ; Sweeting, 1972 ; White, 1988 ; Ford & Williams, 1989). À cette époque, les formes karstiques observées dans d'autres roches, ont reçu le nom de "pseudo-karst". Ainsi on prétendait affirmer que, malgré les similitudes avec les formes des roches carbonatées, les roches dans lesquelles de telles formes étaient observées, sont faiblement sensibles à l'attaque chimique par l'acide carbonique, et par conséquent, le processus de formation devrait être autre. Halliday (2004) soutient qu'au début du XXe siècle les termes de "pseudo-karst" et "pseudo-karstification" sont été utilisés plusieurs fois, dans diverses langues, et pour divers types de formes, dans de nombreux cas par des personnes non liées au milieu universitaire. Knebel (1908, in Halliday, 2004), fut apparemment le premier à utiliser ces termes.

Par conséquent, sans aucune étude ou évaluation des processus impliqués dans l'origine de ces formes, un terme a été inventé qui, malheureusement, s'est imposé dans la littérature scientifique, devenant d'usage courant, alors qu'en vérité il ne repose sur aucun fondement scientifique, car son origine est fondée sur une hypothèse et non pas sur une étude prouvant la véracité de cette supposition, comme l'a fort bien démontré Głazek (2004, p. 47).

L'origine chimique de certaines formes en roches peu solubles dans des conditions similaires à celles des roches carbonatées, est aujourd'hui indiscutable. Elle s'explique par plusieurs facteurs, ignorés très longtemps, qui se produisent fréquemment dans la nature et permettent une évolution karstique de telles roches. Ainsi, il est connu depuis longtemps que le pH élevé dissout la silice, le principal composant minéral sous la forme de quartz, de ces roches peu solubles (White & Brantley, 1995). Dans la nature, ces conditions de pH sont rares cependant, et peut-être peu de secteurs peuvent être expliquées par de tels processus (Martini, 1979). Également, des facteurs tels que une longue durée d'exposition, dans des régions relativement stables de la terre, permettraient aux processus de météorisation chimique de façonner le relief, ce qui pourrait expliquer l'origine de certaines formes. Ceci est encore considéré comme la principale explication de l'origine des cavités et des formes karstiques des plateaux quartzitiques de l'Amazonie vénézuélienne et brésilienne (White *et al.*, 1968).

Un autre élément important qui contribue à expliquer l'origine chimique de ces reliefs, est la présence d'un catalyseur ferreux, dont la présence dans le milieu aqueux permet une dissolution rapide du quartz. La mobilisation du fer en fonction des fluctuations de la nappe phréatique est connue depuis longtemps, et la présence de fer dans l'eau facilite la dissolution

de la silice (Rimstidt & Dove, 1995).

Cependant, ce qui semble être le plus important pour expliquer la dissolution des roches siliceuses, est la présence d'acides organiques. L'efficacité des acides organiques dans la mobilisation de la silice est démontrée par Bennett *et al.* (1988) et Bennett (1991). Beaucoup de reliefs karstiques observés dans les roches siliceuses sont étroitement liés à deux facteurs: l'abondance de pluie et de la couverture végétale sur la roche, ce qui rend l'eau riche en acides organiques.

Un autre facteur, encore peu étudié mais peut se révéler significatif dans certains cas, est la roche servant de nourriture pour certaines bactéries. C'est un champ d'étude relativement nouveau, et il n'y a toujours pas de notion exacte de la contribution de l'activité biologique à l'altération de la roche, mais on sait déjà qu'elle est capable d'altérer la roche, ce qui pourrait devenir un facteur significatif, comme tendent à le démontrer les recherches en cours dans ce domaine (Busche & Sponholtz, 1992 ; Turkington & Paradis, 2005).

Ainsi, bien que la silice, en particulier sous forme de quartz, ait une très faible solubilité dans l'eau pure, on observe fréquemment dans la nature, des facteurs (pH, présence d'oxydes de fer, d'acides organiques, de sels, action de micro-organismes) qui modifient cette solubilité en permettant que les roches siliceuses puissent développer un relief karstique, lorsque l'activité chimique conditionne la mise en place du relief.

Il convient de souligner ici une observation à propos de la dissolution congruente ou pas. On considère une dissolution congruente lorsque tous les minéraux de la roche sont complètement dissous. Un des problèmes de la karstification des roches non carbonatées, est que la dissolution n'est pas toujours congruente et quand bien même elle l'est, comme dans le cas de silice, la dissolution est éventuellement plus importante dans le ciment quartzueux que dans le grain de silice. Ainsi, bien que la dissolution existe, elle finit par produire un résidu de silice non dissoute qui occupe une partie de l'espace nouvellement formé, que certains auteurs estimaient empêcher l'évolution de la karstification, jusqu'à ce que le système s'ouvre vers l'extérieur et les sédiments résiduels puissent être évacués mécaniquement.

Cela est vrai dans plusieurs cas, mais aujourd'hui on sait que même dans les roches carbonatées, ce résidu est produit, qui ne s'oppose pas au développement du karst. Le processus de dissolution partielle de l'encaissant sans déplacement du résidu, initialement identifié par Rodet (1996), est désormais défini comme "fantomisation" (Quinif, 2010). Cela semble être le processus qui prédomine dans la formation du karst non carbonaté, comme on a pu l'observer pendant les travaux sur des terrains très variés du Brésil, à des milliers de kilomètres les uns des autres, avec des caractéristiques climatiques différentes, tout comme dans la région de Fontainebleau, en France.

1.3 Le problème systémique

Le mot "système" est dérivé du mot grec *συστημα*, signifiant un tout composé de plusieurs parties ou d'un ensemble (Huggett, 1985).

En résumé, on peut dire que l'approche systémique en géographie nécessite de comprendre la nature sous la perspective d'un ensemble ordonné d'éléments liés les uns aux autres par des processus qui conduisent à des flux de matière et d'énergie par le système (Christofolletti, 1971, 1999 ; Chorley & Kennedy, 1971 ; Huggett, 1985 ; Rodriguez *et al*, 2004).

En géomorphologie, cet ensemble, animé par l'énergie, est composé des éléments du relief, qui ainsi subissent l'inscription des formes. Dans le karst, la matière en déplacement est composée de minéraux dissous du substrat en suspension dans le milieu aquatique et d'insolubles / non dissous (saturation du milieu), tous deux transportés par l'aquifère karstique, mu par l'énergie gravitationnelle, résultant en des formes spécifiques, assez caractéristiques.

Ford & Williams (1989) divisent le système en deux parties : la première est celle où se réalise l'enlèvement de matière, la deuxième est celle du dépôt de cette matière, appelées respectivement "Zone d'érosion" et "Zone de dépôt". Le mouvement des fluides dans le système peut provenir de régions voisines non karstiques, de pluie ou d'eau profonde (fluides profonds et eaux thermales), en allant du domaine de l'érosion vers la zone de dépôt. En conséquence du fonctionnement du système (eau dissolvant et transportant les matériaux), se développent des formes karstiques, en accord avec les contraintes de la zone dans laquelle elles se forment. Il s'agit d'un système idéal, mais dans la nature, souvent ces zones se chevauchent, ce qui rend le système très complexe, ou représentent un moment de transition ou de réorganisation du système en raison de changements dans l'environnement (régime des eaux, changement climatique, mouvements tectoniques, etc.) .

On admet donc, à partir de cette approche, la propos de Klimchouck & Ford (2000), qui définissent le karst comme un système de transfert de masse intégré dans des roches solubles, avec une perméabilité structurale dominée par des conduits établis par dissolution de l'encaissant rocheux et organisés pour faciliter la circulation des fluides.

Dans cette définition, les formes karstiques ne sont pas explicitées, mais apparaissent comme conséquence du fonctionnement du système. Ainsi, si le système fonctionne, les formes d'introduction, liées à l'introduction de l'eau dans le système, et celles associées à l'enlèvement de matière (érosion) apparaissent. Le matériel érodé est transporté (formation de conduits), et se dépose à la sortie du système (formes de sortie, généralement associées au dépôt sédimentaire), ceci d'un point de vue idéal, dans un contexte théorique. Dans un système karstique complexe, il peut y avoir localement des formes de dissolution / dépôt à proximité les unes des autres. C'est le contexte général de l'évolution du système et son évolution qui vont déterminer les principaux secteurs d'entrée (alimentation de l'aquifère,

érosion), et ceux de la sortie (sortie de l'aquifère, sédimentation). Ces zones peuvent changer d'emplacement selon l'évolution du système.

Ces formes s'organisent tout au long du système, ce qui permet d'identifier les formes induites par l'introduction de l'eau et les formes générées par la sortie des eaux du système. Cependant, plutôt que de considérer les formes pour elles-mêmes, il apparaît qu'elles sont le reflet d'un processus, et donc Rodet (1981, 1992) préfère définir le terme "karst d'introduction" et "karst de restitution", sans penser aux formes, mais au processus qui agit dans chaque cas. Il est important de différencier les formes d'entrée/sortie, du karst d'introduction/karst de restitution. Alors que le premier cas traite exclusivement une classification des formes, dans le second cas il s'agit de la dynamique des eaux, donc des processus. Lorsque la connexion est établie entre introduction / restitution, un système karstique se structure.

1.4 Objectifs

L'objectif de cette étude est de discuter le développement du karst dans les roches non carbonatées, en particulier mais non exclusivement dans le grès, en particulier dans le relief de cuesta, en utilisant certaines géotechnologies pour gérer les ensembles des données à partir des différents éléments qui composent cette étude.

A travers l'analyse des aspects du milieu physique, nous prétendons identifier les processus de karstification qui ont travaillé et travaillent dans l'élaboration du relief local, constituant un modèle spécifique en extrapolant les concepts d'application générale de la problématique du développement du karst sur le grès, en particulier dans le contexte d'un relief cuestiforme.

1.5 Secteurs d'étude

Une fois définie l'existence du karst dans les roches non carbonatées, il a été choisi un substrat spécifique, le grès, comme objectif de cette étude. Ainsi, ont été sélectionnés trois secteurs développés dans ce substrat, dans des milieux et des contextes aussi variés que possible, cherchant à offrir une variété de conditions d'origine et d'évolution du karst dans ce substrat, afin de pouvoir identifier quels sont les facteurs récurrents et quels sont ceux qui pourraient souligner des caractéristiques locales, dans le but de synthétiser les facteurs communs à l'origine du karst dans les grès.

C'est pourquoi nous avons opté pour deux régions du Brésil, distantes d'environ 1.500 km, la "Serra de Itaqueri", dans l'Etat de São Paulo, et la réserve do "Rio da Casca" (Chapada

dos Guimarães) dans l'Etat du Mato Grosso, et une troisième en territoire français, la "Forêt de Fontainebleau", à environ 10.000 km des précédentes, et avec des expressions karstiques différentes. Ces secteurs ont été choisis en fonction de leur accessibilité, d'une première expérience de ces sites et du fait de la connaissance de phénomènes karstiques reconnus. Un quatrième secteur, les "Campos Gerais" dans l'Etat du Paraná, a été introduit plus récemment, avec un apport relativement restreint en expression karstique mais d'une grande variété de formes (fig. 1).

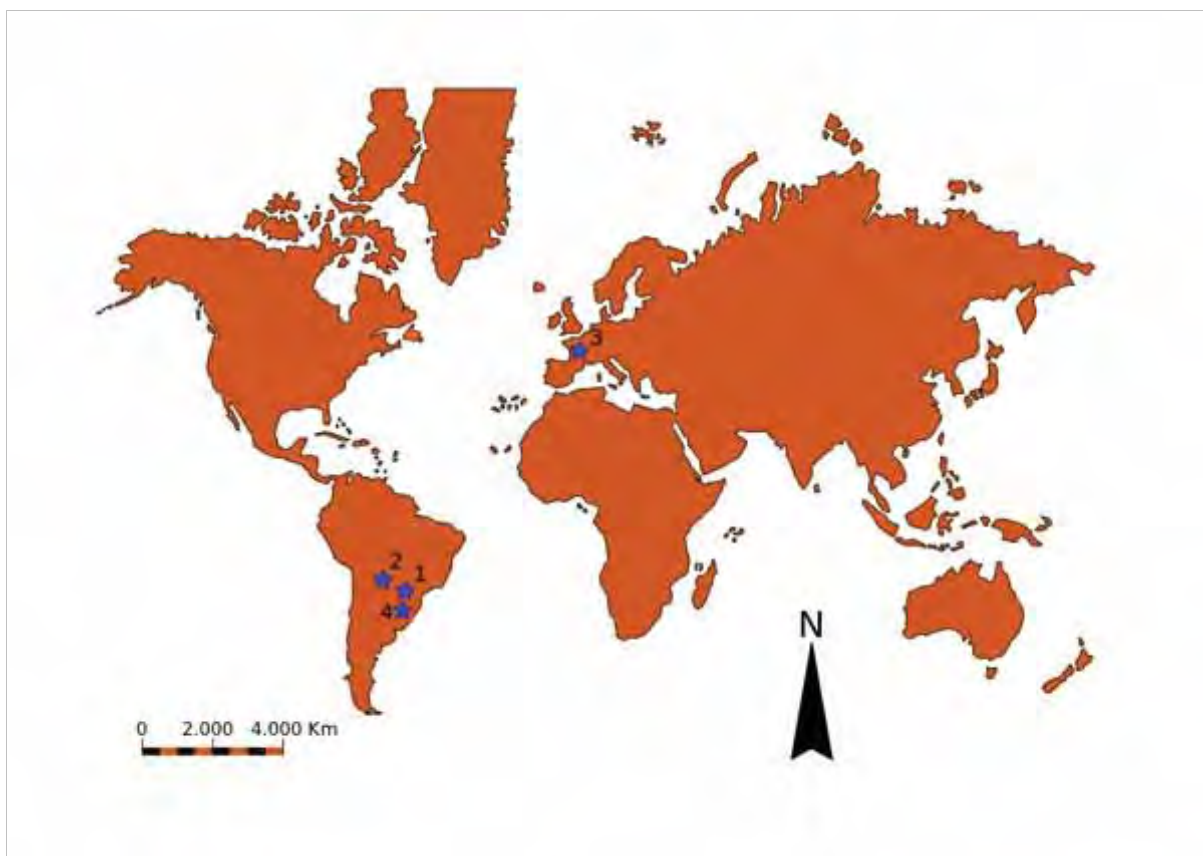


Fig. 1 : Les zones étudiées. 1 - Serra de Itaqueri ; 2 - Chapada dos Guimarães ; 3 - Forêt de Fontainebleau et 4 - Campos Gerais.

1.6 Organisation des travaux

Le présent travail a été organisé en vue de répondre à la question initiale sur le développement du karst dans les grès, en utilisant pour cela, quatre secteurs d'étude avec une approche plus détaillée, mais sans nous limiter à ceux-ci.

Ainsi, dans une première approche, nous avons cherché à définir l'état actuel des connaissances sur le karst dans les roches non carbonatées, avec une ample revue bibliographique sur ce qui est connu de ce karst, notamment dans les roches siliceuses, sur les processus qui agissent sur elles et qu'est-ce qui identifie un système karstique (chapitre 1). Ensuite, nous avons cherché à définir les méthodes et techniques utilisées dans les zones

d'étude et à confirmer les éléments par des travaux de laboratoire et de bureau (chapitre 2).

Le chapitre 3 est dédié à l'étude des secteurs choisis. Les travaux de terrain dans les roches siliceuses ont été réalisés, dans la perspective d'une meilleure connaissance des processus, de l'organisation des systèmes et de comparaison entre les différentes régions. Trois d'entre-elles ont été étudiés en détail (Chapada dos Guimarães, Serra de Itaqueri et Fontainebleau), la quatrième avec un niveau de détail légèrement moindre (Campos Gerais). Plusieurs autres sites ont été visités, fournissant des éléments comparatifs.

Le chapitre 4 propose une synthèse du karst dans les grès, ses formes, les processus et le développement d'un système karstique selon un modèle général abordant la dimension de son évolution.

Enfin, une synthèse des problèmes étudiés, des connaissances développées et des hypothèses proposées, conclut, en le délimitant, ce travail et en indiquant des orientations futures à développer pour répondre aux questions restées en suspens dans la compréhension du karst non-carbonaté, notamment du grès.

2. Méthodes

La méthodologie a été développée en plusieurs étapes: révision bibliographique, travaux de terrain, travaux de laboratoire, consolidation des résultats et écriture de la thèse.

Les travaux de terrain ont consisté à explorer les sites d'étude, à identifier les formes, leur emplacement, les indices laissés par l'action des processus sur ces formes, leur distribution spatiale, les différentes mesures liées à la géomorphologie et l'enregistrement photographique. De même, des échantillonnages de roches, notamment des encroûtements de l'environnement souterrain, ont été réalisés en vue d'analyse.

En fonction des échantillons et des données collectés dans les sites, deux types d'analyses ont été réalisés. Le premier type consiste en l'analyse en laboratoire de lames minces des échantillons de roches, pour l'identification des minéraux et de leur organisation, et des analyses par microscopie électronique à balayage, afin d'étudier les altérations dans les échantillons.

Le deuxième type d'analyses en laboratoire, a été celui des géoprocessus, permettant d'organiser et de situer les données recueillies sur le terrain, d'organiser une collection de formes, de leur emplacement, de leur identification et par rapprochement avec la bibliographie, d'établir une carte de leur répartition sur le terrain, en liaison avec la géomorphologie locale. Ont été ajoutées les données de la télédétection, permettant d'identifier et d'interpréter la distribution spatiale des éléments trouvés sur le terrain à partir d'éléments du relief identifiables par des capteurs, fournissant ainsi une image plus complète de l'environnement étudié.

La consolidation des données, la comparaison avec la bibliographie et la rédaction finale de la thèse ont constitué la dernière étape de ce travail. Les données extraites de la bibliographie associées au fonds organisé et produit par les données de terrain et de laboratoire, ont permis le développement d'une connaissance spécifique à partir de l'étude de reliefs similaires réalisée par d'autres chercheurs, ainsi que de modèles semblable à celui de la zone d'étude.

Elles ont permis aussi d'identifier des éléments spécifiques qui ont apporté des réponses aux questions posées par la recherche, tels que les caractéristiques de la roche, du climat, l'évolution géomorphologique et géologique de la région, ou encore la conception de nouveaux questionnements et hypothèses sur le sujet d'étude, permettant l'identification de caractéristiques communes et de spécificités des zones étudiées.

3. Les études de terrain

Une fois définie l'existence du karst dans des roches non carbonatées, nous avons choisi un substrat spécifique, le grès, comme objet de cette étude. De cette façon, nous avons sélectionné trois régions gréseuses, dans des environnements aussi divers que possible, en cherchant à offrir une variété de conditions de genèse et d'évolution du karst dans ce substrat, afin que puissent être identifiés les facteurs récurrents et les originalités locales, visant à résumer les conditions communes à l'origine du karst dans les grès.

De cette façon, nous avons opté pour deux zones au Brésil, distantes d'environ 1.500 km l'une de l'autre, la "*Serra de Itaqueri*" dans l'Etat de São Paulo, et la réserve "*Rio da Casca*" (Chapada dos Guimaraes) au Mato Grosso, et pour une troisième en France, la "*Forêt de Fontainebleau*", avec des expressions karstiques différentes.

Au Brésil, les roches gréseuses affleurent dans différentes régions, lesquelles associées aux régions quartzitiques, représentent un grand potentiel d'expressions karstiques dans les roches siliceuses. Dans ce chapitre, nous présentons une partie de ce potentiel en fonction des affleurements potentiellement karstiques dans différents secteurs du pays. Suivent les régions d'étude détaillée, incluant un exemple de climat et de caractéristiques environnementales différentes des conditions brésiliennes, la région de Fontainebleau (France), et en conclusion, sera présentée une synthèse du relief karstique dans les grès, sujet principal de cette recherche.

3.1 Régions potentiellement karstiques dans des roches non carbonatées au Brésil

Il existe des régions non carbonatées qui offrent un potentiel de développement karstique au Brésil. Nous présentons rapidement celles dans lesquelles des évidences géomorphologiques confirment ce potentiel, en notant que deux d'entre-elles offrent déjà des résultats qui viennent illustrer leur classification comme régions karstiques, et qui sont l'objet d'une étude plus approfondie.



Fig. 3.1 Régions non carbonatées avec potentiel karstique.

3.1.1 Chapada Diamantina (Bahia)

La région de la Chapada Diamantina, dans le centre de l'Etat de Bahia (fig. 3.1 ; 1), on trouve autant le karst classique que les évidences d'un karst dans le quartzite. Là se développent plusieurs des plus importantes cavernes connues dans cette lithologie au Brésil (Lapão à Lençóis ; gruta de Torres à Igatu ; gruta dos Atoleiros à Ituaçu, etc.), outre le développement de formes superficielles qui peuvent être associées au karst. Malheureusement, il y a à ce jour une carence d'études approfondies.

3.1.2 Nord-Ouest de l'Amazonie brésilienne

L'expédition faite dans les plateaux de quartzites du nord-ouest de l'Amazonie brésilienne (fig. 3.1 ; 2A), à proximité du Vénézuéla, a révélé le gouffre le plus profond du Brésil (Abismo Guy Collet), avec 670 m de dénivellation (Epis, 2006; Ayub, 2008) dans une région aux mêmes caractéristiques que les "*tepuy*" vénézuéliens, étudiés pendant des décennies et considérés par plusieurs auteurs comme du karst (Chalcraft & Pye, 1984 ; Urbani, 1986 ; Doerr, 1999). Plus au sud, sur le territoire de Presidente Figueiredo (Etat de Amazonas), plusieurs cavités sont connues dans les grès (fig. 3.1 ; 2B), certaines avec une taille considérable, comme la grotte-refuge Maroaga, qui montre des indices de dissolution (Karmann, 1986). Plus à l'est, dans l'État du Pará, Maurity *et al.* (1995), ont identifié plusieurs grottes situées près de la commune de Monte Alegre (fig. 3.1 ; 2C), avec également la présence de formes de dissolution. Ces exemples isolés permettent d'imaginer le potentiel de cette région du Brésil encore très peu connue, tant du point de vue géomorphologique que géologique, en raison des difficultés d'accès.

3.1.3 Etat de Piauí (Serra da Capivara, Serra das Confusões et Serra das Sete Cidades)

Lors d'une brève visite à la Serra da Capivara (fig. 3.1 ; 3A), nous avons observé quelques indices de la dissolution, et quelques petites grottes. Cependant, la région mériterait une étude approfondie. À Caracol (Piauí), est situé la plus longue grotte de grès du Brésil (fig. 3.1 ; 3B), la *Toca das Confusões*, avec un développement topographié de 1633 m, néanmoins incomplet (Rodet, in Courbon & Chabert, 1997 ; Rodet, 2011, information orale). Plus au nord de cet Etat, dans la région du Parc National de Sete Cidades (fig. 3.1 ; 3C), plusieurs formes karstiques sont mentionnées.

3.1.4 L'Etat de Minas Gerais

La région centrale et sud de l'Etat de Minas Gerais offre de vastes zones de quartzite et, dans certains points, le développement de formes karstiques a été signalé par au moins trois auteurs (Correa Neto, 2000; Auler, 2004, Silva 2004). La zone de *Ibitipoca* (fig. 3.1 ; 4A) est la mieux étudiée, avec une preuve claire de karstification. Dans la région de *Diamantina* (fig. 3.1 ; 4B), Willems *et al.* (2004, 2008) et Rodet *et al.* (2009), décrivent des formes karstiques diverses, en proposant, notamment un possible modèle d'évolution. Dans la région de *Jequitáí* (fig. 3.1 ; 4C), sont connus des éléments karstiques en quartzite (Rodet, 2009). Il y a encore beaucoup à connaître dans cet État, en raison de l'immense zone d'affleurements, principalement de quartzite et de méta-grès.

3.1.5 L'Etat du Tocantins

Dans l'État de Tocantins, plusieurs grottes ont été identifiées dans des roches siliclastiques, surtout du grès, qui surgit dans certaines unités lithologiques dans cet État. Des grottes ont été identifiées à *Palmas* (fig. 3.1 ; 5A), *Dianópolis* (fig. 3.1 ; 5B) et *Palmeirópolis* (fig. 3.1 ; 5C) (Morais, 2009, Morais & Sousa, 2009). Des études préliminaires indiquent la possibilité de dissolution chimique sur la roche (Morais, 2009), permettant d'identifier un possible karst, associé à la présence de conduits et d'une hydrologie favorable.

3.1.6 Serra Geral (du sud de Minas Gerais au Rio Grande do Sul)

La présence de grottes dans les grès des formations *Botucatu* et *Pirambóia* est connue depuis la fin du XIXe siècle. Les articles scientifiques concernant ces grottes sont publiés depuis au moins les années 1970 (Wernick *et al.*, 1973). Des travaux plus récents, comme ceux de Martins (1985)(fig. 3.1 ; 6A), Hardt (2003), et Spoladore (2006) (fig. 3.1 ; 6B) démontrent l'existence de formes karstiques associées au processus de dissolution de la silice. Dans la région des *Campos Gerais* (État du Paraná)(fig. 3.1 ; 6C), Melo & Giannini (2007) ont démontré la nature karstique de ces formations, et dans l'Etat de Santa Catarina (fig. 3.1 ; 6D), Schroder (2005) décrit l'existence de grottes dans les grès. Dans l'Etat du Rio Grande do Sul (fig. 3.1 ; 6E), les travaux de Bazzan & Robaina (2006) montrent également l'existence de grottes dans les grès.

3.1.7 Chapada dos Guimarães et dos Parecis (Mato Grosso)

Une des plus grandes grottes des grès du pays, *Aroê-Jari* (fig. 3.1 ; 7), est située dans cette région. Cette grotte, avec un développement de plus de 1500 m et des galeries de grande section, est la plus impressionnante de la région. En plus de diverses formes de dissolution identifiées dans ses conduits, diverses formes de surface, comme des dolines, hums et kamenitza, sont identifiées en différents points autour d'elle. Intègrent aussi l'ensemble, les grottes du Lago Azul et Kiogo-Brado. Cette zone est l'objet d'une étude détaillée dans la suite de ce chapitre. Plusieurs secteurs présentent des reliefs ruiniformes, surtout sur le bord de la cuesta avec la dépression *cuiabana* (de Cuiabá).

3.1.8 Serranópolis (Goiás)

Sur le territoire de Serranópolis (Etat de Goiás) (fig. 3.1 ; 8), s'écoule une remarquable

résurgence karstique, avec un fort débit, noyée. Une plongée exploratoire a permis de pénétrer sur environ 3 m, avec une vue sur au moins 10 m de conduit calibré. Il y a aussi plusieurs grottes dans la région et on observe dans les massifs gréseux, des alvéoles, des tubes et d'autres formes karstiques.

3.2 Les zones étudiées

3.2.1 La Serra de Itaqueri: un endokarst incipient et ancien.

La Serra de Itaqueri est un appendice oriental d'un vaste relief structural appelée "Serra Geral", qui s'étend de l'État de Santa Catarina jusque dans l'Etat de Minas Gerais, en traversant l'État de São Paulo du SSE au NNW, formant un relief de cuesta, ayant à sa base, des grès recouverts de coulées basaltiques, qui soutient la corniche dans la plus grande partie de la Serra Geral.

Elle présente des altitudes supérieures à 1000 m, où des restes d'anciennes surfaces d'érosion peuvent être identifiés. La cuesta est séparée de la dépression périphérique, par des escarpements qui peuvent atteindre jusqu'à 600 m de dénivellation (Penteado, 1976).

C'est au sommet et dans les escarpements que se trouvent des phénomènes karstiques significatifs, bien que dispersées dans le secteur, avec la présence de grottes et dolines, outre quelques manifestations isolées d'alvéoles et certains types de lapiaz.

Côté géologique, le bassin sédimentaire du Paraná est constitué de six séquences majeures limitées par d'importantes variations régionales : Ordovício-Silurien, Dévonien, Carbonifère, Eotrias, Néotrias, Jurassique-Eocrétacé et Néocrétacé. Affleurent dans la région, le groupe São Bento, d'âge mésozoïque, comprenant le Trias, le Jurassique et une partie du Crétacé. Ce groupe est composé des formations Pirambóia, Botucatu et Serra Geral.

La formation Pirambóia s'étend de manière continue dans l'ensemble de l'État de São Paulo, affleurant tout au long de la Dépression Périphérique Paulista. Avec une épaisseur variable, ses dépôts atteignent jusqu'à 270 m dans les sections affleurantes de la région de São Pedro. Caetano-Chang *et al.* (1991) indiquent une dominance éolienne de la sédimentation de la formation Pirambóia, dans laquelle les associations de faciès de dunes, interdunaires (humides et sèches) et de nappes de sable recoupées par des chenaux fluviaux temporaires composent une succession de sous-environnements inter-reliés latéralement et verticalement.

La Formation Botucatu d'âge jurassique, se compose de grès rougeâtres, fins à moyens, normalement bimodaux, quartzeux, friables, grains mats, généralement bien arrondis. L'environnement de dépôt, principalement éolien, est constitué d'une grande étendue de dunes. La stratification croisée, plane et cannelée sur une grande extension est une

caractéristique de la formation Botucatu (Schobbenhaus *et al.*, 1984 ; Milani *et al.*, 1994). Les grès sont très friables ou silicifiés, le taux de matrice siltico-argileuse est généralement inférieure à 10% (Azevedo *et al.*, 1981 ; Cottas *et al.*, 1986). Les lits d'argilite et les siltites à lamination plano-parallèle (Faciès Santana) peuvent apparaître dans la partie supérieure de la Formation Botucatu ou au milieu de coulées basaltiques, dans ce cas, appartenant déjà à la formation Serra Geral.

La Formation Serra Geral, d'âge Jurassico-Crétacé, se compose de coulées étendues de roches ignées, où les basaltes sont les éléments dominants. Le Membre Nova Prata est composé de roches ignées dont la composition varie de basiques à acides (basaltes porphyriques, dacites, riocacites et rhyolites). L'activité tectono-magmatique qui s'est produite au cours du Mésozoïque liés à la réactivation de l'Arc de Ponta Grossa, est représentée régionalement par un essaim de dykes remplis de diabase, de diorite, de diorite porphyre et de quartz à diorite.

Au Cénozoïque, la formation Itaqueri est défini par Almeida & Barbosa (1953) dans les serras de São Pedro et Itaqueri, comprenant une couverture sédimentaire post-basaltique, survenant en plaques irrégulières sur le revers de la cuesta. Elles se composent de grès conglomératiques et de conglomérats à galets de composition variée, à intercalations de siltites. On observe des grès à granulométrie moyenne, à granules dispersées et matrice argileuse (Brandt Neto *et al.*, 1981). L'âge est controversée, peut-être liée à deux événements distincts de dépôt, tous deux sous climat semi-aride, séparés par un intervalle à climat humide. Cet intervalle est significatif, car l'humidité induite alors pourrait avoir permis la silicification de la partie inférieure de la formation, par un processus supergène (Ladeira, 2001).

La Serra de Itaqueri est insérée dans une région affectée par des linéaments structuraux d'expression régionale importante, de direction NW-SE (alignement *Tietê*), NNW-SSE (alignement *Moji Guaçu*) et WNW-ESE appelé alignement São Carlos-Leme, selon Riccomini (1997).

Des mouvements tectoniques affectant des blocs le long de la Serra de Itaqueri, sont à l'origine de horst et grabens, suivis d'une phase d'aplanissement qui fait qu'au même niveau altimétrique, mais dans différentes parties de la serra de Itaqueri, on observe les grès Botucatu et le basalte de la formation Serra Geral (Santos & Ladeira, 2006). Ces informations sont importantes pour comprendre pourquoi les cavernes existent dans une partie de la Serra, mais pas dans les autres.

De rares éléments révèlent le développement d'un karst dans la Serra de Itaqueri. Ce n'est que quand des conditions spécifiques, combinant la lithologie, le relief et l'affleurement des roches, se réalisent, que le karst se manifeste. Cette série de restrictions fait que la majeure partie du relief en question ne possède pas de manifestations karstiques, avec une distribution sporadique et limitée du karst (fig. 3.2).

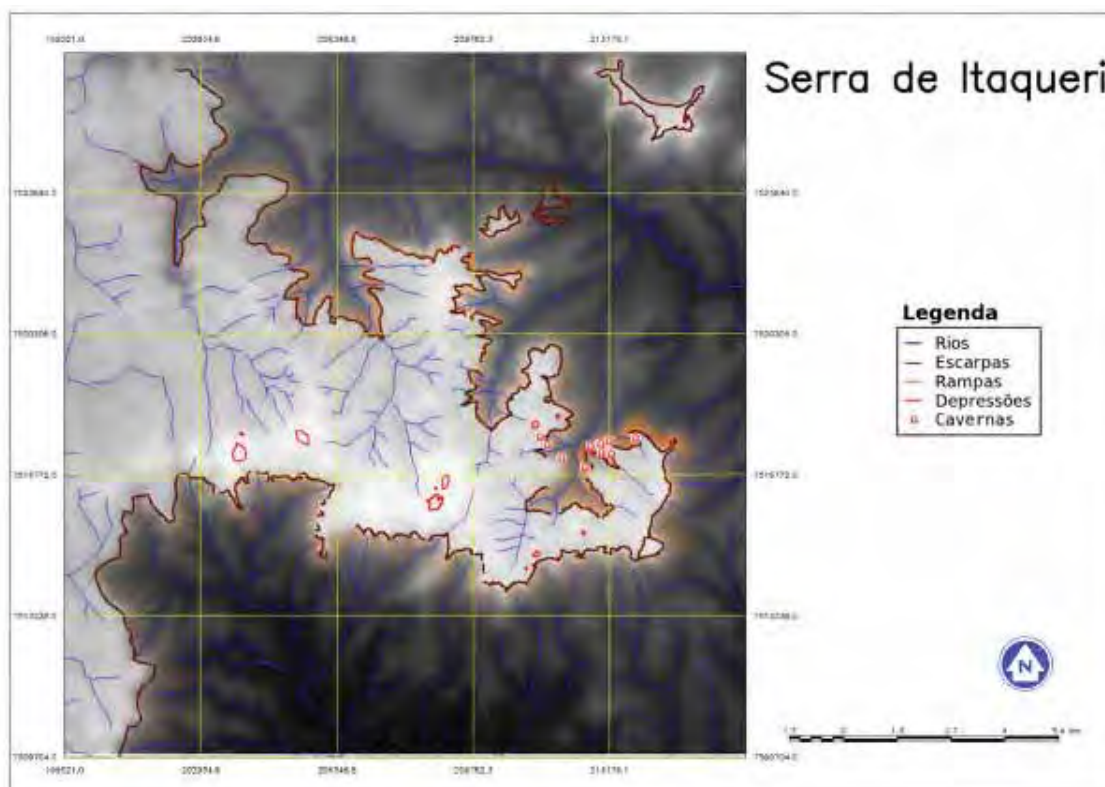


Fig. 3.2 Schéma géomorphologique avec les principaux reliefs karstiques. Préparé avec l'utilisation du SIG.

Au sommet du plateau, dans les zones les plus élevées du relief, les formes les plus significatives de l'exokarst de la Serra de Itaqueri, sont les grandes dépressions fermées, résultant de la coalescence de dolines dans une zone relativement plane. La plus importante développe 650 m de longueur et 350 m de largeur, pour environ 3 m de profondeur.

Ces grandes uvalas se développent dans la formation Itaqueri, dans un grès friable, mal trié, de faible épaisseur, ce qui limite l'apparition de cavernes. En-dessous de cette mince couche de grès se développe le basalte Serra Geral, qui permet l'apparition d'une couche d'argile, isolant la partie supérieure de l'inférieure par imperméabilisation, à l'origine d'une nappe suspendue.

De cette façon, la tendance majeure est à l'élargissement des dolines, et non pas à l'approfondissement. Comme plusieurs dolines se développent simultanément, elles ont tendance à fusionner, formant des uvalas de faible profondeur qui occupent une grande surface (fig. 3.3).



Fig. 3.3 Ouvala. Photo supérieure – saison sèche. Photo inférieure – saison des pluies.

A proximité du front de cuesta, les dolines ont tendance à être plus petites et plus profondes. Elles finissent par s'ouvrir dans le sens de la pente, en raison du gradient hydraulique et de la migration de l'eau dans la porosité de la roche ou du sol, avec formation subséquente de "piping" et l'érosion mécanique du sol au-dessus ou de la roche, une fois le flux établi.

Dans ces zones de front, rabaisées par rapport au plateau, les grès Botucatu, bien triés, silicifiés et riches en matière ferrugineuse, dominant. Ces caractéristiques contribuent à expliquer l'approfondissement (le grès Botucatu est plus épais et moins poreux à cause de la silicification, gardant l'eau en contact avec le substrat plus longtemps).

D'autres formes notables sont les reliefs ruinés ou "ruiniformes". Lorsque près du front de cuesta, le sol qui recouvre la roche est retiré pour la météorisation, les éléments d'un criptokarst deviennent visibles, comparables à de nombreux relief ruiniformes des roches carbonatées. Leur présence est limitée au front, car en général, la Serra de Itaqueri est couverte d'un sol, permettant rarement l'affleurement du substrat rocheux en surface.

L'affleurement ponctuel du substrat rocheux, isolé dans le paysage, rend difficile le développement de formes exokarstiques. Ainsi, un autre élément caractéristique est le développement de kamenitza dans les rares affleurements rocheux. Elles sont en général petites et mal formées.

Dans les parois surplombantes, près de l'abrupt de l'escarpement, certains lapiaz rappellent les « meanderkarren » décrits par Veress (2010). Ceci implique un ruissellement lent, guidé par la gravité, associé à la rugosité naturelle de la roche. Un bon exemple peut être observé à l'entrée du *Abrigo do Bauru*, où des formes sinueuses sont développées.

Les alvéoles de type "tafoni" peuvent être observées dans presque toutes les parois des canyons, variant de quelques centimètres au mètre, accompagnant généralement des plans de strate ou des diaclases. Ces alvéoles ont tendance à s'aligner en raison du conditionnement

structural, ce qui peut indiquer une genèse de conduits similaire à celle décrite par Willems (2000). Ces caractéristiques peuvent être observées près de la grotte du *Fazendão*, où la paroi du canyon, présente une structure d'alvéoles accompagnant la stratification (fig 3.4).



Fig. 3.4 Alvéoles

Dans les parois des indentations, des noyaux d'altération de la roche sont fréquents, qui indiquent que le processus de karstification est actif, produisant des zones altérées (altérites ou "fantômes de roche") démontrant que la spéléogenèse des grès se produit par altération de la roche, selon le processus décrit par Quinif (2010) comme "fantômisation."

Toutes ces formes sont associées au primokarst (Rodet, 1996), altération initiale de la roche préparant le développement du drainage souterrain, et comme il y a peu de grottes et que celles de la Serra de Itaqueri ne sont pas actives, il est évident que la restitution des eaux ne se fait pas par le karst local (fig. 3.5).



Fig. 3.5 La fantômisation

Dans des buttes-témoins de la dépression périphérique, il y a des grottes avec écoulement d'eau et dans la continuité nord-ouest de la Serra de Itaqueri, appelée Serra de São Pedro, il y a des grottes qui fonctionnent en source de pied de l'escarpement (exemple: *Gruta dos Anões*). les buttes-témoins, dans lesquelles se développent les grottes actives, ne possèdent pas de couverture de basalte, ce qui peut expliquer la pénétration des eaux et le fonctionnement du grès comme aquifère, alimentant les eaux du karst.

N'ayant pas de restitution par le karst, au moins dans la Serra de Itaqueri, l'exokarst existant n'est pas connecté des témoins de l'endokarst.

Les grottes de la Serra de Itaqueri se situent, en général dans le front de cuesta, sur un niveau altimétrique constant (entre 840 et 850 m) et consistent généralement en des salles allongées de quelques dizaines de mètres de développement. Elles offrent comme caractéristique principale, des salles arrondies de dimension variée, contenant en leur sein des formes alvéolaires disséminées dans les parois. Dans les points d'infiltration d'eau, le développement de spéléothèmes n'est pas rare, indiquant que l'eau dans son cheminement vers l'intérieur des grottes, participe à la dissolution de la roche, en déposant les minéraux en atteignant l'espace vide.

Les grottes sont donc témoins d'un ancien niveau phréatique, qui peut être associé ou au soulèvement de la cuesta, liés à la formation de l'Arche de Ponta Grossa, d'âge crétacé, ou

au processus d'abaissement du niveau phréatique, plus récemment. Sa datation est inconnue qui pourrait être un objectif futur, en datant par exemple les spéléothèmes, ce qui permettrait de connaître l'âge minimum de l'évolution vadose.

La présence d'un ensemble de grottes plus développées en relation au reste de la Serra de Itaqueri dans le même niveau altimétrique, sans développement à un autre niveau altitudinal, indique que la nappe phréatique a agi à cette altitude pendant une longue période. Des oscillations ont dû avoir lieu, comme en témoigne la présence de cheminées d'équilibre à l'intérieur de quelques grottes.

La grotte du Fazendão, la plus développée de la région d'étude, présente clairement une distinction de phases qui nous permet d'élaborer un modèle évolutif pour la région (fig. 3.6).



Fig. 3.6 La grotte du Fazendão.

Les salles en forme d'alvéole, réunies par coalescence, soulignent un moment suffisamment long d'action de la nappe phréatique dans la roche, permettant la corrosion de l'encaissant et son extraction par lent écoulement de la nappe dans la porosité de la roche, établissant des espaces alors noyés. Par la suite, la nappe connaît une phase d'abaissement, permettant l'oscillation du niveau des eaux dans la cavité, qu'illustre le développement de dômes (cheminées d'équilibre). Durant cette phase, un flux est établi avec une certaine régularité, comme en attestent les tubes au milieu d'un plafond anastomosé, caractérisant un mouvement lent vers le *Passagem do Pato*, où, selon les dires de l'ancien propriétaire de la ferme " il y avait un trou dans lequel les gens tombaient" et par conséquent, son grand-père a rassemblé les employés de la ferme et a ordonné la "fermeture" du trou. Selon les informations, ce "trou" pourrait être un "soutirage", une perte vers un niveau inférieur.

Ceci expliquerait pourquoi il y a des signes de mouvement vers le "Passagem do Pato" des deux côtés, indiquant une convergence des écoulements vers ce point. Cela pourrait se

faire se réaliser si les eaux trouvaient une évacuation mais rien localement n'indique un tel mécanisme.

Avec l'abaissement de la nappe phréatique et l'évacuation des eaux, la Salle Principale et la Salle da Baleia, fragilisées par des failles des deux côtés et avec un plafond partiellement altéré par les eaux, connaissent des effondrements importants, avec des blocs occupant la galerie originale et un vide se formant au-dessus. Les salles évoluent donc en forme d'arc, en acquérant un profil d'équilibre mécanique. Les salles plus petites ont conservé sur leurs parois, les témoins de la dissolution de l'encaissant, comme les alvéoles et les coupoles, les plafonds anastomosés et les indices de l'écoulement (fig 3.7).



Fig. 3.7 – témoins de la dissolution.

En milieu aéré, commence le dépôt de spéléothèmes (concrétions coralloïdes et stalactites de différentes dimensions, approchant la dizaine de centimètres), illustrant l'infiltration des eaux de la nappe suspendue. Jusqu'alors, la grotte n'était pas ouverte sur l'extérieur. Cette ouverture ne s'effectue que lors de l'incision de la vallée par le drainage actuel, expliquant la présence d'une ancienne cheminée d'équilibre dans l'entrée de la grotte.

D'autres grottes présentent des caractéristiques de développement phréatique sans écoulement rapide des eaux, sur le même niveau altimétrique, ce qui permet d'envisager une genèse identique à celle du *Fazendão*, et une ouverture sur l'extérieur par évolution de la cuesta, caractérisant un karst peu développé et très ancien.

Parmi les différentes grottes de la région, le *Abrigo da Gloria* (fig. 3.8) présente les vestiges d'un ancien conduit, développé sur la paroi latérale de la grotte. Ce ancien conduit, d'un diamètre approximatif de 0,50 m, se caractérise par une croûte intérieure, semblable à celles trouvées à l'intérieur des alvéoles et sur les parois du *Fazendão* et d'autres grottes de la région, avec les parois externes altérées et friables qui indiquent que les eaux ont tenté de traverser le massif.

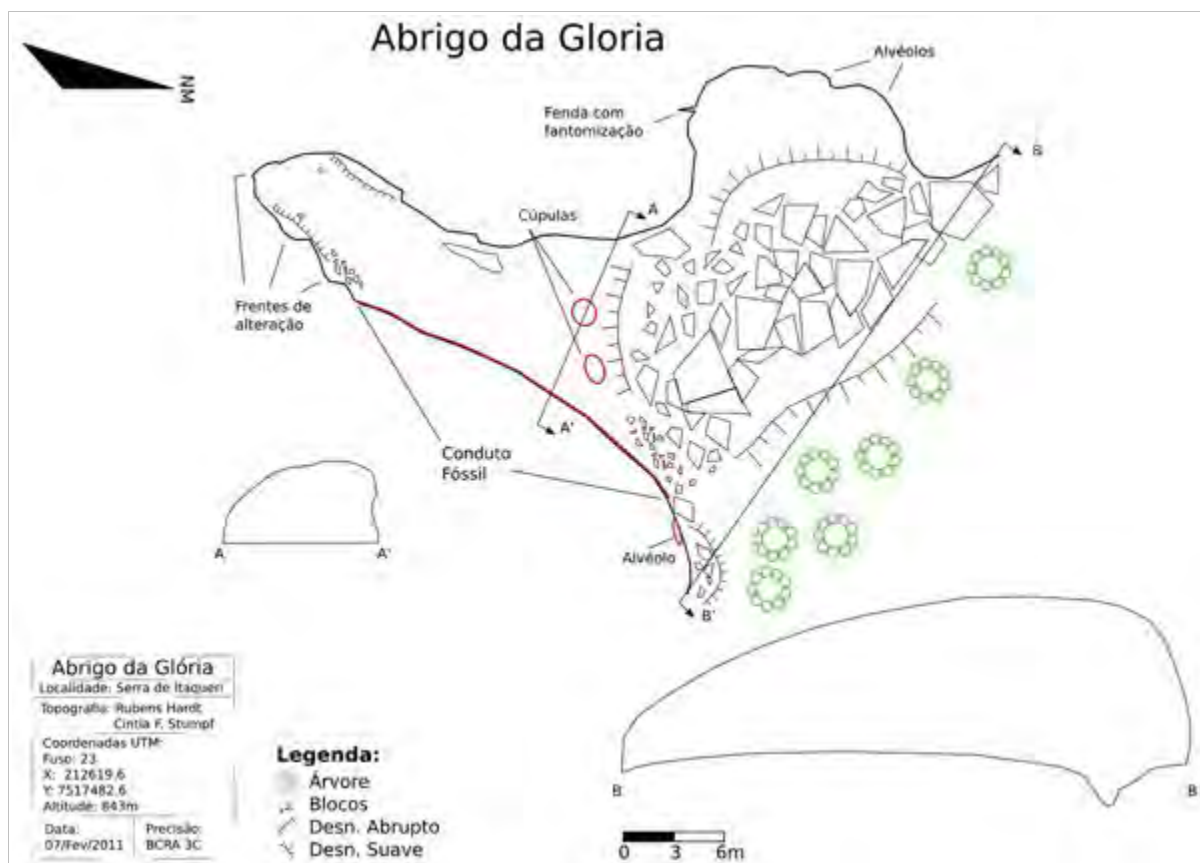


Fig. 3.8 Abrigo da Glória.

Ce début d'organisation apparaît également dans la *Gruta do Fóssil*, mais le conduit est peu évolué et de petite taille (moins de 10 cm). Toutefois, ces indices suggèrent que le karst commençait à se structurer lorsque les eaux ont quitté le système, le fossilisant.

Une autre caractéristique notable de cette grotte sont les fissures avec un matériau altéré et plutôt friable, indiquant un processus de fantômatization (Quinif, 2010). La présence d'alterite dans différents stades de développement, indique que l'évolution du karst dans la région est due à l'altération de la roche, et au compactage ultérieur du matériau altéré, comme décrit par Rodet (1996) (fig. 3.9).



Fig 3.9 Altération de la roche (fantômatisation).

Alors que la plupart des grottes dans la région présente des dimensions réduites des salles, la *Gruta Boca do Sapo* offre le plus grand volume connu dans la région. Il se compose de plusieurs alvéoles de dimension métrique à décamétrique, coalescents et formant trois grandes salles.

La salle d'entrée est la plus grande, mais ses dimensions, associées à des diaclases, a provoqué l'effondrement de plusieurs blocs du plafond, épargnant seulement les parois latérales qui témoignent de l'emprise de la salle à son origine. Dans la paroi latérale, trois

grandes alvéoles, et d'autres plus petites, peuvent être identifiées, qui indiquent que les dimensions ont été conservées et que le processus de coalescence continue d'intercepter d'autres vides. Encore une fois, la croûte sur les parois est un indicateur important de l'équilibre mécanique de la forme.

Les salles résultent généralement de la coalescence d'alvéoles de grande dimension. Dans ces salles, on observe un sol plat, avec de rares blocs et des sédiments fins, ce qui indique qu'ils n'ont pas subis d'effondrement et sont des pièges à sédiments. Par conséquent, c'est un indicateur de la migration des eaux en direction opposée à celle de l'entrée, renforçant l'hypothèse que les entrées qui aujourd'hui permettent l'accès à l'intérieur des grottes sont des événements plus récents que les grottes elles-mêmes, résultant de l'évolution de la cuesta qui a recoupé le vide pré-existant.

3.2.2 Chapada dos Guimarães: du polje au rio

La région appelée "Chapada dos Guimarães" est un plateau de grande extension, constitue la limite nord-ouest du bassin sédimentaire du Paraná. La zone inclut l'ensemble morphostrutural des bassins sédimentaires et des couvertures associées, situé dans le sud-est de l'État du Mato Grosso. Cette unité est l'interfluve des eaux entre le bassin amazonien au nord et le bassin du Paraná au sud. Prédominant des reliefs avec des sommets aplanis et des altitudes entre 600 et 850 m. Il s'agit d'un ensemble de blocs en plateau, dégagés de dans la couverture sédimentaire paléomésozoïque, avec une prédominance de roches gréseuses jusqu'aux plus récentes, avec des couvertures détritico-latéritiques et des dépôts alluviaux, et par endroits, des intercalations de coulées basaltiques de la formation Serra Geral. La limite sud, où se situe la zone d'étude, est le contact entre la dépression cuiabana et le plateau, constituant l'escarpement de cuesta connu localement comme "cuesta du Caiapó" (Vasconcelos, 2005).

La zone d'étude se situe dans la partie nord-ouest de ce plateau, qui est appelée "Planalto do Casca" où se situent les sources des rios Cascas, Manso et Quilombo, tous affluents du rio Cuiabá. Dans ce secteur, se développent des collines tabulaires et convexes, dégagées dans les grès des formations Vila Maria et Alto Garças, ainsi qu'à l'extrémité nord-ouest, dans les roches du groupe Cuiabá. A l'intérieur, il y a des reliefs résiduels à sommet plat, au même niveau topographique que la *Chapada dos Guimarães*. La surface du sommet de la Chapada se développe dans les grès du Groupe Bauru, recouverts d'un matériel essentiellement argileux, rougeâtre, avec des épaisseurs allant de 20 à 30 m (Vasconcelos, 2005).

Dans ce secteur, l'érosion a formé des amphithéâtres, à fond plat et limité par des crêtes topographiques jusqu'à 30 m de hauteur. Ces escarpements intérieurs sont liés à la couche supérieure sablo-argileuse, avec développement d'une croûte ferrugineuse à l'intérieur.

La coalescence de ces amphithéâtres a conduit à la formation, dans divers secteurs, d'une ligne d'escarpement, qui occupe une grande partie de la surface du revers de cuesta, avec des buttes-témoins de petite dimension.

Le choix de cette zone d'étude est liée au développement de la principale grotte de la région, la deuxième plus grande du Brésil dans les grès. Elle s'appelle Aroê-Jari, ce qui en langue indienne signifie «Demeure des âmes». Il y a d'autres petites grottes comme, *Kiogo-Brado* (qui signifie "nicher à oiseaux»), et la *Lagoa Azul* (Lac Bleu), et d'autres moins développées. Bien que régionalement il y ait d'autres exemples de grottes et de formes karstiques, la concentration et l'importance des formes justifient l'analyse détaillée de ce secteur.

Des unités géologiques définies par Milani *et al.* (1994), sur le territoire mato-grossense, affleurent les séquences suivantes, à partir du socle : Cambrien, Ordovicien, Silurien et Dévonien, avec des affleurements du Groupe Cuiabá, Granito Saint-Vincent, Arenito Campo Verde, Groupe Rio Ivaí et Groupe Paraná.

Concernent cette étude, les formations Alto Garças (inférieur) et Vila Maria (supérieur), dans lesquelles se développent les phénomènes karstiques. La formation Alto Garças, définie par Assine *et al.* (1994), est représentée à sa base par des faciès de conglomérat massif, et au sommet, par un faciès de grès massif, grès à lamination plano-parallèle en couches tabulaires et des grès à *Skolithos linearis* (icnofacies *Skolithos*), interprétés comme le registre d'un système marin peu profond, selon Moreira & Borghi (1999).

Ces fossiles ont été identifiés comme caractéristiques de la formation Alto Garças dans la Chapada dos Guimarães, se développant normalement en concentration dense habituellement désignée comme "piperock", laquelle présente un aspect percée de tubes dans le grès qui la contient, selon Borghi et Moreira (2002). La formation Vila Maria a été définie par Faria (1982, in Borghi & Moreira, 2002), comme composée d'une succession de diamictites, de feuilletés et de grès qui affleurent dans le hameau éponyme, dans l'Etat voisin de Goiás. Elle est datée du Silurien inférieur, à partir de palinomorphes (Borgi & Moreira, 2002).

Elle est constituée, de la base au sommet, d'une succession de conglomérats à stratification entrecroisée d'un système fluvial; de conglomérats et de grès intercalés de grès en couches tabulaires et de grès à *Arthropycus alleghaniensis* (icnofacies *Cruziana*), d'un système marin rudáceo peu profond, de feuilletés à *Chondrites isp.* et *Teichichnus isp.*, mais aussi de l'icnofaciès *Cruziana*, de grès à lamination croisée chevauchante et de diamictites d'un système fluvio-marin, et de grès en couches tabulaires à stratification croisée ou à lamination croisée ondulée, de grès et feuilletés intercalés en couche flaser, wavy et linsen, de grès à *Arthropycus alleghaniensis* et *Palaeophycus isp.* (Icnofaciès *Cruziana*), et de grès à *Skolithos linearis* (icnofaciès *Skolithos*) dans un système marin peu profond sableux (Borghi

& Moreira, 2002). Il est positionné sur la formation Alto Garças, en discordance érosive et sur les conglomérats de la formation Furnas en apparente discordance angulaire (Borghi & Moreira, 2002).

Géomorphologiquement, la zone d'étude est positionné sur le revers de cuesta, où les escarpements intérieurs, de jusqu'à 30 m de hauteur, isolent vallées et buttes-témoins. C'est dans ces escarpements que l'on trouve les grottes et sur la roche affleurante de ces escarpements, ou leur formes résiduelles, on observe les formes de l'exokarst (fig. 3.10).

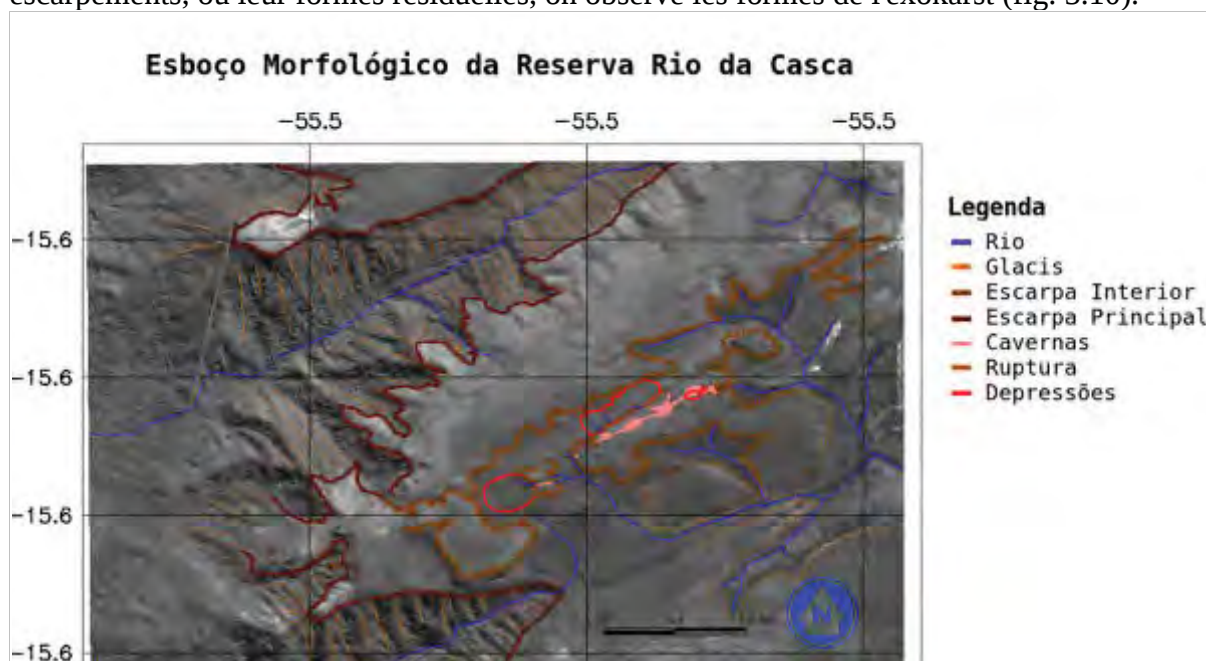


Fig. 3.10 Schéma géomorphologique avec les principaux reliefs karstiques. Préparé avec l'utilisation du SIG.

Le karst de la Chapada dos Guimarães: Le développement des conduits.

Les formes de surface du karst de la Chapada dos Guimarães sont évoluées, présentant en particulier, des ensembles de kamenitza développées et interconnectées, formant des systèmes de concentration des eaux qui se dirigent vers les parties basses du relief, alimentant le sol d'une façon concentrée ou encore, parmi les fragments de roche, pouvant alimenter l'endokarst ponctuellement.

Les kamenitza identifiées varient de quelques centimètres à des dimensions métriques, mais l'une d'elle dépasse 3 m. Les plus petites sont souvent mal formées, comme à un stade initial de développement, avec des bords et un fond irréguliers. Les plus grandes sont toujours bien formées, avec un fond plat, qui peut contenir des sédiments piégés surtout quand le relief est plus élevé autour, et une bordure verticale, avec la formation caractéristique d'un visor latéral. Souvent elles s'ouvrent en direction du gradient hydraulique le plus proche, en développant un système de kamenitza associées, en différents niveaux, les niveaux supérieurs alimentant celles des niveaux inférieurs. En saison des pluies, il est possible d'en observer plusieurs remplies d'eau.

Une autre forme caractéristique de l'exokarst local, est appelée "Casco de Tartaruga" (carapace de tortue) ou "Casco de Tatu" (carapace de tatou) au Brésil, selon la région. Il s'agit de cassures polygonales, généralement régulières, qui se forment à la surface de certaines roches, et qui ne sont pas liées à la structure, bien que dans certains cas elles sont adaptées à celle-ci. Elles sont appelées "fissuration polygonale" (polygonal cracking) dans la littérature internationale (Branagan, 1983 ; Twidale & Romani, 2005), mais aussi "pavage thessalonique" (tessellated pavements), en particulier sur des surfaces planes. Branagan (1983) présente une grande révision à propos de ses origines et de la variété, en particulier dans le grès, tandis que Twidale & Romani (2005) examinent les processus de formation dans le granite (fig. 3.11).



Fig. 3.11 Carapace de tortue

A partir de nos observations de terrain, nous pensons que, dans les cas observés, tant dans ce site qu'ailleurs, l'hypothèse de formation la plus probable est associée à un développement sous couverture, par la migration de fluides vers l'intérieur de la roche mais aussi de l'intérieur vers à la surface, en fonction des saisons sèches et humides.

Plusieurs types de lapiaz sont observés dans la région. Ce sont des formes de surface, éventuellement formées directement dans la roche, ou sous une couverture pédologique, et se retrouvent exposées après l'évacuation de cette couverture. Localement, on note des variétés de lapiaz, les plus significatives étant les formes pointues (spitzkarren), les cavernes (pitkarren), et les canaux de dissolution arrondis (Grikes) (Jennings, 1985 ; Veress, 2010).

Mais l'élément le plus important du karst de surface sont les anciennes dépressions, qui sont aujourd'hui recoupées par l'évolution du relief, mais on peut démontrer, grâce au visor latéral, au fond plat argileux et aux traces d'un ancien remplissage sur les parois latérales,

qu'elles étaient fermées, avec un lac à l'intérieur (fig. 3.12).

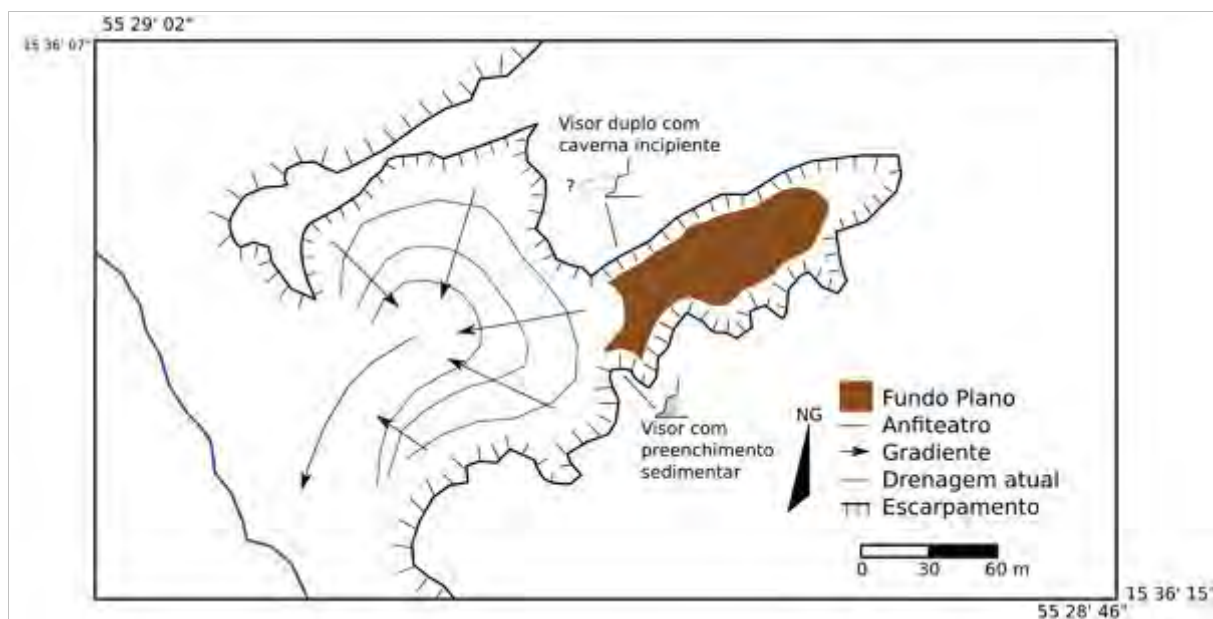


Fig. 3.12 Exemple d'une ancienne dépression

Dans les parois rocheuses des ces anciennes dépressions, on peut identifier des tentatives d'ouverture avec la formation de conduits naissants et de cavités sans organisation, mais avec un sens de l'écoulement différent de celui du drain actuel, indiquant que le gradient hydraulique d'alors s'est modifié. Reliées entre-elles, elles permettent le passage d'un niveau supérieur à un niveau inférieur, selon un schéma identique aux ensembles de kamenitza. Leurs caractéristiques génétiques les assimilent à des poljes plutôt qu'à des dolines, bien que leur dimension soit moindre que celle d'un polje, si l'on se conforme aux descriptions de la littérature classique (Sweeting, 1972 : p. 193 ; Gams, 1977 : p. 201 ; Jennings, 1985 : p. 124). Toutefois, définir des formes à partir de caractéristiques descriptives est arbitraire, et les formes du relief devraient être définies en fonction des processus génétiques, indépendamment de facteurs tels que la "dimension".

Ces formes, associés à la présence d'arches (forme résiduelle d'une ancienne galerie) et d'une grotte sans toit, démontrent que le karst évolue depuis des époques anciennes, car ces formes, déconnectées du système actuel, sont semblables à celles encore actives aujourd'hui. Il s'agit d'un paléokarst.

On trouve dans le secteur deux ensembles de dépressions fermées, au contenu réduit en eau aujourd'hui en raison de l'évolution du front de cuesta, mais avec des éléments qui résultent une capacité de réservoir plus importante antérieurement. Il s'agit de formes semblables à celles décrites dans le paléokarst, avec un fond relativement plat et un visor latéral, interconnectées par la grotte Kiogo-Brado.

En raison des caractéristiques décrites, on peut attribuer le terme de "polje" à ces dépressions, car si leur dimension est inférieure à celles des descriptions classiques, elles

offrent les mêmes critères génétiques et de fonctionnement.

Tant la grotte Kiogo-Brado que la grotte Aroê-Jari, sont des percées à travers le massif, reliant les dépressions entre-elles (cas de Kiogo-Brado) ou avec l'incision du rio en aval (cas de Aroê-Jari aujourd'hui). Il n'existe pas d'éléments probants pour définir comment était la résurgence dans le passé, mais il y a deux possibilités : 1- il y avait une vallée: dans ce cas, l'ouverture de Aroê-Jari est postérieure à celle de Kiogo-Brado, ou 2- il y avait un troisième polje : dans ce cas, l'ouverture de Aroê-Jari peut avoir été simultanée, antérieure ou postérieure à celle de Kiogo-Brado.

Il s'agit de grottes de grand volume, pouvant dépasser dix mètres de hauteur, avec de gros conduits, démontrant une capacité de drainage supérieure à l'actuelle. La grotte Kiogo-Brado s'étend sur 210 m, tandis que la grotte Aroê-Jari se développe sur environ 1.500 m de conduits, la percée principale étant de l'ordre de 1.000 m. Elles sont alimentées par les dépressions fermées décrites précédemment, qui fournissent de l'eau qui aujourd'hui coule dans les conduits. L'organisation globale offre d'amont en aval, 1- une petite dépression fermée de dimension modeste (environ 45.300 m²), 2- la grotte Kiogo-Brado, 3- une dépression fermée de plus grande taille (environ 150.000 m²), 4- la grotte Aroê-Jari, et 5- l'écoulement d'eau qui forme un petit ruisseau qui s'associe à d'autres pour former le Rio da Casca. Antérieurement, ces débits étaient plus importants, en accord avec une estimation basée sur les images satellite et les travaux de terrain (fig. 3.13).

La Grotte Kiogo-Brado constitue une galerie-tunnel, plus haute que large, qui montre des indices de plusieurs phases de développement. Elle offre une évolution complexe. Dans un premier temps (phase I), s'établit un ensemble de fronts d'altération tentant de traverser le massif qui sépare le polje supérieur du polje central. Cette jonction (phase II) se réalise dans le niveau supérieur de la grotte actuelle, comme le démontrent les nombreux conduits d'introduction sans issue, suspendus dans le porche amont, alors qu'il n'y a qu'une seule et unique sortie karstique à l'autre extrémité. La traversée est le résultat de la progradation de plusieurs tubes du karst d'introduction avec un front d'altération progressif, sans dynamique érosive et avec un stockage des altérites.

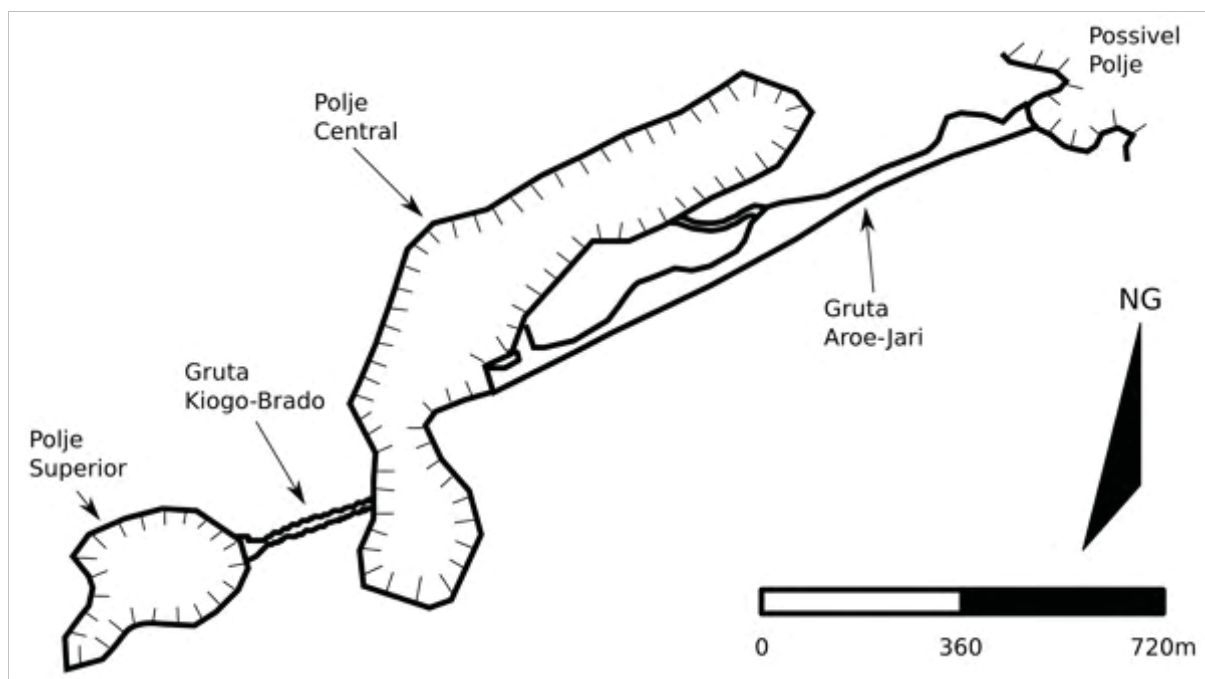


Fig. 3.13 Ancien aspect du relief.

La percée du massif permet que les eaux du polje supérieur alimentent le polje central. Cependant, le drain n'a pas toujours pu évacuer sans retard le flux, générant une rétention des eaux et donc une réduction du potentiel de transport (énergie mécanique), entraînant une sédimentation de matières en suspension, et donc d'une dynamique paragénétique dans la partie sommitale du drain de la grotte Kiogo-Brado, évolution attestée par les dépôts-témoins observables au plafond et le haut des parois du conduit (phase II) (fig. 3.14).



Fig. 3.14 Exemple de conduit d'introduction et du remplissage du plafond.

Puis le polje central s'ouvre dans son extrêmité sud-ouest, capturé par l'incision de la vallée vers le sud, qui induit un fort gradient hydraulique. La grotte Kiogo-Brado connaît alors une descente rapide de son niveau d'écoulement, que traduit le creusement du canyon souterrain (dynamique syngénétique), souligné par les lignes d'érosion sur les parois (phase III). Le niveau altimétrique du canyon souterrain, inférieur à celui du polje central, démontre que le surcreusement de la grotte Kiogo-Brado est dû à la capture du polje central par l'incision de la vallée vers le sud.

La dernière étape de l'évolution de Kiogo-Brado correspond à l'ouverture du polje supérieur (phase IV), capturé par le recul du front de cuesta, et donc à une réduction drastique du volume des eaux qui transitent par la galerie souterraine. Il en résulte l'incision d'un petit canyon plus étroit (incision basale - situation actuelle). Avec le fort gradient hydraulique de la vallée vers le sud, résultant de la proximité du front de cuesta, la base de la grotte Kiogo-Brado est aujourd'hui à une altitude inférieure à celle des autres grottes, car son drainage, au lieu d'alimenter le polje central, s'écoule en dehors.

La grotte Aroê-Jari se compose d'un conduit principal qui traverse le massif, en accompagnant deux ensembles de fractures parallèles. Dans la zone centrale se connecte un affluent qui draine lui-aussi les eaux du polje central. Dans cette zone centrale, on observe des galeries non drainées, et la coalescence de certaines d'entre-elles, permettant l'ouverture d'une grande salle (fig. 3.15).

L'ouverture de Aroê-Jari s'est réalisée d'une manière similaire à celle de Kiogo-Brado, avec plusieurs fronts d'altération individualisés et parallèles se développant dans le massif, vers l'aval, jusqu'à ce qu'une connexion se réalise et capture les eaux des autres fronts (phase I). Se développe alors une phase de coalescence des conduits parallèles (prouvée par le pilier-témoin dans le conduit principal) et de capture et de convergence des conduits latéraux vers le drainage principal (phase II). Par conséquent, la progression, vers l'aval, du front de ces galeries parallèles cesse, laissant en évidence les altérations dans les parois, des conduits et des salles-réservoirs (fantômisation), aujourd'hui non fonctionnels.

Le salon du Chuveirinho, où chutent probablement les eaux provenant des dolines de Aroê-Jari Supérieur, présente également une grande accumulation de sédiments, peut-être apportés depuis les dolines de Aroê-Jari Supérieur, provoquant un nouvel endiguement servant de piège sédimentaire entre le Salon Central et la résurgence.

Cet ensemble de facteurs, liés à l'ouverture, par capture, du polje central, qui a permis une réduction spectaculaire de l'alimentation en eau de la grotte Aroê-Jari, explique la phase actuelle de sédimentation à l'intérieur de la caverne, par l'apport de sédiments de l'extérieur, mais aussi par l'incapacité du flux de les transporter.

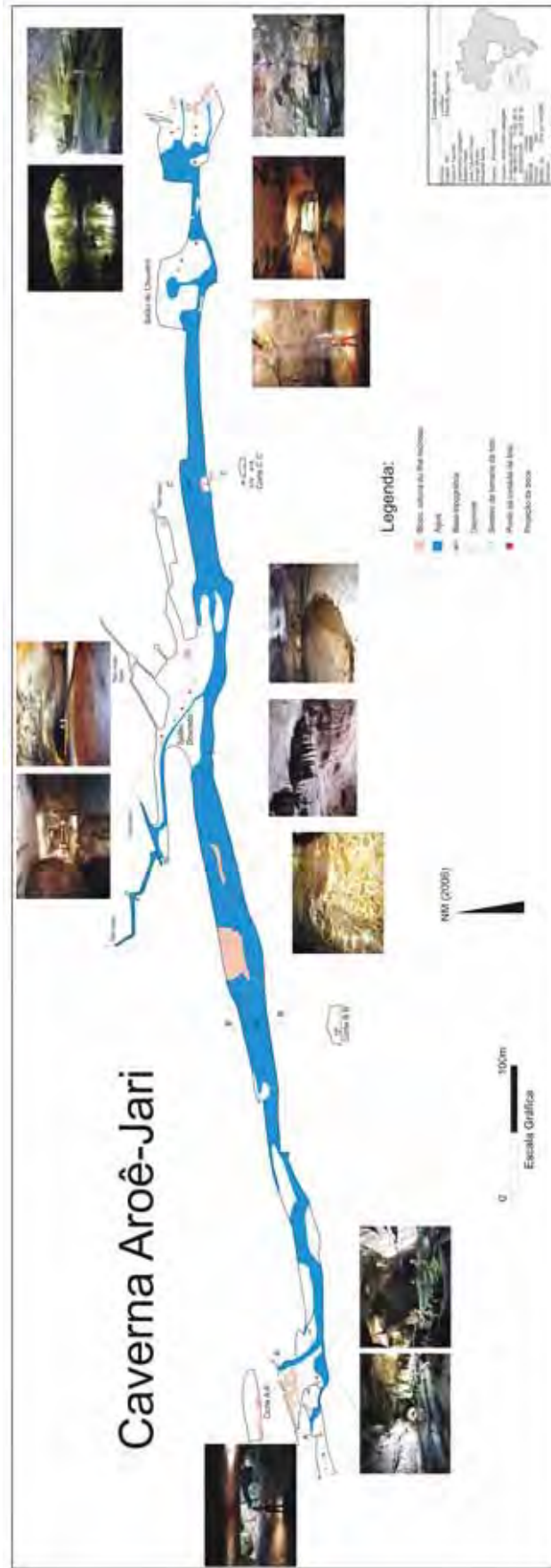


Fig. 3.15 Grotte Aroê-Jari

La grotte Aroê-Jari Supérieur est aujourd'hui un point de concentration des eaux lié à une nappe de sub-surface, qui s'écoule vers les dolines autour de la grotte. Une fois concentrées, ces eaux progressent et débouchent dans la grotte Aroê-Jari, car il y a pas d'autre résurgence dans le massif, et la position de cette grotte correspond à l'alignement avec le Salon du Chuveirinho.

La grotte Lagoa Azul et les Três Marias, à l'intérieur du polje central, illustrent probablement des tentatives de traversée du massif, comme la grotte Aroê-Jari. Après leur fossilisation, elles ont été modifiées et intégrées dans l'évolution récente des vallées périphériques.

La grotte Lagoa Azul montre elle-aussi, une inversion de l'écoulement, servant actuellement de source à un petit cours d'eau qui s'écoule vers la vallée qui a capturé le polje central, vers le sud. Les grottes Três Marias sont actuellement fossiles, mais elles se développent à un niveau altimétrique inférieur à celui de la Lagoa Azul, car avec le creusement de la vallée de capture au sud, elles se sont déconnectées de l'aquifère du polje central, qui aujourd'hui affleure à l'intérieur de la Lagoa Azul et dans la dépression résiduelle qui alimente la grotte Aroê-Jari.

La grotte Lagoa Azul présente aujourd'hui une déclivité de la partie inondée, vers le sud, ce qui peut souligner une adaptation en cours liée à l'approfondissement de la vallée au sud.

Ces considérations sur l'évolution de chaque grotte, nous permettent d'élaborer un modèle d'évolution du système (tableau 1 et fig. 3.16).

Tableau 1: Comparaison schématique de l'ouverture des poljes supérieur et central

Du polje supérieur vers le polje central (connexion par Kiogo-Brado):	Du polje central vers l'aval du complexe (connexion par Aroê-Jari)
I – Introduction progressive de quelques fronts d'altération, primokarst.	I – Introduction progressive de quelques fronts d'altération, primokarst.
II – Connexion hydrokarstique – évolution paragénétique.	II Connexion hydrokarstique (phase paragénétique), concentration des eaux, calibrage du conduit principal
III - Abaissement du niveau de base, capture du polje central (ouverture), évolution syngénétique.	III – capture du polje central, fossilisation, drainage réduit, grande galerie remplie de sédiments.
IV – Fossilisation, capture du polje supérieur, réduction de l'incision basale.	

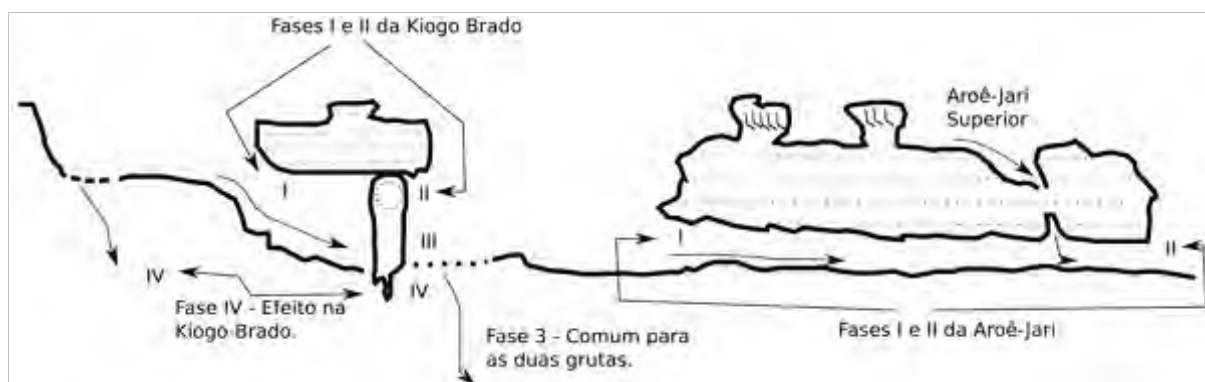


Fig. 3.16 Modèle d'évolution du système.

S'agissant d'un karst actif, ont été faites des mesures du pH et de température dans plusieurs grottes. Les valeurs de pH varient de 5,1 à 6,1. Les températures varient de 17,9°C à 22,7°C. Ces mesures renforcent l'hypothèse que la dissolution chimique de la silice dans ces environnements est liée, principalement mais pas exclusivement, à la présence des acides organiques provenant de la couverture végétale.

Ce karst est sans aucun doute le plus complet parmi ceux étudiés, présentant une variété de formes et de processus qui évoluent tout au long du temps, révélant que la région développait déjà un système karstique dans le passé, illustré par les fragments relictés dans les parties hautes du relief. L'évolution actuelle est complexe, avec un système bien développé, basé sur plusieurs fronts de progradation au sein du massif, qui s'intègrent quand une connexion s'établit, et les changements récents apportés par l'évolution du front de cuesta, qui en s'approchant de la zone, capture les drains et cause d'importants changements dans le système.

3.2.3 Fontainebleau: l'expression de surface développée

Le massif de Fontainebleau est un complexe qui enveloppe un relief cuestiforme dans des roches de l'Eocène au Miocène, exposées, érodées et travaillées par les processus de météorisation principalement durant le Quaternaire. Le massif est couvert par une végétation dense (forêt), et avec des conditionnants structuraux bien définis. Du point de vue hydrologique, l'alternance de strates de roches perméables et imperméables détermine différents aquifères (Labourguigne & Turland, 1974).

De nombreux drainages secondaires (affluents) ont leur source dans le massif de Fontainebleau, où le gradient hydraulique et la porosité de la roche concourent pour organiser le drainage, avec des chenaux s'établissant, notamment au début, sous le contrôle structural WNW-ESE, puis migrant peu à peu vers le Nord (gradient hydraulique).

Géologiquement, c'est au Stampien que se produit une importante transgression

marine qui recouvre toute la région et dépose les grès de Fontainebleau. Un golfe marin occupe le centre du bassin parisien, avec des ouvertures vers la Manche et l'Atlantique. L'origine des grains de sable provient, notamment, de l'érosion des granites du Massif Central, au sud. Dans la mesure où les dépôts sont formés, les zones émergées ont été remaniées par le vent. Par la suite, une partie des sables a été consolidée par la circulation des eaux dans le niveau supérieur de la nappe phréatique (Michel, 2005). Au Stampien supérieur, la mer se retire, et l'installation d'un régime lacustre permet le dépôt des calcaires d'Etampes.

Les grès de Fontainebleau constituent une couche géologique qui s'étend sur le centre du Bassin Parisien. Elle peut atteindre 60 m d'épaisseur par endroits. Les grès affleurent dans de vastes zones, et constituent le sous-sol de la forêt de Fontainebleau. Il s'agit d'un grès siliceux, homogène et très pur, dans certains cas jusqu'à 99,9 % de silice. Souvent il présente une couleur rougeâtre due à la présence d'oxyde de fer. Au microscope, il présente une forme polie et brillante, associée au transport en milieu aquatique. Près du sommet de la couche, les grains rayés indiquent un transport et un dépôt par le vent. Ils contiennent peu de fossiles, liés à un environnement marin peu profond, mais permettent la datation de la couche à 35 millions d'années.

Entre la fin de l'Oligocène et l'Actuel, la région est soumise à l'érosion, qui conduit, d'abord à la fragmentation du Calcaire de Brie. A partir du Pliocène et en particulier durant le Quaternaire, se réalise l'ouverture des vallées se traduisant par la morphologie connue aujourd'hui. Les périodes les plus calmes produisent l'alluvionnement des cours d'eau, entraînant d'importants dépôts de matériaux, dont les différents terrasses sont les témoins.

Le plateau de Fontainebleau est une ancienne surface de aplanissement qui tronque différentes strates rocheuses. Grâce à un processus de silicification du relief, il résiste à l'érosion, permettant, lors du creusement des vallées, une inversion du relief. Cette inversion permet aux parties basses de l'ancienne surface d'érosion, de se retrouver en relief par rapport à la topographie actuelle, permettant une lente migration des eaux souterraines d'un niveau plus élevé vers le niveau bas actuel, tandis que plusieurs processus géochimiques agissant sur la roche, génèrent la migration de la silice, provoquant le développement de conduits horizontaux associés à un flux latéral vers le niveau de base local, et des conduits verticaux associées à l'abaissement de la nappe phréatique, qui capturent les niveaux phréatiques supérieurs au profit du niveau de base inférieur.

Actuellement, le relief se définit comme un plateau au-dessus d'une surface rabaissée, et la connexion du plateau avec la surface basse se fait de forme abrupte, par des escarpements, avec accumulation de blocs à la base des versants (fig. 3.17). C'est dans les formes résiduelles du plateau, ou dans les affleurements sommitaux, que se trouvent les témoins d'une évolution endokarstique ancienne, et sur le massif rocheux, les évidences de la karstification superficielle actuelle ou sub-actuelle.

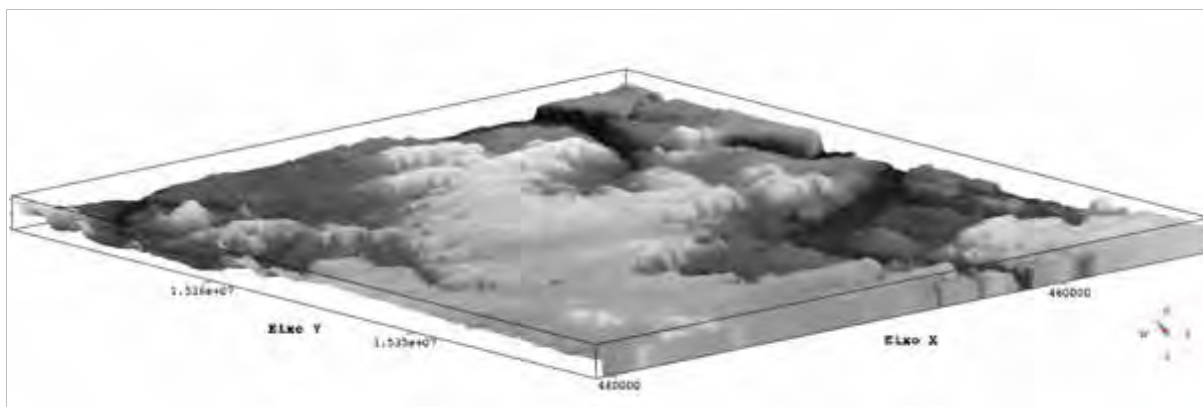


Fig. 3.17 Le massif de Fontainebleau.

On observe très fréquemment, des kamenitza, démontrant que le processus de karstification est toujours actif en surface. Quelques ensembles de kamenitza montrent une évolution complexe du système de drainage superficiel, ce qui peut aider à comprendre la formation de grandes dépressions fermées.

Les connexions entre les conduits supérieurs et les conduits inférieurs, montrent le sens de l'écoulement et diverses captures soulignant l'évolution du réseau inférieur, selon une dynamique syngénétique. Ces migrations des points hauts vers le bas dans le même massif rocheux, démontrent que le système s'est adapté à l'abaissement du niveau phréatique, en accord avec le creusement des vallées.

Au sommet du massif, des formes de dissolution dans les affleurements ont été observées. Ces formes, d'origine chimique, indiquent que la karstification de surface reste active. Les formes les plus communes sont les kamenitza, mais on observe aussi le développement de pavages thessaloniques, et des microformes de dissolution. Les alvéoles apparaissent dans certaines zones, et exceptionnellement des lapiaz peu développés.

On observe encore des dépressions, qui semblent être d'authentiques dolines. La présence de la couverture neigeuse pendant le travail de terrain, peut avoir dissimulé des évidences qui pourraient effacer ce doute.

La Roche au Diable présente un ensemble très significatif de drains et de formes d'adaptation aux modifications de drainage d'un ancien niveau phréatique (fig. 3.18).

Dans certains massifs rocheux, l'organisation des alvéoles, des drains verticaux et horizontaux, et des formes d'adaptation, indique une évolution complexe accompagnant l'abaissement du niveau de base. Près de la Grotte Béatrix, ont été observées en surface, des kamenitza bien formées, arrondies ou allongées, avec leur visor périphérique. On trouve également dans ce secteur, certains lapiaz semi-arrondis. La nature de la roche peut expliquer les différences observées par rapport au lapiaz typique des calcaires.

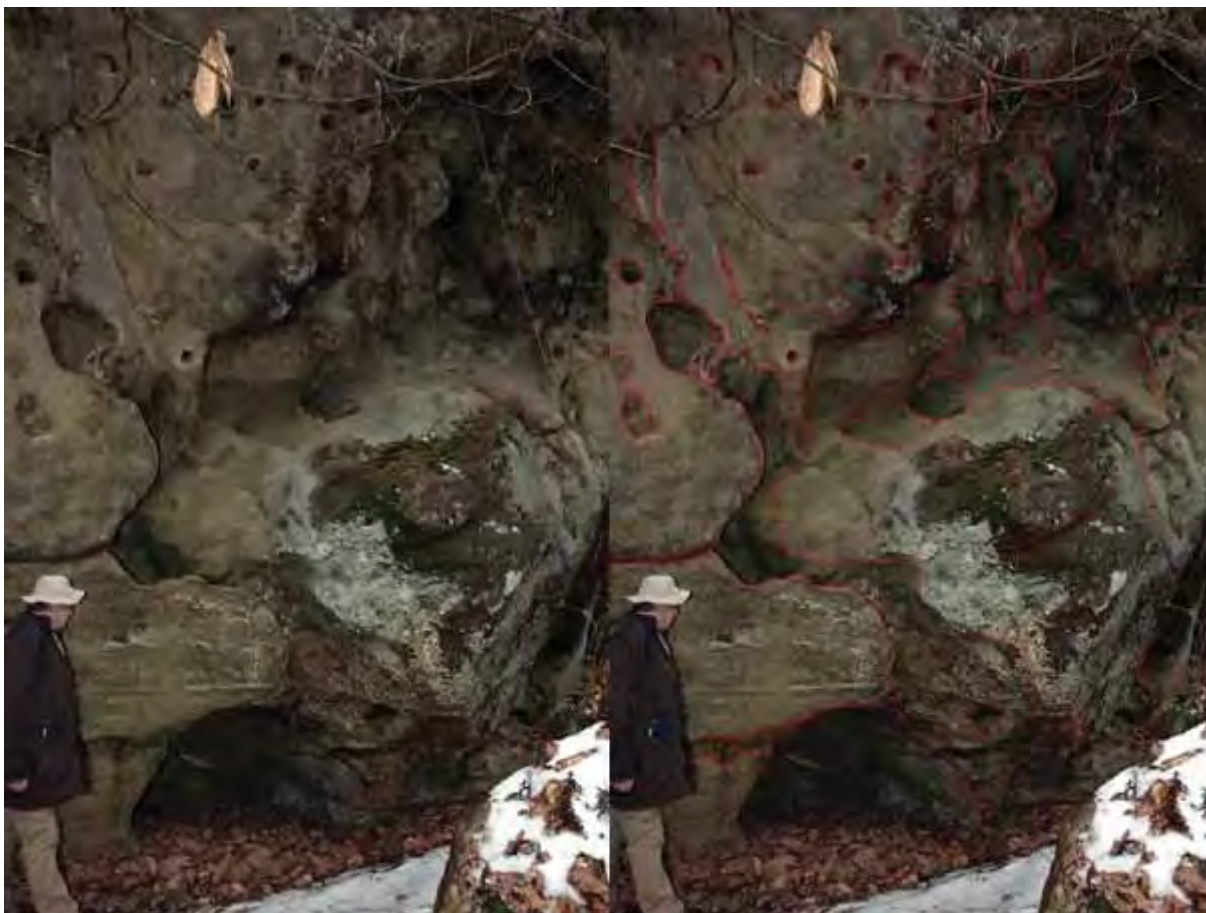


Fig. 3.18 La Roche au Diable. Drains et formes d'adaptation aux modifications de drainage (en rouge).

A Franchard, un impressionnant lac karstique, qui pourrait bien être appelé kamenitza, ne fusse sa taille, démontre un processus de dissolution actif dans les affleurements. Au Mont Ussy, on retrouve des conduits circulaires, horizontaux et verticaux, apparemment caractéristiques de toute la région, mais on retrouve aussi de beaux exemples d'alvéoles en "honey combs" et les pavages thessaloniques.

A Barbizon, les conduits verticaux et horizontaux, avec leurs formes d'adaptation, sont présents dans des massifs rocheux. En surface se développent de véritables systèmes de kamenitza hiérarchisées jusqu'à cinq niveaux, celles en amont alimentant celles en aval. Elles sont actives, concentrant l'eau de pluie et de neige fondue, et la dirigeant vers des points spécifiques dans le sol. Dans la zone déprimée, on trouve "l'Eléphant", un célèbre rocher touristique, avec une des plus importantes manifestations de pavage thessalonique dans la région (fig 3.19). Localement, ces ensembles polygonaux sont appelés "peau d'éléphant" rappelant un peu les "carapaces de tortue" du Brésil, mais les polygones sont plus petits.



Fig. 3.19 L'Eléphant, avec de pavage thessalonique.

Quant à l'endokarst, il se montre dispersé et inactif. A Nemours, la grotte des Troglodytes présente quelques formes de dissolution et des mécanismes de descente des niveaux supérieurs par capture, mais sous forme résiduelle. La décompression de la roche, induite par le creusement de la vallée, crée des ruptures et le démantèlement du massif. Son origine peut ne pas être due uniquement à l'activité chimique.

La grotte Béatrix se trouve dans la crête du massif, et est, elle aussi, suspendue au-dessus de l'aquifère. L'intérieur de la grotte présente un conduit près du sol, vers l'axe de la salle, qui est caractéristique de processus de dissolution sous forme de trois (ou plus) alvéoles reliées. Bas de plafond, plus large que haut, il est estimé à plus de 4 m de longueur. Le plancher est constitué de sédiments sableux. Le toit de la salle principale est fortement fracturé, peut-être fragilisé par la pénétration de l'eau et du gel. Plusieurs stalactites de glace ont été observées au droit des fissures de la voûte, pouvant soumettre la roche à un "stress" mécanique, qui éventuellement finira par entraîner la chute du plafond. Cela semble être la situation de la zone centrale en face de la grotte, où apparemment il y avait un salon dont le toit se serait effondré en blocs fragmentés.

La grotte des Brigands est le meilleur exemple d'une évolution complexe, en passant par une phase phréatique, et au moins deux phases vadoses, évoluant syngénétiquement du niveau phréatique à l'écoulement vadoses, comme démontré par la caractéristique forme en "trou de serrure". À la base de la grotte, tant dans le conduit que dans les salles, est nettement inscrite une phase de stabilité du niveau phréatique, avec le développement d'un visor

périphérique (fig 3.20).



Fig 3.20 La grotte des Brigands

La zone d'étude, cependant, n'a pas livré de résurgence active, ce qui suggère que le développement de l'endokarst est antérieur à l'Actuel.

3.2.4 Campos Gerais (Paraná) : un karst structural

La zone d'étude, dite des "Campos Gerais", est une petite partie du dénommé "Deuxième Plateau Paranaense", située dans le centre-est de l'Etat du Paraná, près de la ville de Ponta Grossa. Dans le contexte du bassin sédimentaire du Paraná (Milani *et al.*, 1994), la zone d'étude est située dans le flanc sud-ouest de l'Arc de Ponta Grossa, un arc sous la forme d'une grande structure avec un axe incliné vers le nord-ouest, actif depuis le Paléozoïque avec l'apex de l'activité tectonique au Mésozoïque. Affleurent dans la région, le Groupe Itararé (Carbonifère-Permien), la formation Ponta Grossa (Dévonien) et la formation Furnas (Dévonien), selon Melo (2006).

La formation Furnas est caractérisée par une homogénéité lithologique marquante, étant représenté par un grès blanc à jaunâtre, kaolinique, moyen à grossier, parfois conglomératique, montrant des stratifications croisées d'un environnement fluvial. Cette unité évolue graduellement vers la formation Ponta Grossa.

La formation Ponta Grossa se compose de schiste, schiste silteux, de siltes et de grès avec des marques ondulées et souvent bioturbées, indiquant la prédominance des conditions marines confirmée par sa teneur en fossiles (Milani *et al.*, 1994; Schobbenhaus *et al.*, 1984).

Le groupe Itararé présente une grande diversité lithologique, prédominée, selon Schobbenhaus *et al.* (1984), par les clastiques grossiers qui sont présents tout au long de la

section. Les variations latérales de faciès sont une des caractéristiques les plus frappantes de cet ensemble sédimentaire. Les diamictites passent latéralement à des schistes varviques, à des rythmites et des grès.

La zone d'étude est une région vallonnée, avec des collines-témoins soutenues par des grès, avec des sommets aplanis entre 850 et 1100 m d'altitude. Elle présente une pente légère et constante vers l'ouest, formant un relief de cuesta (Melo, 2006). Près de l'escarpement dans le Dévonien, des canyons, des versants abrupts et verticaux sont fréquents. La région de Vila Velha est un relief d'exception, ruiniforme, composé de buttes-témoins structurées par des couches plus résistantes du Grès de Vila Velha, et sculptées par l'érosion (Melo, 2006). Ce secteur, les furnas du Parc de Vila Velha, les furnas jumelles et la zone autour du "Buraco do Padre" ont été l'objet de cette étude.

Les dolines humides sont nombreuses, comme les dolines de dissolution du karst traditionnel, et dispersées dans le paysage. Habituellement humides, elles maintiennent une végétation plus épaisse, en formant une sorte de tourbe. Sa genèse ressemble probablement à celle des dépressions de la Serra de Itaqueri avec le fond isolé du substrat par une nappe de surface, entraînant une érosion périphérique. La dissolution de la silice est probablement liée à l'acidité produite par la matière organique.

Dans cette région on trouve aussi une grande quantité de kamenitza dans les affleurements, en particulier à proximité de certaines "furnas" (gouffres). Elles sont généralement bien formées, avec un typique visor périphérique, et un fond relativement plat. La tendance à s'ouvrir dans une direction et de former des systèmes étagés est également fréquente.

Les lapiaz étudiés dans la région sont très bien formés, profonds, avec des arrêtes émoussées, répartis sur différents secteurs des affleurements. En quelques points, surtout quand une dépression humide produit un écoulement sur un affleurement périphérique, des lapiaz méandriques se développent. Le ruissellement des eaux riches en acides organiques semble être impliqué dans leur genèse. Les lapiaz du type "grikes", tels que décrit par Jennings (1985) et Veres (2010), peuvent être trouvés facilement dans les parties hautes du relief où la roche est exposée. Probablement ils se sont formés sous un manteau d'altération, puis portés à la surface par érosion de la couverture. La similitude de certaines de ces formes avec celles identifiées dans les calcaires est troublante (fig. 3.21).



Fig. 3.21 Lapiaz au bord d'une doline.

Les alvéoles et les vides de type "tafoni" sont également fréquents dans les parois verticales, indiquant une formation au sein de la roche, exposée par l'érosion qui évacue une partie de la roche et expose ces témoins.

L'endokarst des Campos Gerais est composé de cavernes et de furnas. Les furnas sont un cas à part, n'ayant pas beaucoup d'équivalents dans grès dans le monde. Elles ressemblent aux "sótanos" mexicains ou aux "tiankengs" chinois (White & White, 2006), développés dans des roches carbonatées. Ce sont des dépressions fermées, à paroi verticale, de forme circulaire ou elliptique, pouvant atteindre quelques centaines de mètres de profondeur, dont le fond peut être à sec ou partiellement occupé par l'eau lorsque qu'elles interceptent la nappe phréatique (fig 3.22). L'hypothèse la plus admise de leur origine, présuppose la formation d'un vide sous la surface, contrôlé par le croisement de fractures, pour partie par dissolution, pour partie par évolution mécanique, dans un milieu phréatique. S'en suit la descente de la nappe phréatique, entraînant la perte du soutien de la couverture et son effondrement (Soares, 1989).

Sous la formation Furnas, existent des roches carbonatées méta-sédimentaires du Supergroupe Açungui, situées à la base des unités du Bassin du Paraná (Melo, 2006). En conséquence, Sallun Filho & Karmann (2007) ont développé l'hypothèse que les furnas se développeraient en fonction d'un karst sous-jacent dans les roches carbonatées.

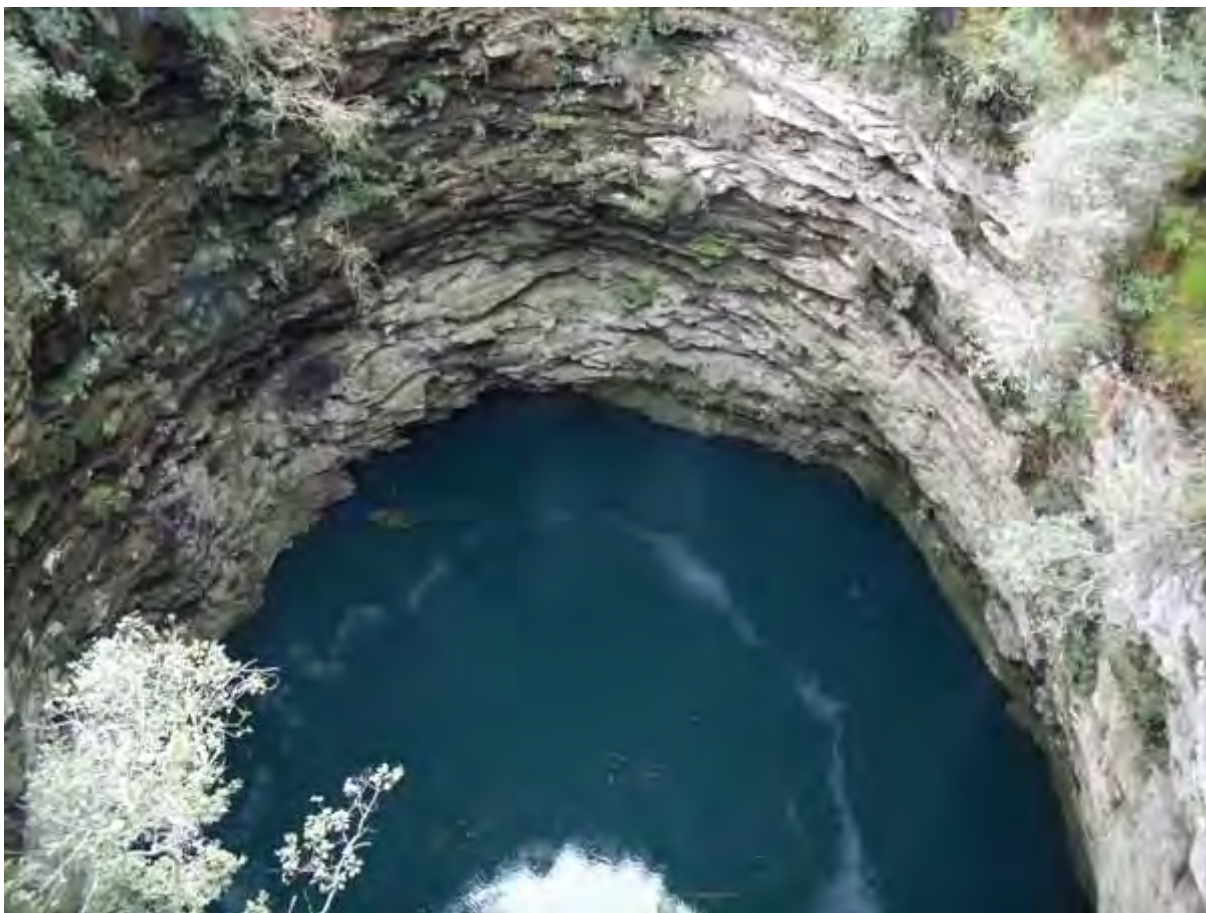


Fig. 3.22 La Furna I du Parc de Vila Velha.

A l'encontre de cette hypothèse, existe le fait que la formation Furnas offre environ 300 m d'épaisseur dans le secteur des furnas. La nappe phréatique se développe bien au-dessus des roches carbonatées, rendant très difficile la dissolution de celles-ci ; il faudrait beaucoup de temps pour que les eaux, sous la pression des roches, soient capables d'évacuer le matériel dissout, une fois la saturation atteinte, pour générer les vides. Même si les vides se réalisaient à grande profondeur, cela nécessiterait l'effondrement de centaines de mètres d'épaisseur jusqu'à la surface, et le fait que la nappe phréatique se développe bien au-dessus contribue à entraver l'effondrement, puisque les vides sont remplis d'eau sous pression, donc incompressible, offrant ainsi un support mécanique aux roches au-dessus. De plus, des furnas se développent en dehors de la bande Itaiacoca, contenant les roches carbonatées, bien qu'elles soient moins nombreuses qu'à l'aplomb de la bande Itaiacoca. Si elles étaient dues uniquement à des roches carbonatées sous-jacentes, de telles furnas ne se développeraieent pas.

En se fondant sur des observations de terrain et sur la bibliographie, nous pouvons proposer deux hypothèses: 1. Les furnas sont antérieures au drainage de surface, et 2. Les furnas sont postérieures à ce drainage de une manière global.

Si la première hypothèse est vraie, il est nécessaire d'identifier l'élément qui a permis l'imperméabilisation de la surface, où se réalise le drainage actuel, alors que dans les furnas, le niveau aquifère est bien plus bas. Il est possible que le groupe Itararé, qui contient des

siltites et d'autres roches capables de produire une couche imperméable, ait été responsable de cette imperméabilisation. Dans la bibliographie, nous n'avons trouvé aucune confirmation de cette hypothèse, ce qui pourrait nécessiter une recherche future. En faveur de cette hypothèse, on note le fait que les drainages, au moins dans les quelques zones visitées, ne sont pas adaptés aux furnas, montrant qu'il s'agit de captures au profit de celles-ci.

La deuxième hypothèse suggère que ces furnas soient postérieures au drainage de surface, d'une manière globale, et donc qu'elles seraient encore actives aujourd'hui. Dans ce cas, leur origine serait associée à la formation de gouffres, ou de "cheminées d'équilibre". Dans le premier cas, elles dépendraient d'un drainage actuel qui creuserait du haut vers le bas, ce qui n'est pas le cas, vu que la plupart des furnas n'offre aucune morphologie d'évolution du haut vers le bas sur les parois. De plus, un grand nombre d'entre-elles n'offre aucun drainage et sont effectivement sèches.

Reste alors l'hypothèse d'être des "cheminées d'équilibre", ce qui implique d'importantes fluctuations du toit de l'aquifère. Comme vu précédemment, ces oscillations peuvent avoir eu lieu au cours des périodes sèches du Pléistocène, mais pas aujourd'hui. Quoiqu'il en soit, il n'a pas été identifié, sur le terrain, un quelconque indice de forte oscillation du niveau phréatique à l'Actuel ou même dans un passé récent, ce qui rend cette hypothèse peu probable. Nous pensons, par conséquent, qu'il s'agit de manifestations anciennes, qui subissent des adaptations actuellement.

En général, les cavernes présentent une évolution liée à la structure et associée aux écoulements souterrains qui probablement ne sont pas ceux actuels. Aujourd'hui, l'eau parcourt la surface en nappes suspendues, qui sont capturées par les conduits des cavernes, comme on l'observe, par exemple, au Buraco do Padre. Il y a aussi des indications que le gradient hydraulique, quand se développent des grottes, peut s'inverser, ce qu'atteste la Fenda da Freira, dont la morphologie indique un drainage vers le NNE alors que l'écoulement actuel se réalise presque à l'opposé.

Les travaux de Pontes (2010), Massuqueto (2010) et Rocha (2010), portent sur des exemples de grottes dont la dynamique hydrique est associée à la capture d'aquifères superficiels, tandis que les grottes elles-mêmes, sont sèches, ou parcourues par des écoulements en cours d'adaptation au drain, montrant que les drainages à l'origine de ces cavités doivent être anciens. Ainsi, tant les furnas que les cavernes démontrent un diachronisme entre leur évolution et les drainages actuels. Ce n'est qu'une hypothèse, mise en avant par quelques données de terrain et des éléments relevés dans la bibliographie, mais qui probablement explique le mieux le développement des réseaux souterrains dans la région.

En conclusion, la région présente un relief karstique fortement lié à la structure, ce que démontrent les travaux réalisés dans la région (Melo *et al.*, 2011 ; Pontes, 2010 ; Massuqueto, 2010 ; Rocha, 2010), mais avec des caractéristiques de développement ancien de l'endokarst et des formes d'adaptation/capture des drainage actuels, en faisant un karst hérité. Ceci

confirme l'hypothèse d'une formation sous couverture qui permettrait la dissolution grâce à la matière organique, bien que les composés ferrugineux peuvent également y contribuer.

3.3 Conditions de différenciation des sites

La Serra de Itaqueri et la Chapada dos Guimarães présentent des différences remarquables. Les deux ensembles sont des reliefs de cuesta, tous les deux se développent dans les grès, avec des secteurs plus silicifiés, tous les deux sont le résultat du soulèvement d'une ancienne surface d'érosion. Le climat est similaire, avec une saison sèche et une saison pluvieuse et les oscillations thermiques annuelles du même ordre. Alors, pourquoi existe-t-il des différences aussi grandes dans le développement du karst ?

Quelques considérations doivent être examinées. Alors que la Chapada dos Guimarães est un relief cuestasiforme massif, avec un large revers, servant de diviseur de deux grands bassins fluviaux brésiliens, couvrant une vaste zone du centre-ouest du pays, la Serra de Itaqueri se compose d'un petit appendice, pratiquement isolé, de la cuesta de la Serra Geral, étroit, intégrée dans le même bassin, bien qu'il y ait un diviseur local. Dans les mêmes conditions géomorphologiques, la Montagne de Reims (Marne, France) offre un endokarst très développé (Rodet, 1992).

Cela ne suffit pas à expliquer les différences. Si ceci était le facteur limitatif, nous observerions en surface, des relictés d'un paléokarst qui pourraient être facilement identifiées. Cependant, les formes karstiques existantes en surface sont actuelles et assez différentes de celles trouvées dans la Chapada dos Guimarães.

Les principales différences qui pourraient limiter l'expression du karst de la Serra de Itaqueri sont : 1. la présence d'une couverture meuble relativement épaisse, et 2. l'existence de basalte dans différents secteurs et à différents niveaux, même au-dessus des cavernes, qui non seulement permet la formation d'argile, isolant le grès des eaux de surface, mais aussi en raison d'un horst identifiés par Santos & Ladeira (2006), postérieurement aplani par la surface d'érosion qui s'est développée avant le soulèvement de la cuesta, faisant que le basalte occupe une grande partie du niveau dans lequel sont identifiées les quelques grottes trouvées, niveau qui semble être associée à un événement particulier qui aurait facilité le développement de ces cavités.

De plus, les expressions endokarstiques sont associées au grès Botucatu, qui affleure rarement et est en grande partie recouvert ou par le basalte, ou par la formation Itaqueri composée de grès cénozoïques, mal triés, passant à des siltites et même à des grès grossiers (Ferreira *et al.*, 1998). La formation Itaqueri est associée aux grandes dépressions fermées, mais n'offre pas de formes karstiques en dehors de celles-ci.

L'épaisseur et la caractéristique de la formation Itaqueri, qui tend à former des sols sablonneux et qui n'affleure pas, ne permettent pas le développement d'éventuelles formes

karstiques qui pourraient se former, en se désagrégeant rapidement, à l'exception des dolines, qui finalement sont préservées par la végétation tourbeuse qui pousse dedans.

L'existence d'une couche imperméable, entre la formation Itaqueri et les grès de la formation Botucatu, découlant soit du basalte soit d'une couche argileuse, empêche, actuellement, la formation du karst dans le grès Botucatu, bien que dans certaines grottes, il y a infiltration des eaux de surface et formation de spéléothèmes, tout comme de certains fronts d'altération.

Dans la Chapada dos Guimarães, au contraire, il y a deux gradients en compétition dans l'évolution du relief. Le premier est induit par la proximité du front de cuesta, qui, peu à peu, capture les eaux du revers de cuesta. Ce revers, d'autre part, est responsable d'un gradient qui écoule les eaux vers l'intérieur de la cuesta, qui est absent dans la Serra de Itaqueri. Ce gradient est le principal responsable de l'établissement et de l'évolution du karst de la Chapada dos Guimarães.

La comparaison de Itaqueri avec Fontainebleau implique déjà d'autres données. D'abord le climat est différent, avec une gamme de températures différente. Un autre élément est le contexte topographique, puisque la Serra de Itaqueri est en moyenne à 350 m au-dessus du niveau de la dépression, tandis que Fontainebleau dépasse rarement 50 m.

Pourtant, les formes exokarstiques et les vestiges de l'endokarst à Fontainebleau sont constants et bien développés, répartis sur l'ensemble du massif. Quel critère existant pourrait justifier une telle différence d'avec la Serra de Itaqueri ? La réponse semble être l'absence d'une couche imperméable entre la couverture meuble et le grès, permettant la libre circulation de l'eau, et une intense fragmentation des grès, en permettant que les blocs affleurent davantage.

Au sommet du plateau, à Fontainebleau, le sol lui-même n'est généralement pas épais, au contraire du sommet de la Serra de Itaqueri. La végétation apparaît souvent entre les relictés et les blocs. Quand un sol semble plus épais, il est entièrement recouvert d'arbres et les formes karstiques sont peu nombreuses.

Par rapport à la Chapada dos Guimarães, le massif de Fontainebleau ne permet pas une longue extension d'affleurement rocheux dans le revers de la cuesta. L'évolution des escarpements tend à fragmenter le karst avant qu'il ne se développe pleinement, et l'origine même de l'escarpement, liée au drainage actuel, est relativement récente et le front est peu développé. En conséquence, les conditions qui ont rendu une évolution si spectaculaire dans la Chapada dos Guimarães ne se répètent pas, ni à Fontainebleau, ni à Itaqueri.

D'autre part, le site spécifique de Vila Velha, à Ponta Grossa (Campos Gerais, Paraná), est peut-être celui qui ressemble le plus au massif de Fontainebleau. En plus d'être un massif résiduel, isolé dans le paysage, il est à une altitude supérieure, avec des formes de surface très semblables à celles trouvées à Fontainebleau. Des drains circulaires ont été trouvés le long des parois rocheuses, avec des formes d'adaptation aux niveaux inférieurs. Lapiaz et kamenitza se

développent sur les affleurements rocheux, ainsi que les alvéoles et les anastomoses.

Les Campos Gerais se distinguent par un ensemble unique de caractéristiques, les Furnas. Dans aucune des régions visitées, et même dans la bibliographie, il n'a été identifiées des formes semblables dans les grès. Les formes qui se rapprochent le plus de la description des furnas sont, comme mentionné précédemment, les "sótanos" mexicains et les "tiansheng" chinois, tous deux dans des roches carbonatées (White & White, 2006).

Malheureusement, le temps accordé au terrain dans les Campos Gerais a été trop court. Cette région mérite une étude détaillée, car bien qu'il existe des recherches sur le secteur, elles sont concentrées sur la géochimie (Melo & Giannini, 2007), sur la structure géologique (Pontes, 2010), ou concernent la conservation et la préservation des sites (Massuqueto, 2010; Rocha, 2010). L'évolution géomorphologique, dans la perspective de processus et de système n'est pas encore connue.

4. Le système karstique

Dans les roches siliceuses, en particulier, les conditions qui permettent le développement des systèmes karstiques, produisent un ensemble de formes, dont l'origine nécessite une forte contribution de l'érosion chimique. La répartition des formes dans le paysage permet donc de décrire le fonctionnement du système, depuis ses stages d'entrée jusqu'à la restitution des eaux, de la même forme que dans les environnements carbonatés.

L'entrée de l'eau dans le système va produire l'altération de la roche. Ce changement n'est rien de plus que la préparation du passage de l'eau. On définit, alors, le "primokarst" comme la première altération de la roche, qui évoluera progressivement vers une galerie qui permettra le libre transit de l'eau, formant un karst (Rodet, 1996). Les termes "karst de introduction" et "karst de restitution" sont associés à la dynamique de l'eau, et non pas aux formes karstiques traditionnellement associées à l'entrée de l'eau dans le système et à sa sortie. Par conséquent, le karst d'introduction se réfère à la dynamique de pénétration de l'eau dans le massif rocheux jusqu'à un point où la porosité qui permet la descente de l'eau dans l'encaissant cesse, ou la propre pression de la roche ferme les pores, ou un contact étanche s'oppose à la progression plus avant. A partir de ce point, quand l'eau se déplace latéralement, en non plus verticalement, en cherchant un chemin pour sortir de la roche, s'applique le terme de "karst de restitution".

Bien sûr, pour ouvrir des cheminements à travers la roche, l'eau va produire une altération dans le substrat rocheux, à l'origine des formes karstiques. Ces formes peuvent être définies comme des formes d'entrée et de formes de sortie, telles que le modèle proposé par Ford & Williams (1989).

Dès lors que l'eau réalise une connexion avec l'extérieur, l'érosion régressive va, peu à

peu, augmenter l'espace engendré par le karst (karst de restitution). C'est pourquoi les grottes ont tendance à avoir un volume morphologique plus important à la sortie par rapport l'intérieur du massif. Bien sûr, si le système évolue pour captures internes ou niveaux différents de l'actuel, les connexions peuvent présenter ponctuellement des conduits au volume morphologique supérieur à celui de la sortie, come illustré par le salon central de la grotte Aroê-Jari.

Dans le contexte de la mise en place du système, l'introduction et la restitution se développent indépendamment. Lorsque un mécanisme d'introduction intercepte un mécanisme de restitution, l'énergie, qui entre dans le système, tend à se dissiper en produisant localement, une grande altération. Les points de contact entre l'introduction et la restitution se révèlent être une zone plus volumineuse, associée à cette dissipation d'énergie et le stockage des eaux, surtout si le mécanisme de restitution n'est pas en mesure de donner libre cours à l'augmentation de débit apportée par l'introduction (Rodet *et al.*, 2009a).

Dans un milieu poreux, une partie des eaux, plutôt que de chercher un cheminement de sortir par les conduits karstiques, peut être réabsorbée ou conservée par la porosité de l'encaissant et évacuer le système par un cheminement non karstique, surtout s'il n'y a pas de drainage pérenne.

Alors que la presque totalité des eaux, qui pénètrent dans la craie, milieu carbonaté poreux similaire au grès, le fait d'une manière concentrée (Rodet *et al.*, 2009b), Hanin (2010) démontre que seulement 1 à 5% des eaux de la craie sont restitués par drainage karstique, le reste l'étant par la porosité de la roche. Cet exemple explique la discontinuité du karst, prouvant que l'introduction et la restitution ne sont pas nécessairement liés.

On peut proposer que le système karstique des grès se développe à partir de l'altération superficielle, attaquant la roche à nu ou sous couverture meuble, produisant des altérations qui peu à peu vont développer une grande zone de capture des eaux externes, ce que démontre la présence de lapiaz et kamenitza, dans un premier temps, avant de converger vers des formes de captation plus importantes (dolines, uvala et polje), et de développer des cheminements vers l'intérieur du massif (expansion des fissures / fractures), à l'origine de ruiformes et de gouffres. Pendant ce temps, à l'intérieur du massif, se développent les alvéoles qui s'unissent pour former des tubes, et plus tard des galeries. Enfin, l'interception des formes de restitution, par les formes d'introduction, crée la connexion entrée / sortie du système, lui permettant d'atteindre un développement mature. Éventuellement, l'évolution du système amène à la fragmentation et à la déconnexion, isolant les formes et les témoins des anciens réseaux dans le paysage.

Conclusion

Bien que ce soit un concept, jusqu'à récemment, peu accepté dans les milieux scientifiques, les études sur le karst en roches non carbonatées, en particulier dans les roches siliceuses, viennent lentement inverser cette situation.

Dans les dernières décennies, les auteurs travaillant dans diverses régions de la planète ont pu démontrer la nature karstique des phénomènes identifiés dans ces roches, et l'accumulation de connaissances, encore faible par rapport au potentiel, ne laissent aucun doute que les paradigmes sont en train de changer. Il était déjà connu, par exemple, que le karst pourrait se développer dans les roches siliceuses, en accord avec les travaux décrits dans le chapitre 2.

Du fait d'une plus grande facilité de trouver des manifestations karstiques dans ces roches dans les régions intertropicales, on a cru qu'il y avait une relation avec le climat, en particulier avec la température et l'abondance de l'eau. Toutefois, un tel relief peut se développer sous de hautes latitudes, comme en témoigne le massif de Fontainebleau.

De même, on savait déjà l'importance de l'hydrologie dans la formation de drains dans un milieu poreux, comme le grès, liés à la dissolution chimique différentielle, qui peut être conditionnée tant par la structure que par le gradient hydraulique en milieu poreux.

Une autre caractéristique importante du karst des grès c'est qu'il est mixte, avec des éléments d'origine géochimique qui s'intègrent dans le paysage avec des formes non karstiques. Cela fait que les formes karstiques puissent être, finalement, dispersées dans le paysage, ce qui rend plus difficile la compréhension de leur intégration dans l'ensemble.

Ces éléments connus à partir des études antérieures ont été confirmés par les recherches menées dans ce travail, corroborant ainsi les résultats des auteurs qui travaillent avec le karst des grès et d'autres roches siliceuses depuis quelque temps.

Les principales contributions apportées par cette étude sont: 1. les propositions de formation des croûtes, en particulier à l'intérieur des conduits, 2. une hypothèse de développement des surfaces couvertes par les pavages polygonaux, 3. des évidences morphologiques de la dissolution complète de la silice, non seulement du ciment, mais aussi des grains de quartz, et 4. la présence de matière organique comme principal agent de l'évolution du relief par dissolution de la silice.

Un autre élément important de cette étude a montré que les divers reliefs étudiés semblent avoir été initiés dans le passé, donc sous des conditions climatiques différentes de celles d'aujourd'hui (au Brésil, en particulier, ils seraient liés à des climats plus secs pendant les périodes de glaciation quaternaires). Cela ne veut pas dire qu'un climat plus sec est une condition pour le développement du karst gréseux. Il s'agit seulement d'une hypothèse que le climat peut être un élément important dans le développement du karst, ou pour déterminer certaines caractéristiques du karst dans les grès. Bien sûr, il y a des processus à l'œuvre

actuellement, en particulier dans le karst de surface, avec le développement de lapiaz et de kamenitza, mais si les éléments de l'endokarst impliquent des conditions d'évolution liées à une situation du passé, comme les grottes, peut-être que les conditions actuelles ne sont pas les meilleurs pour que la dissolution de la silice ait lieu.

Dans ce sens, une zone non étudiée dans ce travail pourrait apporter une contribution importante, puisque l'endokarst de Altinópolis (São Paulo), est active, avec des conduits organisés et la présence d'une hydrographie. De même, dans la dépression cuiabana, il y a au moins une caverne active dans les grès qui a été visitée, la grotte Areias Brancas, à l'hydrologie active. C'est une carence de ce travail, qui suscite des questions à étudier dans l'avenir.

On a constaté l'utilité patente des Systèmes d'Information Géographique, sans lesquels ce travail serait plus modeste. Plusieurs de ces cartes et les conclusions ont été possibles grâce aux ressources fournies par les SIG, qui ont permis d'organiser et d'intégrer des données provenant de différentes sources, tout comme le travail de terrain, la télédétection, la cartographie pré-existante et la bibliographie, fournissant un important soutien dans la transformation de ces informations en de nouveaux concepts et propositions.

Les perspectives d'avenir

Après ce travail, il est clair que la dissolution de la silice est encore un processus mal connu. En conséquence, les travaux futurs relatifs aux processus chimiques de dissolution dans l'environnement naturel, permettront la compréhension des processus à un niveau plus profond, éliminant quelques doutes sur la nature karstique de caractéristiques des reliefs dans les grès.

Des travaux spécifiques pourront éclaircir et confirmer (ou infirmer) les hypothèses proposées ici, tels que la formation et l'évolution des pavages polygonaux, ou la formation de croûtes dans la zone de contact entre la roche et le milieu extérieur.

Peut-être la perspective la plus importante sera de prouver que la dissolution de la silice n'est pas limitée au ciment, et agit de façon décisive sur la formation des cavernes. Il est nécessaire que s'établisse une solution de continuité hydrodynamique dans le système, une connexion entre l'entrée et la sortie, pour qu'existe un écoulement assez puissant pour évacuer mécaniquement les grains de sable de la roche. Pour que une telle liaison existe, il est nécessaire d'abord d'établir un vide, et la seule explication pour qu'un tel vide existe, c'est que non seulement le ciment, mais aussi les grains de sable soient chimiquement consommés.

Il existe des techniques très riches qui sont disponibles dans les Systèmes d'Information Géographique qui pourront être adaptées au karst avec beaucoup d'efficacité. Une recherche portant sur l'utilisation des techniques SIG dans le karst pourrait apporter des outils intéressants à l'étude du karst.

Le relief karstique des grès est désormais une réalité incontestable, bien que la connaissance complète de son développement et de son évolution devrait encore occuper les chercheurs pendant de nombreuses générations.

Anexos/Attaches

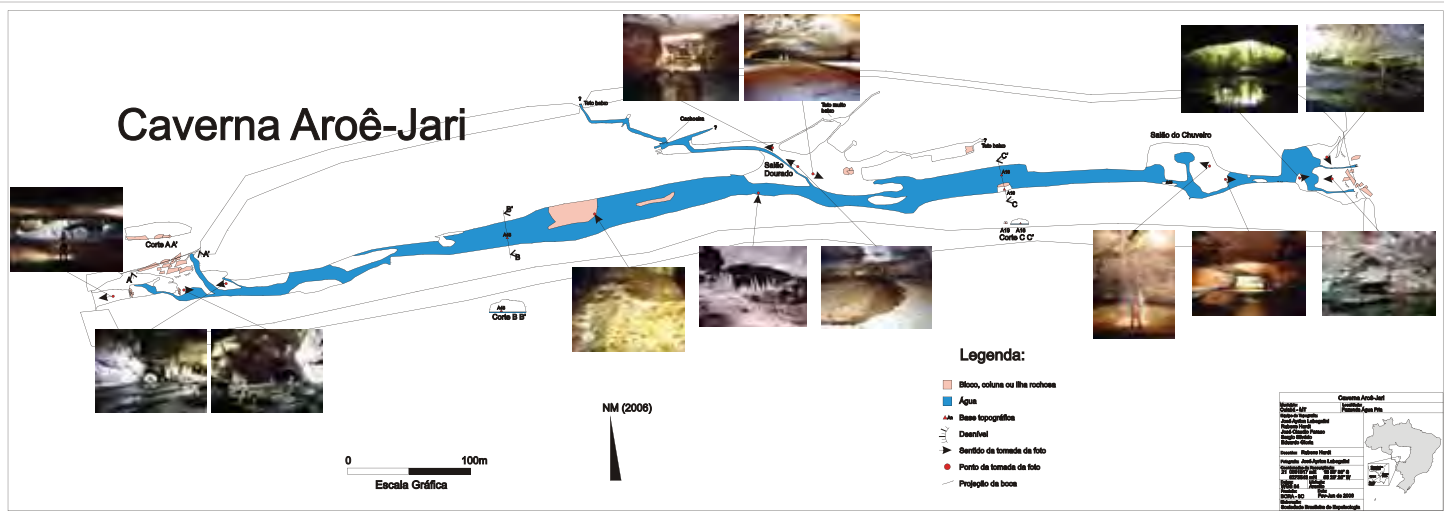
Mapeamentos das grutas

Aroê-Jari

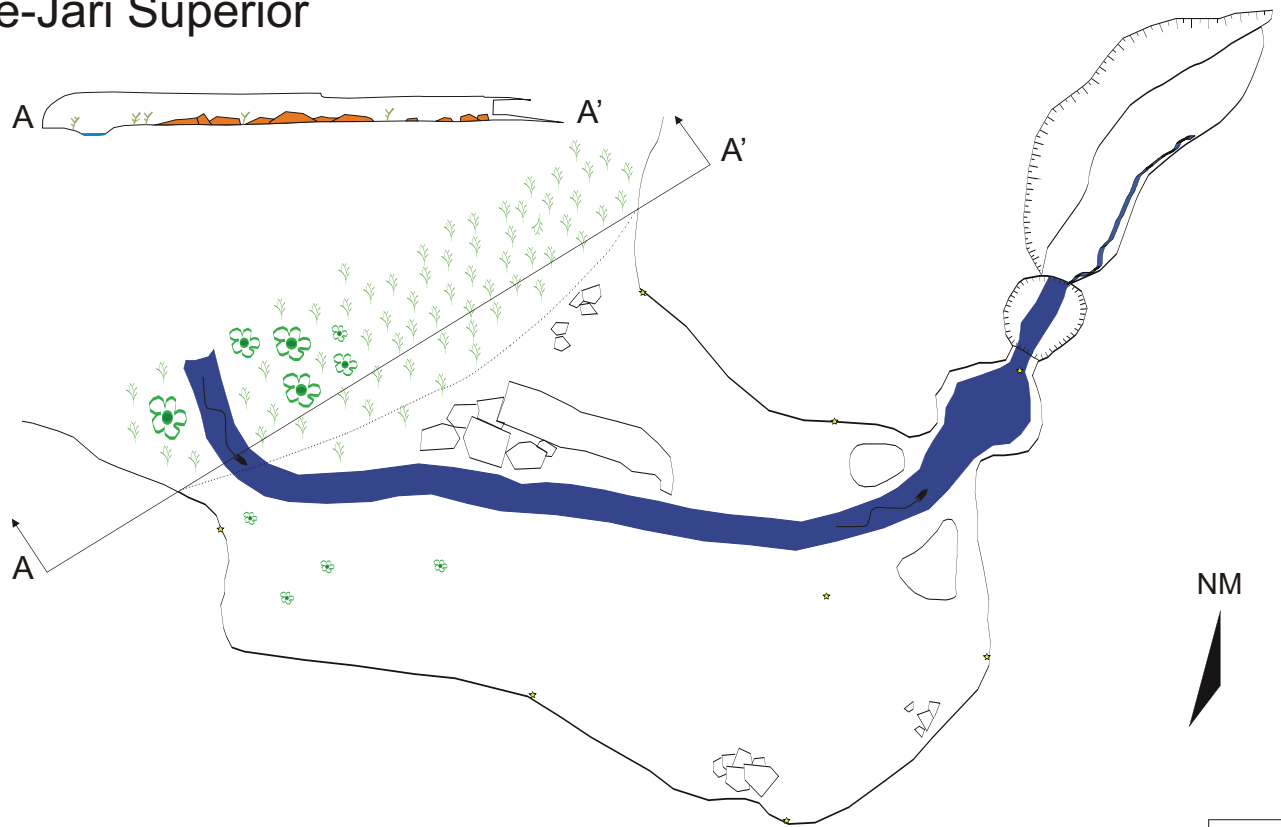
Kiogo-Brado

Lagoa Azul

Caverna Aroê-Jari

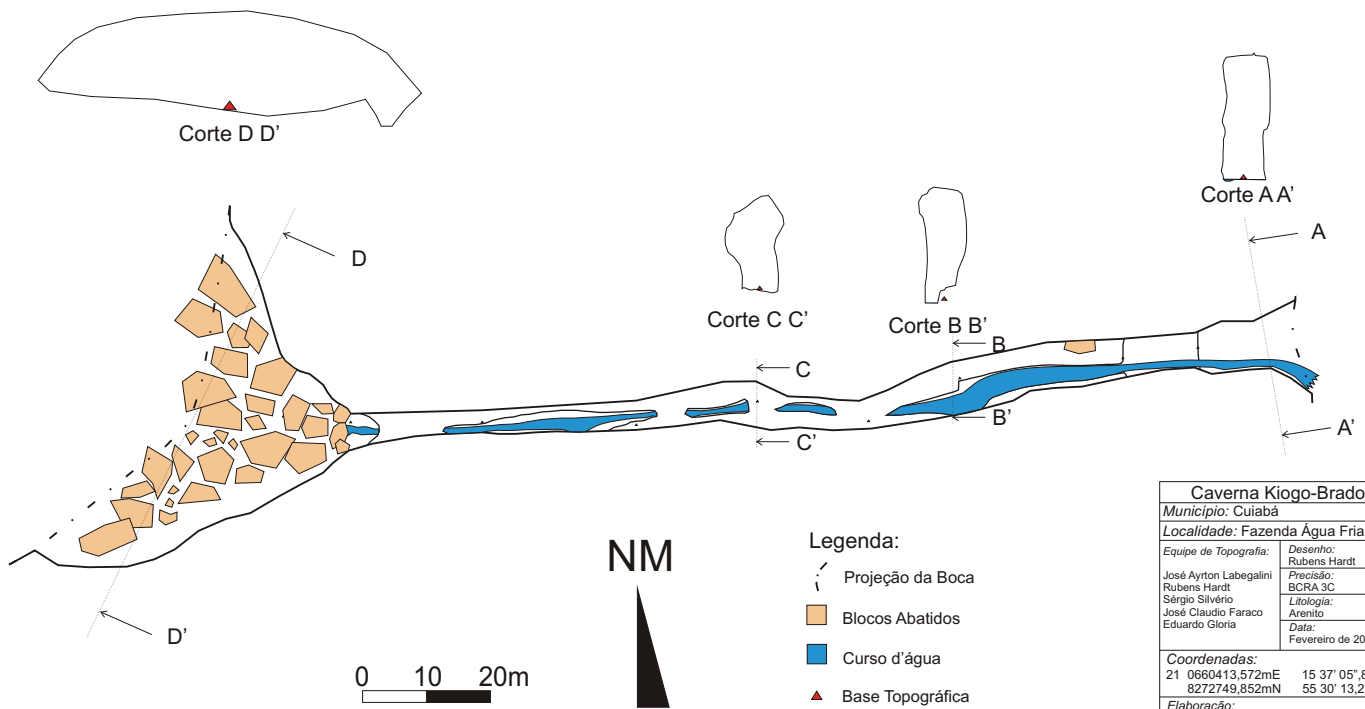


Aroê-Jari Superior



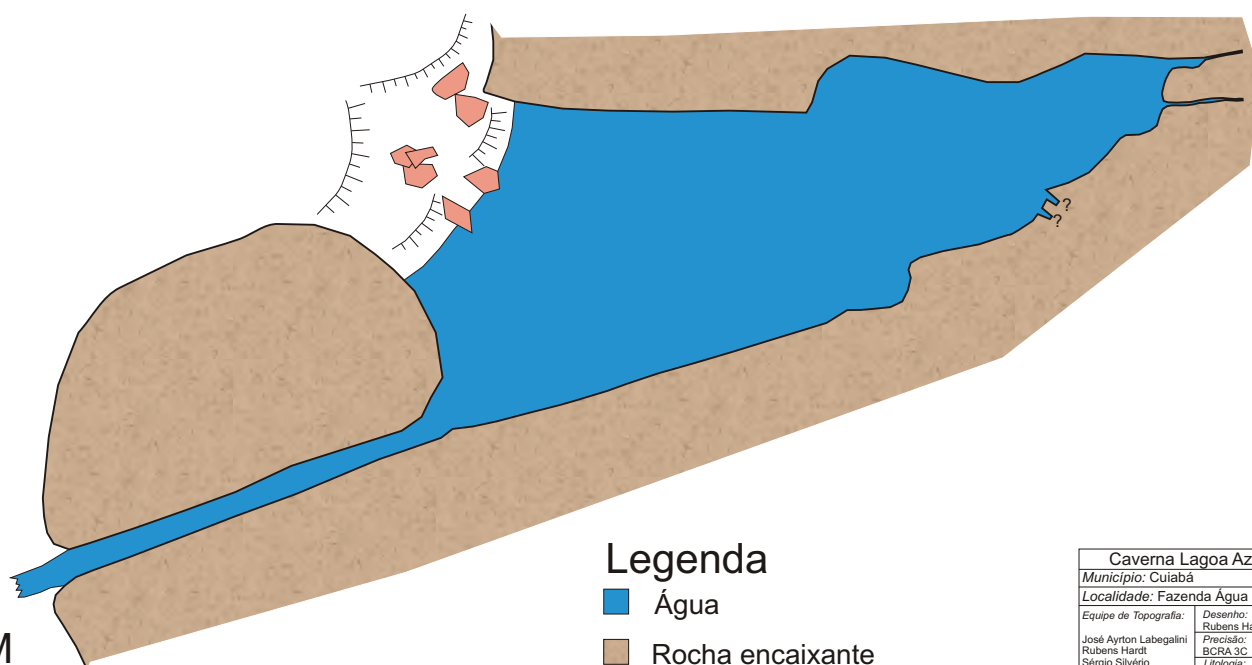
Cavema Aroê-Jari Superior	
Município: Cuiabá	
Localidade: Fazenda Água Fria	
Equipe de Topografia:	Desenho:
Rubens Hardt	Rubens Hardt
João Rodet	Fotocópiado:
	BCRA 3C
	Litografia:
	Alcanto
	Data:
	Maio de 2010
Coordenadas:	
21 mE	15 °S
mN	55 °W

Caverna Kiogo Brado



Caverna Kiogo-Brado	
Município: Cuiabá	
Localidade: Fazenda Água Fria	
Equipe de Topografia:	Desenho: Rubens Hardt
José Ayrton Labegalini	Precisão: BCRA 3C
Rubens Hardt	Litologia: Arenito
Sérgio Silveiro	Data: Fevereiro de 2006
José Claudio Faraco	
Eduardo Gloria	
Coordenadas:	
21 0660413,572mE	15 37' 05",86"S
8272749,852mN	55 30' 13,29"W
Elaboração: Sociedade Brasileira de Espeleologia	

Caverna Lagoa Azul



0 5 10m
Escala Gráfica

Legenda

- Água
- Rocha encaixante
- Blocos abatidos
- Desnível suave

Caverna Lagoa Azul	
Município: Cuiabá	
Localidade: Fazenda Água Fria	
Equipe de Topografia:	Desenho: Rubens Hardt
José Ayrton Labegalini	Precisão: BCRA 3C
Rubens Hardt	Litologia: Aretilo
Sérgio Silvério	Data: Fevereiro de 2006
José Claudio Faraco	
Eduardo Gloria	
Coordenadas:	
21 0660711,665mE	15 36' 55",45"S
8273039,732mN	55 30' 03,18"W
Elaboração:	
Sociedade Brasileira de Espeleologia	