

EXEMPLOS BRASILEIROS DE CARSTE EM ARENITO: CHAPADA DOS GUIMARÃES (MT) E SERRA DE ITAQUERI (SP)

BRAZILIAN EXAMPLES OF SANDSTONE KARST: CHAPADA DOS GUIMARÃES (MT) AND SERRA DE ITAQUERI (SP)

Rubens Hardt^{I, II}, Joël Rodet^{II}, Sergio dos Anjos Ferreira Pinto^I & Luc Willems^{III}

- (I) Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” – UNESP/Rio Claro-SP.
(II) Université de Rouen, França.
(III) Université de Liege, Bélgica.

Contatos: rubens.hardt@gmail.com; joel.rodet@univ.rouen.fr; sanjos@rc.unesp.br;
luc.willems@hech.be

Resumo

A questão do carste não carbonático ainda é controversa nos meios acadêmicos, havendo resistência por parte de pesquisadores do carste clássico. No entanto, em diversas pesquisas de abrangência mundial, o carste não carbonático é uma constante. Embora sua existência seja controversa, tal se deve principalmente pela ainda pequena quantidade de pesquisas realizadas nestas rochas, não tendo gerado uma quantidade de informação suficiente para que se possa estabelecer linhas gerais de comparação com o carste carbonático, identificando limites e diferenças. Neste artigo, buscou-se mostrar um pouco da evolução do conceito através da bibliografia e apresentar dois exemplos de carste em arenito no Brasil.

Palavras-chave: Carste em Arenito;
Geomorfologia do Carste.

Abstract

The issue of non-carbonate karst is still controversial in academic circles, there is resistance from classical karst researchers. However, in many studies throughout the world, the karst in non-carbonate rocks is a constant. Although their existence is controversial, this is due to the small amount of research conducted in these rocks had not generated a sufficient amount of information that would establish general comparison with the carbonate karst, identifying boundaries and differences. In this article, we attempted to show some of the evolution of the concept through the literature and present two examples of sandstone karst in Brazil.

Keywords: Sandstone Karst; Karst
Geomorphology

Eixo temático: Carste em Litologias Não-Carbonáticas

Recebido em: 01.dez.2009

Enviado para correção em: 11.dez.2009

Enviado para avaliação em: 03.dez.2009

Aprovado em: 18.dez.2009

Introdução

Este trabalho se desenvolve sob a luz da geomorfologia. Ou seja, o estudo se ocupa do relevo, como este é produzido e alterado, portanto com os processos que atuam no mesmo. Por consequência, também busca compreender a dinâmica de evolução do relevo e como os diversos processos interagem entre si, funcionando como um sistema.

Neste contexto, este trabalho se foca no chamado relevo cárstico. O que identifica um carste é um conjunto de formas de relevo

distintas, estudados cientificamente pela primeira vez na região de *Kras*, nos limites da Eslovênia com a Itália, onde tal relevo é denominado *carso*, incluindo ainda porções da Áustria e Croácia atuais. A palavra eslovena *kras*, deu origem nas línguas germânicas a palavra *karst*, nome pelo qual é conhecida a região, e nome que acabou definindo o tipo de relevo mundialmente (Sweeting, 1972; Ford e Williams, 1987). A predominância do termo germânico sobre o termo de origem eslava ou italiana, se explica pelo fato histórico de que, quando dos primeiros estudos científicos da

região, esta se encontrava sob o domínio do Império Austro-húngaro. Como resultado, as pesquisas iniciais foram publicadas em língua germânica, e por esta razão, o nome germânico predominou e é utilizado até hoje.

Por outro lado, carste (o nome em português do Brasil¹), também pode indicar os processos que dão origem ao relevo. Para diferenciar, utiliza-se o termo carstificação para o processo. Assim, a carstificação é o processo que dá origem ao carste. Este processo, como foi identificado no relevo originalmente estudado, é a dissolução química da rocha. Quando o intemperismo químico predomina na definição das formas, sobre os processos de ordem mecânica, as formas de relevo são então moldadas dando origem ao carste.

Quando em uma determinada área, ocorrem os processos de carstificação, aparecem as formas típicas de relevo, dando origem ao carste. Este conjunto de formas associado aos processos geradores, constitui um sistema cárstico.

Mas o carste foi inicialmente identificado em rochas carbonáticas, altamente solúveis. Como então explicar a presença do carste em rochas como o arenito sem cimento carbonático, uma rocha com muito baixo grau de solubilidade? Alguma condição específica deve ocorrer, portanto, para que possa evoluir o carste em rochas pouco solúveis. Existem algumas explicações, como um longo tempo de exposição aos processos intempéricos, existência de elementos catalizadores desta dissolução, como presença de minério de ferro, matéria orgânica, ambientes básicos, ou ainda, características climáticas.

Neste contexto de carste não carbonático, a geomorfologia leva vantagem sobre outras abordagens do carste, pois se baseia em formas de relevo para inferir os processos formadores, e, como consequência, não depende de análises de laboratório, tendo sido esta razão, talvez, que fez com que as primeiras propostas de denominar uma área

como carste ter partido de geomorfólogos, independente da litologia.

Neste trabalho, pretende-se fazer uma rápida revisão de literatura sobre carste não carbonático, em especial sobre arenitos, apresentando duas áreas brasileiras cujas características morfológicas permitem identificar um carste. Espera-se com isso, contribuir para o reconhecimento da existência do carste em rochas silicosas, notadamente o arenito, em território brasileiro.

Carste e pseudo-carste

Para se chegar a entender o que é o carste, é preciso ter em mente que o conceito de carste está em franca evolução, tendo mudado diversas vezes desde a década de 1960 até o presente. Uma das mais recentes, proposta por Klimchouk e Ford (2000), fala não mais em "relevo cárstico", mas em "sistema cárstico", com uma organização peculiar.

Os autores citados definem 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 (Klimchouk e 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.

Portanto, o carste pode 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.

Podendo então, o carste, desenvolver-se em rochas pouco solúveis, porque então durante muito tempo, formas consideradas "cársticas", mas em rochas não carbonáticas, foram simplesmente denominadas pseudo-carste? Dois motivos são fundamentais para a discussão. O primeiro, é de origem histórica: o carste foi inicialmente estudado em

¹ Na verdade, o termo "carste" é um neologismo brasileiro do termo Karst, de origem germânica, mas adotado internacionalmente. Em português de Portugal, utiliza-se o termo "carso", advindo do nome latino da área de origem, portanto mais ligado a origem da língua portuguesa. Este é um problema para os estudiosos da língua portuguesa resolverem. Neste texto, adota-se "carste" e não "carso", por ser o termo de uso corrente no Brasil.

carbonatos, então adotou-se, na definição, que "carste é um relevo que ocorre no calcário". Quando os pesquisadores encontraram as mesmas formas de relevo em outras rochas, simplesmente designaram tais formas a categoria de não cársticas, sem qualquer estudo feito sobre sua gênese, porque se acreditava que tais formas teriam outra origem que não a dissolução.

O segundo motivo, um pouco mais complexo, é com relação aos processos. Uma forma de relevo está associada a determinado processo ou processos formadores. Como o processo de formação do relevo cárstico estava ligado à dissolução do calcário, se a rocha não contém carbonatos, então não seria carste, pois não haveria dissolução destes. O problema é que a dissolução pode ocorrer em outras rochas, com reações químicas diferentes.

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 pesquisadores do carste (ou carstólogos, adaptando um termo muito em uso na Europa), 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, mas baseados em evidências morfológicas e na dissolução química (qualquer que fosse a reação).

Ainda na década de 1950, pesquisadores franceses já identificavam feições cársticas desenvolvidas em rochas areníticas no continente africano (Renault, 1953). 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., 1967). 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 estão desenvolvendo estudos sobre carstificação em granitos (Marescaux, 1973; Jennings, 1983; Chalcraft e Pye, 1984; Young, 1986, 1987, 1988; Young e Young, 1992; Doerr, 1999; 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.

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 (MG), 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 *“em termos de processo, dissolução, a qual é entendida como crítica (mas não necessariamente dominante) no desenvolvimento das formas de relevo e drenagens características do carste”*² (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 pode aqui ainda ser citada, 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; 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).

Este último merece uma atenção especial, trata-se de 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. Também demonstra a pouca atenção dada aos processos intempéricos no arenito, e as novas perspectivas de estudo neste campo.

Em termos nacionais, encontramos referências diversas, como o trabalho de

Wernick et al. (1973), Troppmair e Tavares (1984), Martins (1985), Karmann (1986), Veríssimo e Spoladore (1995), Correa Neto e Batista Filho (1997), Correa Neto (2000), Monteiro e Ribeiro (2001), Hardt (2003), Auler (2004), Silva (2004), Spoladore (2006), Willems et al. (2005, 2008), Uagoda et al. (2006), Hardt e Pinto (2008), Hardt (2009), Morais (2009), entre muitos outros, principalmente a partir de 2000. 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 posicionamento.

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 do relevo e processos que atuam ou atuaram na mesma.

Para concluir este aspecto bibliográfico, ressalta-se que há muitos anos a UIS (*Union Internationale de Spéléologie*) mantém regularmente um congresso de pseudo-carste. Nos últimos eventos, o termo vem sendo sistematicamente contestado, e o nome continua o mesmo muito em função da antiguidade. No entanto, concorda-se com as palavras de Glazek (2006), quando este coloca:

Criamos uma nomenclatura científica com o objetivo de alcançar economia na comunicação, para abreviar longas descrições sem perder o significado e para 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

² Original: *“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.”* (Tradução não oficial de Rubens Hardt).

ao carste, mas evidentemente diferente deste (Glazek, 2006)³.

O mesmo autor continua, em outra parte do artigo: “Se a ciência que estuda o carste é razoavelmente denominada “carstologia”, não podemos aceitar uma ciência pseudo-carstologia”⁴.

O termo pseudo-carste deve ser extinto da literatura científica. Definições que indiquem com precisão o processo que dá origem a forma devem ser adotadas. Isso já vem acontecendo, com os termos vulcanocarste, que indica um relevo cárstico originados por processos vulcânicos, não por dissolução, ou o termo criocarste, para indicar um carste formado em gelo pela alternância do estado sólido do gelo para o líquido da água. No caso de rochas não carbonáticas, em que o carste aparece devido à atividade química, termos como carste em quartzito ou carste em arenito, permitem deixar claro que é um relevo cárstico (portanto, formado a partir da dissolução), cujos processos químicos diferem do carbonático em função dos minerais componentes da rocha.

Exemplos Brasileiros: Itaqueri e Chapada dos Guimarães.

O Brasil é rico em exposição superficial de rochas silicosas. Entre estas, estão os arenitos. Neste estudo, duas áreas areníticas foram escolhidas por já serem conhecidas pelas expressões de relevo, notadamente as cavernas, sugerindo potencial cárstico. Os estudos realizados vêm comprovando esta hipótese inicial. As áreas escolhidas são mostradas na Figura 1.



Figura 1: Localização das áreas estudadas.
1: Serra de Itaqueri, estado de São Paulo;
2: Chapada dos Guimarães, Mato Grosso.

A Serra de Itaqueri

Morfologia Externa

A Serra de Itaqueri se insere no contexto geomorfológico das "cuestas basálticas", conforme apresentado por Ab'Saber (1954), revisto e modificado por Almeida (1964), posteriormente detalhado por IPT (1981).

Segundo Almeida, tal relevo está associado a sucessão de camadas em que litologias poucos resistentes à erosão se alternam com outras, mais resistentes, que afloram em destaques topográficos, caracterizando a área com feições distintas de relevos assimétricos e *cuestas* típicas.

IPT (1981) relata que o platô de Itaqueri está situado em posição elevada sobre o rio Tietê, na região onde este rio atravessa as *cuestas*. Para IPT (1981), a jusante deste local, já na região de Jaú, o relevo possui cotas no intervalo de 440 a 600 metros, e caracteriza-se por colinas amplas, que não ocorre no platô de Itaqueri em virtude da maior intensidade da ação da erosão sobre tal área elevada, por serem estas, cabeceiras de drenagem consequente do reverso.

Tipicamente, um relevo *cuestiforme* se desenvolve na borda de uma bacia sedimentar, apresentado uma depressão periférica,

³ Original: *We are creating scientific nomenclature with the aim to reach economy in communication, to abbreviate long description without losing the meaning and to omit misunderstanding. Thus the proposed terms should be clearer and their scope should be more restricted than that of common words. For this reason "pseudokarst" as a common term is only apparently precise. It means any structure or feature superficially similar to that of karst, but evidently different from it.* (Glazek, 2006). (Tradução não oficial de Rubens Hardt).

⁴ Original: *If the science dealing with karst is reasonably named "karstology", we could not accepted a science "pseudokarstology".* (Tradução não oficial de Rubens Hardt).

associado a um desnivelamento abrupto, denominado *front* de *cuesta*, seguido por um reverso de declividade suave em direção ao centro da bacia. A Serra de Itaqueri corresponde a um apêndice de um relevo cuestiforme típico, apresentando estas três unidades de relevo bem definidas na paisagem (Figura 2).

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, 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 semi-úmido atual. Em 2005, 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 (Figura 3 "a" e "b"), e *kamenitzas* aparecem em pontos isolados da Serra de Itaqueri. *Canyons* e cachoeiras também se fazem presentes (Hardt, em andamento).

Estes elementos, em conjunto, mostram que mudanças vêm ocorrendo naquele planalto, com capturas de rios pela evolução da *cuesta*, rebaixamento do freático e soerguimento tectônico (Ladeira, 2000), provocando o aparecimento de cabeceiras de drenagens truncadas, além da atividade química, que produz as depressões em vários arranjos e tamanhos.



Figuras: 2 - Relevo cuestiforme da Serra de Itaqueri, apresentando as três unidades típicas: Depressão Periférica, *front* e reverso (jun. 2005); 3 - Uvala no topo da Serra de Itaqueri. a) Época das secas, vislumbram-se várias dolinas em meio a uma área deprimida (Fev. 2004). b) Época úmida, as dolinas coalescem numa uvala (Jun. 2005). Fotos: Rubens Hardt.

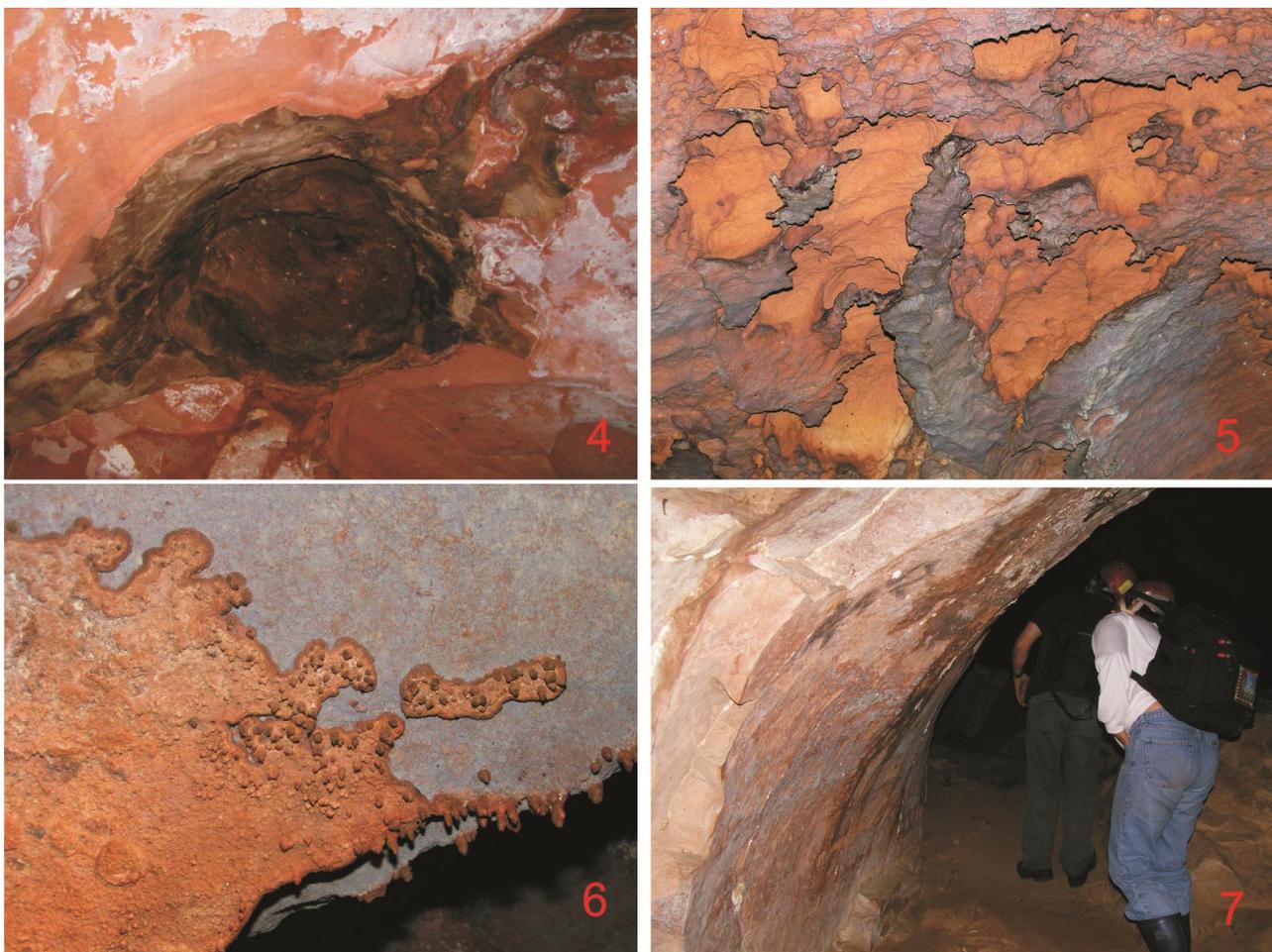
Morfologia Interna

Diversas são as cavernas na Serra de Itaqueri, e pode-se relacionar as seguintes: gruta do Fazendão, gruta do Paredão, gruta do Rochedo, abrigo da Glória, gruta do Fóssil, gruta das Abelhas, gruta dos Macacos, abrigo do Bauru, gruta Boca do Sapo, entre outras de menor expressão.

As cavernas apresentam um forte controle estrutural, como já observado por diversos autores (Veríssimo e Spoladore, 1994; Monteiro e Ribeiro, 2001; Ribeiro e Ribeiro, 2007), com predominância de direções NNE, NW e WNW.

Não são, no entanto, cavernas desenvolvidas, pois são pequenas demais para serem enquadradas na caracterização de Palmer (1991), podendo ser enquadradas

nos estágios iniciais, transitando para maduro em alguns casos, conforme Rodet (2007), tendo, no entanto, tornado-se relicto (paleocarste) antes que atingisse o completo desenvolvimento. Esta classificação se justifica pois: as cavernas são pequenos condutos isolados, exceto pelas duas maiores, que apresentam salões interconectados e condutos paralelos e semi-paralelos entre si, denotando um estado intermediário entre o inicial e o maduro; existem nichos de dissolução (alvéolos), que acabam por se ligarem a outros por salões e condutos, indicando fases iniciais da espeleogênese; e algumas formas de dissolução encontrada nos tetos das cavernas são características de fluxo lento, apesar das dimensões do conduto, indicando que a água se movimentava lentamente, não havendo, ainda, um fluxo turbulento.



Figuras: 4 - Cúpula de dissolução no teto da Gruta do Fazendão, característica de conduto totalmente inundado. (2008); 5 - Teto anastomosado, característico de conduto freático. Gruta do Fazendão. Observe as formas delicadas, indicando um fluxo lento, sem erosão mecânica e com erosão química (corrosão) (2008); 6 - Estalactites e concreções no teto da Gruta do Paredão, demonstrando atividade química de dissolução e deposição. As maiores estalactites possuem cerca de 4cm (2005); 7 - Fragmento de um conduto freático, típico de uma fase de completo alagamento da caverna. Gruta do Fazendão (2005). Fotos: Rubens Hardt.

Também foram encontrados, nos tetos das cavernas, formas típicas de dissolução, como tetos anastomosados e cúpulas (Figuras 4 e 5), além de pequenos espeleotemas que demonstram que, após a completa saída da água, a dissolução continua, por percolação das águas pluviais por entre as fraturas da rocha, indo se depositar no interior da cavidade (Figura 6).

Os condutos existentes tendem a um formato de arco ou ogiva. Estes formatos apresentam uma estabilidade natural, com a distribuição do peso das rochas acima nas laterais do conduto. Grandes desmoronamentos aparecem em alguns salões de dimensões maiores, mas, mesmo nestes, é possível identificar vestígios do conduto freático (Figura 7) que antecedeu ao desmoronamento, indicando uma evolução em diversas fases.

Fica evidente, no arenito, que as principais formas de dissolução acabam preservadas no interior das cavernas, pois, exceto quando as formas ainda estão ativas, ou em desenvolvimento, estas tendem a desaparecer da paisagem quando expostas a outros processos intempéricos de natureza mecânica (chuva, vento, fluxos de água), devido à suscetibilidade deste tipo de rocha a estes processos.

Chapada dos Guimarães

Morfologia externa

A área de estudo situa-se no interior da feição morfológica conhecida por Chapada dos Guimarães. Segundo Gonçalves e Schneider (Apud Ross e Santos, 1982), um soerguimento do centro do continente, posterior a deposição da Formação Cachoeirinha, deu condições para a esculturação do relevo do centro-leste de Mato Grosso, formando, na parte Setentrional, vastos chapadões com mergulho para o Norte. Ainda segundo os autores, a borda Oeste da bacia do Paraná é assinalada por escarpa íngreme composta por sedimentos da Formação Furnas e rochas do embasamento cristalino. A erosão diferencial destacou as formações gerando feições variadas.

Moreira (1977, p. 14) discorrendo sobre o relevo mato-grossense, relata que:

...a borda da Bacia Sedimentar é marcada por um vasto alinhamento de "cuestas" e Chapadas que vão desde o limite com o Paraguai, em Mato Grosso, até a depressão periférica modelada em rochas Pré-Cambrianas, no Triângulo Mineiro. As frentes das "cuestas" voltadas para o exterior da bacia são festonadas, com pontas avançadas ("trombas" em Mato Grosso) e profundas reentrâncias que abrigam os altos cursos dos tributários do rio Paraguai. No noroeste da bacia, a cobertura Cretácica coroa parte da serra do Caiapó ou recobre, localizadamente, o topo dos chapadões e "cuestas" talhadas nas formações Paleozóicas subjacentes. Em todo caso, porém, são as grandes vertentes esculpidas nas formações Paleozóicas areno-sílticas de colorações avermelhadas e estratificação horizontal ou entrecruzada, como na Chapada dos Guimarães, no nordeste de Cuiabá.

O relevo local se desenvolve no reverso da cuesta. Neste reverso, de relevo suave, quase plano, levemente inclinado para norte, abrem-se vales escarpados e alargados, formando um relevo de transição de um clima árido para um clima úmido, com elementos morfológicos de ambas as condições climáticas, fato este observado por outros autores em áreas similares, como Passos (2000), e Hardt (2004).

Como conseqüência destas mudanças climáticas, no reverso da cuesta isolam-se pequenos tabuleiros, na forma de testemunho, limitados por escarpamento quase vertical, com paredões que por vezes ultrapassam 30 metros, sendo que em um destes testemunhos, alongado no sentido Oeste-Leste, em função de condicionantes estruturais, se desenvolve a gruta Aroê-Jari, motivo deste estudo, bem como outras duas grutas, também revestidas de importância, a gruta da Lagoa Azul e a gruta Kiogo-Brado. Esta última localiza-se em um apêndice de uma estrutura maior, separado do testemunho por um vale já bastante aprofundado e recoberto por uma mata densa tropical.

Depressões fechadas podem ser encontradas em partes do relevo. Uma das mais importantes é a depressão poligonal que

separa o testemunho onde se encontra a Aroê-Jari do maciço de onde este se destaca. Esta depressão de aspecto alongado e muito suave, não é perceptível localmente, sendo identificada apenas pelas drenagens que se concentram e correm para o interior da gruta.

Outras depressões importantes encontram-se na área superior do maciço, constituindo-se em uma dolina arredondada, e uma uvala elíptica, resultado da coalescência de duas dolinas, em cujos interiores se encontram grutas que permitem a comunicação entre ambas às depressões e que drenam a água que nelas se acumulam para um córrego interno, que desemboca no interior da gruta Aroê-Jari.

O mapa de compartimentação morfológica (Figura 8) apresenta os três compartimentos de relevo e sua localização, permitindo a compreensão do sistema. Os altos estruturais cercam vales. Nestes, diversas nascentes compõem a bacia do Monjolinho. A nascente difusa que forma a depressão poligonal pertence à mesma bacia, mas drena para esta através da caverna Aroê-Jari.

As escarpas, sejam dos testemunhos ou na estrutura maior, são sustentadas em parte por um arenito mais rígido, silicificado, que impede uma erosão mais acelerada, ou, eventualmente, por concreções ferruginosas (lateritas) (Vasconcelos, 2005), que afloram em alguns trechos das vertentes (Figuras 9 e 10).

Uma formação particularmente interessante, resultado desta diferença litológica, é a “Ponte de Pedra”, onde o arenito silicificado, mais rígido, sobreviveu aos processos de intemperismo, enquanto que a sua base, mais friável, foi completamente retirada. (Figura 11).

Na superfície cimeira, em geral bastante aplainada, os afloramentos rochosos são frequentes, demonstrando que os processos intempéricos são bastante ativos na dissecação do relevo, não permitindo o acúmulo de solos, sendo que o material intemperizado acaba transportado, por água ou vento, para o fundo dos vales. Tal superfície, pelo nivelamento topográfico e presença de concreções, trata-se provavelmente de uma antiga superfície de erosão.

Formações tipo “casco de tartaruga” (Figura 12) são observadas em diversas áreas,

tais formações se enquadram na categoria de “pavimentos tessalônicos”. A gênese de tais pavimentos ainda é questionável, e várias hipóteses foram aventadas (Branagan, 1983).

Relevos ruiformes aparecem nas escarpas, decorrente da erosão diferenciada que ocorre em pontos da rocha que sofreram diaclasamentos.

Este controle estrutural (diáclases) no substrato rochoso é importante, não só no lineamento dos vales, mas também dos altos estruturais, dando origem a formas alongadas, bem como morrotes residuais (hums), que se destacam das escarpas próximas. Também é o condicionante dos condutos das cavernas (Borghi e Moreira, 2002).

Formas de dissolução nas superfícies rochosas, conhecidas por *kamenitzas* (Figura 13), aparecem com frequência nas cimeiras dos altos estruturais, e somadas a outras formas em geral associadas ao relevo cárstico, como as ruiformes e os arcos, bem como *hums* e depressões fechadas, além das próprias cavernas, permitem demonstrar que esta área se comporta, desde um ponto de vista sistêmico, como um carste.

Morfologia interna

As cavernas Aroê-Jari, Lagoa Azul e Kiogo-Brado, apresentam um nítido controle estrutural, que pode ser observado pelo diaclasamento visível, sobretudo no teto das cavidades, bem como no controle litológico decorrente do contato entre duas litologias distintas.

As diáclases condicionam a direção dos condutos, sentido ENE/OSO, dando uma feição linear, exceto na parte central da caverna Aroê-Jari, onde se observa a convergência de condutos em direção ao conduto principal, decorrente de um diaclasamento secundário.

Não é possível enquadrar com precisão a mencionada caverna na classificação de Palmer (1991). Tal se deve pelo fato de que tal classificação, elaborada para cavernas em rochas carbonáticas, não ser totalmente adequada para outras litologias. Aproxima-se, no entanto, ao que Palmer chama de “Caverna de passagem única”. Na visão de Rodet (2007), trata-se de um monocoletor.

Internamente, o plano de corte dos condutos é caracterizado por um conduto de teto. Observa-se nitidamente um alargamento da base em relação à porção superior do conduto, em função de um evento paragenético, com preenchimento do conduto inferior com sedimentos provocando a erosão do teto (Figuras 14 e 15).

O controle estrutural é nítido também nas cavernas Lagoa Azul e Kiogo-Brado. No

entanto, no caso da Kiogo-Brado uma única diáclase condiciona a formação do conduto, tornando-o estreito e alto. Nas cavernas Aroê-Jari e Lagoa Azul, duas diáclases próximas das laterais dos condutos determinam sua forma mais alargada, tendendo para um retângulo. As Figuras 16 e 17 apresentam os condutos típicos das grutas Lagoa Azul e Kiogo-Brado, respectivamente.

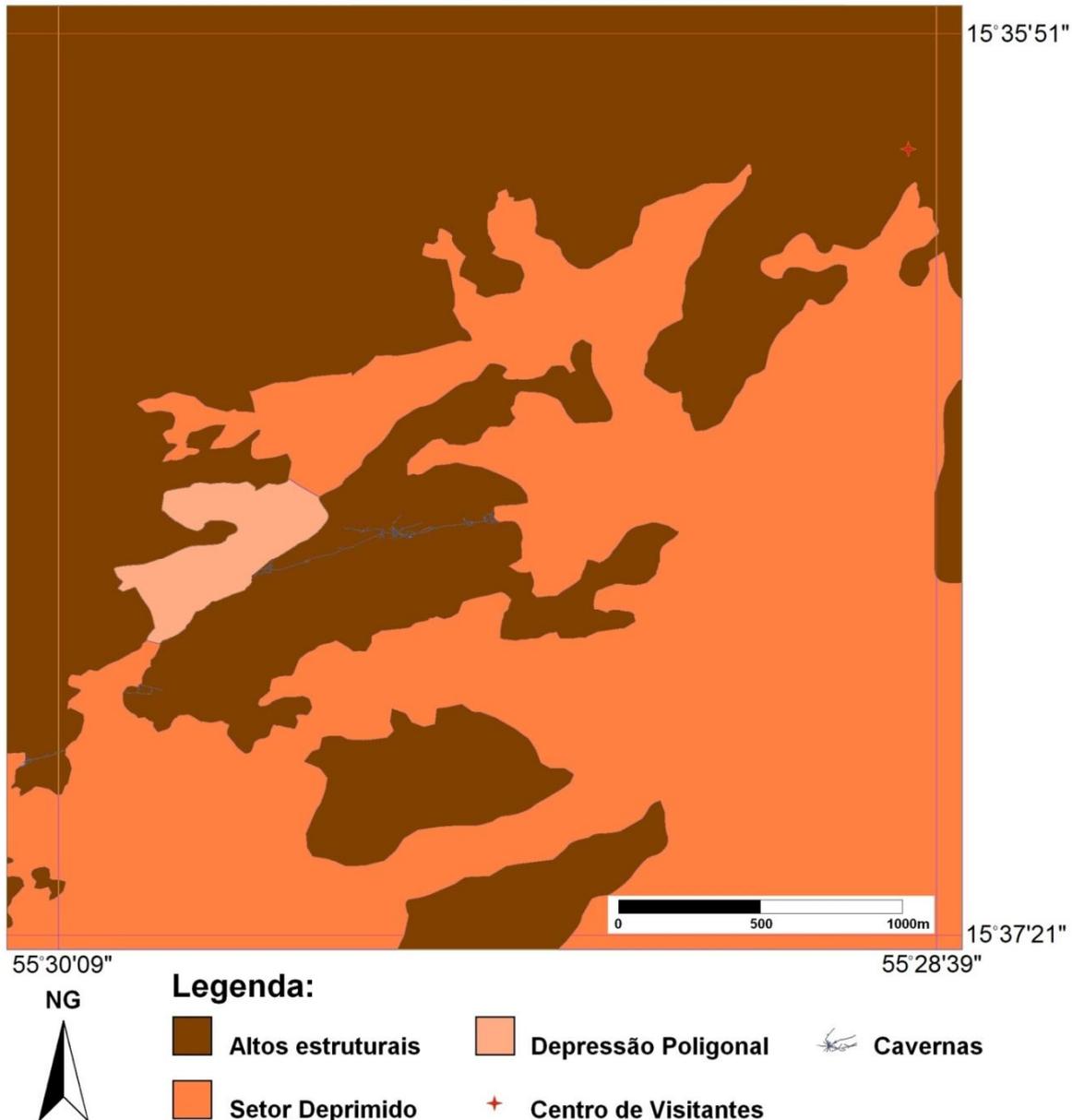


Figura 8 – Mapa de compartimentação geomorfológica. Em marrom, estão representados os altos estruturais, em geral separados dos vales (em laranja), por escarpamentos que podem atingir mais de 30m de desnível. Partes se conectam com o relevo dos vales de forma suave, neste caso, a linha divisória foi traçada a meia vertente. Os tons de laranja diferenciam as bacias. Estas estão conectadas pela caverna Aroê-Jari, mas para a compreensão do sistema, foram representadas separadamente. Organizado por Rubens Hardt, com base em observações de campo, dados coletados com GPS, bússola e clinômetro, e imagem disponível pela Internet através do provedor de imagens GoogleEarth. (2007).

Ainda na caverna Aroê-Jari, em vários pontos é possível observar cúpulas de dissolução. Tais feições são relevantes, pois são claros indicativos da dissolução da rocha. A existência de tais formas é significativa (Figura 18).

Outra feição importante sob esta perspectiva é o conjunto de travertinos encontrado no interior da caverna Aroê-Jari (Figura 19). Testes com soluções ácidas não resultaram em qualquer reação, indicando ausência de carbonatos.

Considerações Finais

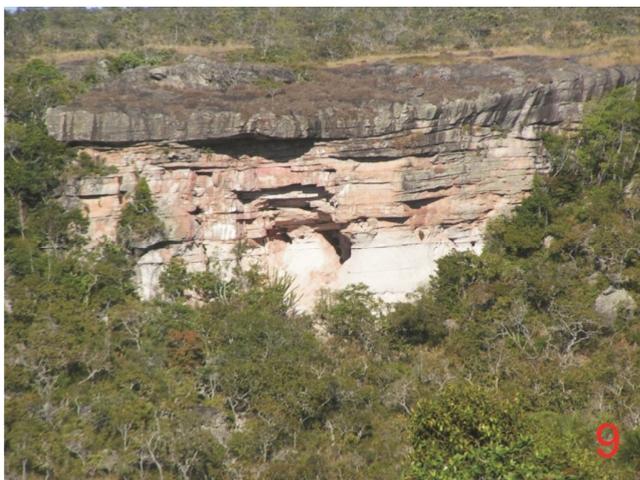
As observações feitas até o momento evidenciaram algumas características gerais dos relevos cársticos das áreas estudadas, permitindo a formulação de hipóteses mais

prováveis para explicar a existência destas formas cársticas e sua manifestação em uma cronologia relativa.

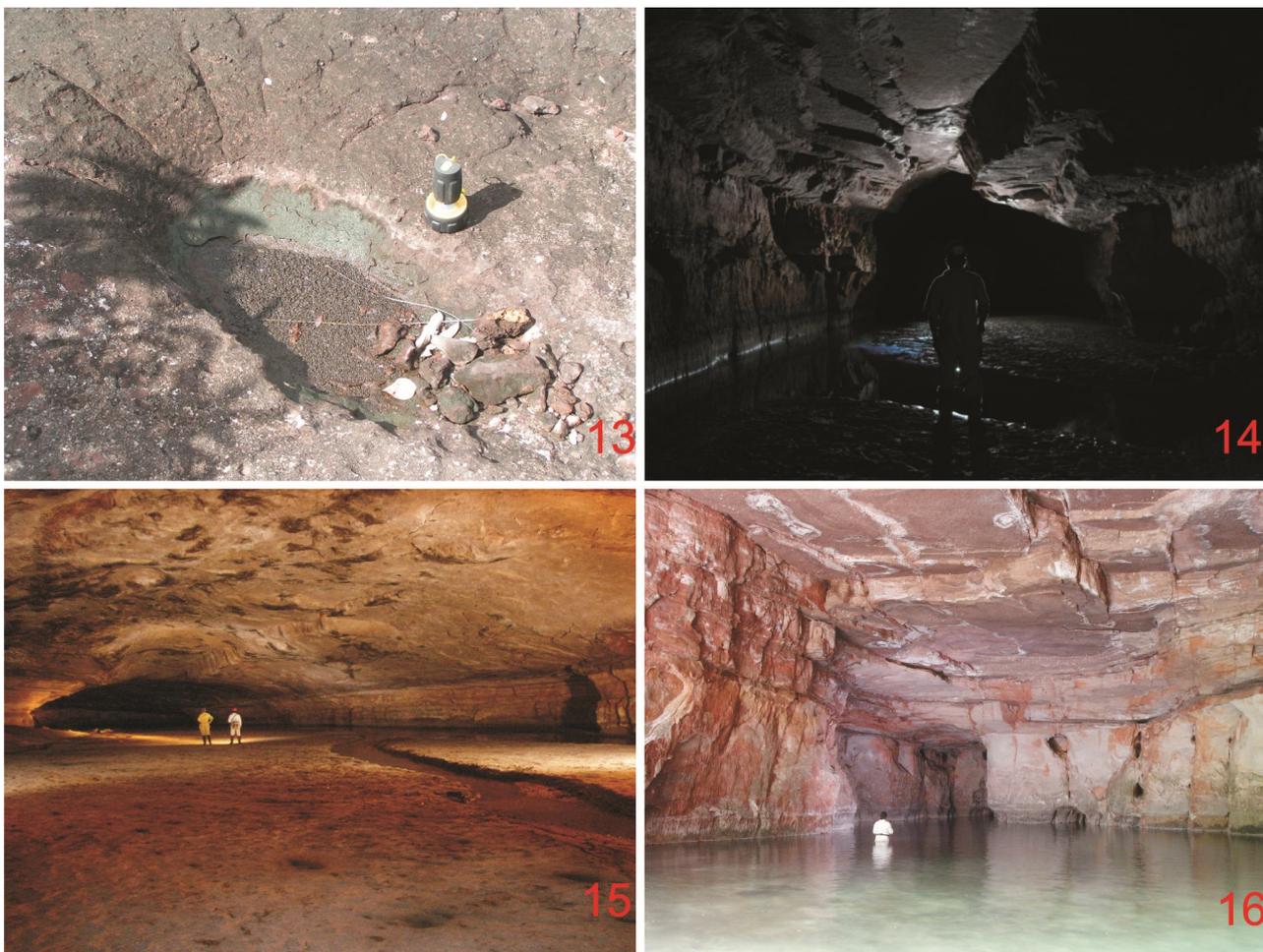
Assim sendo, alguns fatores são discutidos em cada área, demonstrando algumas semelhanças e diferenças entre elas.

Serra de Itaqueri

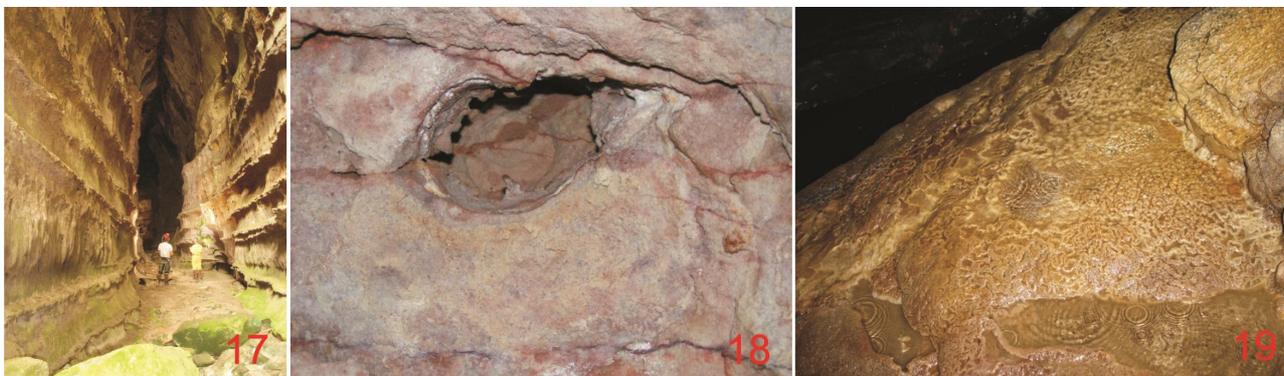
Considerando-se as cavernas, isoladamente, observa-se que estas ocorrem principalmente no setor leste da serra, em posição de contato entre o front e o tálus, estando, aproximadamente, no mesmo nível altimétrico, cerca de 840m SNM. Também se observam, em seu interior, como já apresentado no capítulo anterior, formas de dissolução, indicando a existência de uma fase freática anterior, hoje ausente.



Figuras: 9 – Escarpamento sustentado por arenito rígido, silicificado (no topo), sobrepondo arenito mais friável (na base). Proximidades da caverna Aroê-Jari, junho de 2006; 10 – Fragmento de concreção laterítica no topo de alto estrutural, proximidade da caverna Aroê-Jari. Tamanho aproximado: 2,5 cm, fevereiro de 2006; 11 – “Ponte de Pedra”, formação decorrente do intemperismo diferenciado de duas litologias, junho de 2006; 12 – Formação tipo “casco de tartaruga”, junho de 2006. Fotos: Rubens Hardt.



Figuras: 13 – Forma típica de dissolução, conhecida como Kamenitza, encontrada em superfície rochosa. Aparecem com frequência nos arenitos silicificados que sustentam os altos estruturais, fevereiro de 2006; **14 –** O controle paragenético determina a forma do conduto. Observe na parte superior, o canal de teto, mais estreito que a parte inferior, em decorrência de um evento de entulhamento sedimentar da cavidade, junho de 2006; **15 –** Salão central, gruta Aroê-Jari. Aqui também é possível observar a diferença devido à paragênese. Na parte superior, um conduto de teto estreito, enquanto que na parte inferior, um amplo salão domina. As dimensões deste salão estão relacionadas ao controle estrutural, com a convergência de condutos laterais e fluxo secundário de água. Observe também o nítido contato entre as duas formações litológicas nas proximidades do teto, fevereiro de 2006; **16 –** Aparência típica do conduto da caverna Lagoa Azul, fevereiro de 2006.
Fotos: 13 – Rubens Hardt; 14, 15 e 16 – José Ayrton Labegalini.



Figuras: 17 – Aparência típica do conduto da caverna Kiogo-Brado, fevereiro de 2006; **18 –** Cúpula de dissolução no teto de conduto da caverna Aroê-Jari, junho de 2006; **19 –** Travertinos no interior da caverna Aroê-Jari, fevereiro de 2006. Fotos: 17 e 19 – José Ayrton Labegalini; 18 – Rubens Hardt.

O contexto geológico apresenta as cavernas inseridas no Arenito Botucatu, quase sempre associadas a afloramentos de basalto em posição altimétrica acima da posição das cavidades. Tal constatação é importante, pois, a presença do basalto permite a formação de aquíferos com um PH alto (básico), extremamente favorável a dissolução da sílica, que pode ajudar a explicar a formação destas cavidades.

Acredita-se que, em um passado geológico, situação semelhante a encontrada no município de Águas de São Pedro e proximidades, ocorreu, permitindo a formação de um aquífero com PH básico, favorecendo não apenas a dissolução dos arenitos, como também a formação de condutos, dando origem às cavernas.

Embora esta não seja a única origem possível para as cavernas regionais, as cavernas maiores e mais expressivas em termos morfológicos se encontram nestas áreas, mostrando que a presença do basalto pode ser significativa no desenvolvimento das cavidades. Trata-se portanto, de um paleocarste, um carste não mais ativo, decorrente da atividade química em meio freático, quando este nível se encontrava muitos metros acima do atual.

Seguiu-se uma fase em que, em função do rebaixamento do freático, as águas abandonaram as cavidades, gerando um segundo estágio de evolução, onde ocorreram grandes abatimentos, devido ao fato de as rochas que compunham o nível superior da cavidade formada estarem parcialmente intemperizadas, e a saída da água provocou perda de sustentação, induzindo ao colapso.

Uma terceira fase, a atual, encontra-se em desenvolvimento, com os condutos estabilizados, e a dissolução da rocha na parte superior da cavidade se dando devido à infiltração das águas intempéricas, depositando minerais em seu interior, como atestam os espeleotemas presentes ainda em formação.

Já na parte superior da *cuesta*, em seu reverso, formam-se dolinas muito nítidas, largas e rasas, cujo interior é tomado por turfeiras. Por se tratar de uma feição atual, o desenvolvimento dos processos cársticos se dá possivelmente, pelo acúmulo de matéria orgânica, como descrito por Bennett (1991). Tratam-se, portanto, de feições em plena

evolução, estando bastantes ativas na época das chuvas, quando se alagam, e pouco ativas no período das secas.

O controle estrutural está presente em todas as formas, acompanhando algum dos diversos lineamentos já identificados por diversos autores, como visto anteriormente. Estes são facilmente observados no interior das cavidades e podem ser inferidos na superfície por anomalias de drenagem e lineamentos nos *fronts de cuesta*.

As evidências de dissolução química também estão presentes, podendo-se observá-las tanto no interior das cavidades, quanto na área externa, demonstrando que processos de dissolução química vem atuando no modelado desde a muito tempo.

Chapada dos Guimarães

Na área da Chapada dos Guimarães, as cavernas têm um nítido controle estrutural, facilmente observável no interior destas. A dificuldade encontra-se em demonstrar uma associação com fatores geoquímicos que permitam explicar a dissolução, uma vez que ao contrário do que ocorre na Serra de Itaqueri, não existem afloramentos de basalto. A explicação geoquímica mais provável, para a existência das cavidades está, possivelmente, associada a presença de matéria orgânica. Muita matéria orgânica em decomposição é encontrada no interior da cavidade, trazida pelas águas, criando um ambiente favorável a dissolução da sílica. Bancadas ferruginosas também podem ter contribuído, pois estas são encontradas em diversas partes do maciço. O fator litológico é também importante para explicar as dimensões das cavidades. Embora a dissolução química se apresente como o elemento fundamental para a existência destas, após ter-se estabelecido um fluxo turbulento, as paredes provavelmente se alargaram em função da erosão mecânica, atuando em uma litologia mais friável na parte inferior, preservando o teto na parte superior em função da resistência mecânica ao desabamento, decorrente da rocha superior (formação Alto Garças) ser muito mais rígida que a inferior (Formação Vila Maria), embora ambas sejam arenito.

As dimensões dos condutos também implicam que, em um passado geológico, houve um fluxo muito maior de água que no

presente. Hoje, o nível freático se encontra aflorando no interior da cavidade, sendo que em sua maior parte, raramente passa de um metro de profundidade, existindo, no entanto, partes com profundidades maiores. A quantidade de água, com uma vazão muito pequena, tem origem em afloramentos no próprio interior da cavidade, ou em nascentes difusas em uma depressão poligonal irregular nas proximidades da mesma, que migra para o seu interior. Como hoje a cavidade se encontra no reverso da *cuesta*, muito próximo de seu front (cerca de 1,5Km), é possível que, com a evolução da *cuesta*, um rio que antes drenava de forma consequente, passando pela gruta Aroê-Jari, tenha sido capturado para o *front* e depressão periférica, tornando-se obsequente e não mais correndo pelo interior da cavidade.

Na parte externa, a depressão poligonal próximo a caverna maior (Aroê-Jari), serve de nascente difusa e possui muita vegetação em seu interior, sendo possível observar depósitos de turfa nas mesmas. É uma área quase plana. Consequentemente, a drenagem é lenta, tendo pouca influência mecânica, como se pode observar pela ausência de sedimentos na água que penetra a cavidade, acredita-se que a presença de matéria orgânica é a principal responsável pela evolução da depressão, pois a base desta está tomada por turfeiras.

Na parte superior do maciço da Aroê-Jari, encontram-se dolinas de abatimento, permitindo o acesso a uma pequena cavidade, ligada a Aroê-Jari pela hidrologia, mas não por condutos penetráveis pelo homem. Algumas destas dolinas coalescem, formando pequenas uvalas.

Talvez as formas mais significativas de revelo cárstico, excetuando-se as cavernas, seja a presença de *kamenitzas*, relevo ruiforme, e principalmente, os *karrens*, que se apresentam em rochas hoje expostas, mas que indicam um desenvolvimento subcutâneo, na zona epicárstica.

Dentre as principais contribuições desta pesquisa, talvez seja a explicação proposta para as formas chamadas de "casco de tartaruga", fragmentos poligonais na superfície das rochas, conhecidos genericamente como pavimentos tessalônicos ou quebra poligonal, uma das mais importantes. Branagan (1983) apresenta uma distinção em quatro tipos de pavimentos, de acordo com a origem. Para o

autor, estes pavimentos se formam por redes de juntas (origem portanto associada ao tectonismo); pelo rápido resfriamento de rochas vulcânicas em superfície, provocando a quebra em polígonos; pelo ressecamento de argilas e posterior litificação, e um por fim, um tipo denominado genericamente pelo autor de "quarto tipo", nos quais se incluem os "cascos de tartaruga" ou, como denomina o autor, "pele de elefante", para o qual diversas explicações foram propostas, mas nenhuma explica completamente o fenômeno.

Opina-se que tais pavimentos teriam sua origem em fenômenos epicársticos, desenvolvendo-se no contato rocha-solo, onde a umidade do solo permitiria uma interação química lenta dos fluídos na superfície da rocha, induzindo, posteriormente, a sua quebra por stress, quando da perda desta umidade. Isto permite explicar porque tais pavimentos aparecem inclusive, em superfícies inclinadas da rocha, em posição vertical. Seriam, desta forma, exemplos de formas cársticas, corroborando a existência deste na referida área. Na literatura investigada, não se conhece interpretação semelhante.

Considerações gerais

Os dados colhidos em campo demonstram a existência de formas de dissolução e também uma cronologia de evolução, ainda não completamente compreendidas, para ambas as áreas de estudo, corroborando com o conceito de que o carste se desenvolve em rochas não carbonáticas, notadamente o arenito, e tornando-se assim, uma contribuição ao conhecimento do carste em rochas de grande ocorrência em território brasileiro.

Existem grandes diferenças entre as manifestações cársticas em cada área. Estas diferenças, associadas com o estágio diferente de desenvolvimento do endocarste, podem auxiliar a compreender os mecanismos comuns de desenvolvimento do carste em arenitos, bem como expor características localizadas.

Em pesquisas futuras, pretende-se complementar os dados de campo, preenchendo lacunas que ainda carecem de explicação, bem como, em havendo possibilidade, realizar análises químicas que demonstrem, sob a perspectiva geoquímica, a

dissolução da rocha.

Agradecimento

O Autor Rubens Hardt agradece a CAPES - Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior o auxílio recebido através do Programa de Doutorado com Estágio no Exterior - PDEE, sem o qual este trabalho não seria possível

Referências bibliográficas

- Ab'saber, A. N. 1954. A geomorfologia do Estado de São Paulo. In: *Aspectos geográficos da terra bandeirantes*. Rio de Janeiro: Cons. Nac. Geografia.
- Almeida, F. F. M. 1964. *Fundamentos geológicos do relevo paulista*. São Paulo: USP.
- Auler, A. S. 2004. Quartzite caves of South America. In: *Encyclopedia of Caves and Karst Science* (Gunn, J. ed.). Fitzroy Dearborn, New York, p.611-613
- Bennett, P. C. 1991. Quartz dissolution in organic-rich aqueous systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 55. Pergamon: p. 1781-1797.
- Borghi, L.; Moreira, M. I. C. 2002. Caverna Aroe Jari, Chapada dos Guimarães, MT. In: BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Brasília: DNPM, p. 481-489.
- Branagan, D. F. 1983. Tessellated 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.
- Chalcraft, D.; Pye, K. 1984. Humid tropical weathering of quartzite in Southeastern Venezuela. *Zeitschrift für Geomorphologie*. Berlin: v. 28, n. 3, p. 321-332.
- Correa Neto, A. V.; Batista Filho, J. 1997. Espeleogênese em Quartzitos da Serra do Ibitipoca, Sudeste de Minas Gerais. *Anuário do Instituto de Geociências*, 20, p. 75-87.
- 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, p. 452 - 457.
- Doerr, S. H. 1999. Karst-like landforms and hydrology in quartzites of the Venezuelan Guyana shield: Pseudokarst or "real" karst? *Zeitschrift für Geomorphologie* 43: 1-17.
- Ford, D.; Williams, P. 1989. *Karst Geomorphology and Hydrology*. London, Unwin Hyman.
- Glazek, J. 2006. Karst Related Phenomena - The Problem of Proper Nomenclature. *9th International Symposium on Pseudokarst (Abstracts)*. Institute of Nature Conservation. p. 47-48.
- Hardt, R. 2003. *Formas Cársticas em Arenito*. Monografia de Especialização. UNESP.
- 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.
- Hardt, R.; Pinto, S. A. F. 2008. Carste Em Rochas Não Carbonáticas. *VIII Sinageo* (anais CD-Rom).
- 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.
- IPT. 1981. *Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo*. São Paulo: IPT.
- 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.
- Karmann, I. 1986. Caracterização geral e aspectos genéticos da gruta arenítica "Refúgio do Maroaga", AM-02. *Espeleo-Tema* 15: 9-18.
- 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: 2000.
- Manguet, M. 1972. *Le modelé des grès: Problèmes Généraux*. Paris: Institut Géographique National.
- 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-Octobre.

- 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) *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, Rio Claro: UNESP.
- 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)*. Brasília: Sociedade Brasileira de Espeleologia.
- Morais, F. 2009. Contexto geológico das cavernas em arenito do Estado do Tocantins. *XXX Congresso Brasileiro de Espeleologia (Anais em CD Rom)*. Sociedade Brasileira de Espeleologia.
- Moreira, A. A. N. 1977. Relevô. In: IBGE. *Geografia do Brasil, Região Centro-Oeste (Vol. 4)* p. 1-34. Rio de Janeiro.
- Palmer, A. N. 1991. Origin and Morphology of Limestone Caves. *Geological Society of America Bulletin*, v. 103, pag. 1-25.
- Passos, M. M. 2000. *A construção da paisagem no Mato Grosso - Brasil*. Maringá: UEM; Presidente Prudente: UNESP.
- Renault, P. 1953. Caractères généraux des grottes gréseuses du Sahara méridional. *Anais I Congrès International de Spéléologie*. p. 275-289: 1953.
- 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.
- Rodet, J. 2007. Karst de la Craie et aquifère de Normandie. *European Journal of Water Quality*. T. 38 Fasc. 1.
- Ross, J. L. S.; Santos, L. M. 1982. Geomorfologia. In: MME. *Projeto RADAMBRASIL*. Vol. 26 - Cuiabá. Rio de Janeiro, MME.
- Self, C. A. Mullan, G. J. 2005. Rapid Karst Development in an English Quartzitic Sandstone. *Acta Carsologica* 34/2 7 p. 415-424
- Silva, S. M. (2004) *Carstificação em Rochas Siliciclásticas: Estudo de caso na Serra do Ibitipoca, Minas Gerais* (Dissertação). Belo Horizonte: UFMG, 143p.
- 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. 304 f. Tese (Doutorado em Geologia) Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- Sweeting, M. M. 1972. *Karst Landforms*. Londres: Macmillan.
- Troppmair, H.; Tavares, A. C. 1985. Observações Geomorfológicas e Biogeográficas na região Espeleológica de Altinópolis. *Boletim de Geografia Teorética*, 15, (29-30), p. 329-336.
- Turkington, A. V.; Paradise, T. R. 2005. Sandstone weathering: a century of research and innovation. *Geomorphology* 67, p. 229–253
- Uagoda, R.; Avelar, A. S.; Coelho Netto, A. L. 2006. Depressões Fechadas em Relevô Cárstico-Quartzítico, Bacia do Ribeirão Santana, Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. *Anuário do Instituto de Geociências*. 29 – 2, p. 87-100.
- Urbani, F. 1986. Notas sobre el origen de las cavidades en rocas cuarcíferas precámbricas del Grupo Roraima, Venezuela. *Interciência* 11: 298-300.
- Urbani, F. 1990. Bibliografia sobre cavidades desarrolladas en rocas no carbonáticas de la Guayana Venezolana. *Boletín de la Sociedad Venezolana de Espeleología* 24: 1-4.
- 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.

- 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: 55-67.
- White, W. B.; Jefferson, G. L.; Haman, J. F. 1967. Quartzite Karst in Southeastern Venezuela. *International Journal of Speleology*. Vol. 2 (4), UIS.
- Willems, L.; Rodet, J.; Pouclet, 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. / *Encontro Brasileiro de Estudos do Carste. Caderno de Resumos*. Belo Horizonte.
- Willems, L.; Rodet, J.; Pouclet, A.; Melo, S.; Rodet, M.; Compère, P.; Hatert, F.; Auler, A. S. 2008. Karst in sandstones and quartzites of Minas Gerais, Brazil. *Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe*. Coruña: Vol. 33, pp. 127 – 138.
- 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.
- 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: 409-423.
- Young, R.; Young, A. 1992. *Sandstone Landforms*. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag.



A revista *Espeleo-Tema* é uma publicação da Sociedade Brasileira de Espeleologia (SBE).
Para submissão de artigos ou consulta aos já publicados visite:

www.sbe.com.br/espeleo-tema.asp