

Artigo de Pesquisa

Características litofaciológicas e aspectos genéticos de feições cársticas da Formação Furnas e Arenito Vila Velha no município de Ponta Grossa (Paraná, Brasil)

Lithofaciological characteristics and genetic aspects of karst features of the Furnas Formation and Vila Velha Sandstone, Ponta Grossa county (Paraná State, southern Brazil)

Henrique Simão Pontes¹, Luiz Alberto Fernandes², Mário Sérgio de Melo³, Gilson Burigo Guimarães⁴, Laís Luana Massuqueto⁵

¹ Universidade Estadual de Ponta Grossa (UEPG), Departamento de Geociências e Grupo Universitário de Pesquisas Espeleológicas (GUPE), Ponta Grossa, Brasil. henriquegeografo@gmail.com
ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-3872-6408>

² Universidade Federal do Paraná (UFPR), Programa de Pós-graduação em Geologia do Departamento de Geologia, Curitiba, Brasil. lufernandes@ufpr.br
ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-0718-5154>

³ Universidade Estadual de Ponta Grossa (UEPG), Departamento de Geociências, Ponta Grossa, Brasil. msmelo1952@gmail.com
ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-6075-0650>

⁴ Universidade Estadual de Ponta Grossa (UEPG), Programa de Pós-graduação em Geografia do Departamento de Geociências e Grupo Universitário de Pesquisas Espeleológicas (GUPE), Ponta Grossa, Brasil. gilsonburigo@gmail.com
ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-7665-8798>

⁵ Universidade Estadual de Ponta Grossa (UEPG), Departamento de Geociências e Grupo Universitário de Pesquisas Espeleológicas (GUPE), Ponta Grossa, Brasil. lais.massuqueto@gmail.com
ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-6838-6673>

Recebido: 20/01/2021; Aceito: 20/05/2021; Publicado: 15/01/2022

Resumo: Apresenta-se aqui resultados de pesquisa de caracterização de feições de origem cárstica desenvolvidas nas rochas da Formação Furnas (Siluriano/Devoniano) e Arenito Vila Velha (Carbonífero Superior), no município de Ponta Grossa, sul do Brasil. A pesquisa teve como método a análise da relação do desenvolvimento destas feições com características litofaciológicas das rochas, envolvendo elaboração de seções geológicas, microscopia de luz transmitida, microscopia eletrônica de varredura (MEV), espectrometria de energia dispersiva (EED) e microtomografia computadorizada (micro-CT). A maioria das feições cársticas se desenvolve em arenitos médios e as descontinuidades da rocha (tectônicas e sedimentares) têm um papel primordial no controle da ocorrência e desenvolvimento destas. Rochas arenizadas e fantomizadas, com feições de dissolução dos cimentos (caulinítico, óxidos de ferro e do crescimento sintaxial de quartzo) e do arcabouço quartzoso são evidências da carstificação por arenização e fantomização nestes arenitos. Os resultados permitem classificar o relevo em questão como uma nova região cárstica não carbonática brasileira. Esta área necessita atenção na gestão, principalmente no uso de recursos naturais, para garantir a conservação de mananciais de águas subterrâneas e demais elementos da geodiversidade que integram o patrimônio geológico regional.

Palavras-chave: arenização; fantomização; carste não carbonático.

Abstract: This paper presents results of research about the characterization of karst features developed in the Furnas Formation (Silurian / Devonian) and Arenito Vila Velha (Superior Carboniferous), in the Ponta Grossa county, southern Brazil. The research had as method the analysis of the relationship between the development of these features with lithofaciological characteristics, involving the elaboration of geological sections, transmitted light microscopy, scanning electron microscopy (SEM), dispersive energy spectrometry (EED) and computerized microtomography. Most karst features develop in medium sandstones and rock discontinuities (tectonic and sedimentary) have a primary role in controlling the occurrence and development of these. Rocks with phantomization and arenization, with records of dissolution of cements (kaolinite, iron oxides and syntaxial growth of quartz) and in quartz grains are shreds of evidence karstification by arenization and phantomization in these sandstones. The results allow classifying the relief developed in these rocks as a new Brazilian non-carbonate karst region. This area needs attention in management, mainly in natural resources, to guarantee the conservation of groundwater sources and other geodiversity elements that integrate the regional geological heritage.

Keywords: arenization; phantomization; non-carbonate karst.

1. Introdução

O conceito de carste passou por importantes transformações nas últimas décadas, resultado de importantes contribuições de pesquisadores em várias regiões do globo (e.g. MARTINI, 1982; JENNINGS, 1983; RODET, 1996; BRUXELLES; QUINIF; WIÉNIN, 2009; KLIMCHOUK, 2009; HARDT; RODET; PINTO, 2010; RODET, 2014; DUBOIS et al., 2014; WRAY; SAURO, 2017). Algumas áreas que anteriormente eram classificadas (erroneamente) como “pseudocarste”, conceito este que deve ser abandonado, agora são consideradas como cársticas. Assim, o termo carste não está mais vinculado a um tipo de rocha específica, mas ao conjunto de processos genéticos atuantes em um determinado relevo. Neste contexto, o intemperismo químico, incluindo as diferentes formas de ação química da água sobre as rochas, tem papel fundamental na gênese das feições cársticas. Segundo os conceitos atuais, terrenos constituídos por rochas siliciclásticas não carbonáticas, tais como quartzarenitos e seus correspondentes metamórficos, meta-arenitos e quartzitos, podem desenvolver relevo e feições cársticas (WRAY; SAURO, 2017).

Para compreender os processos de carstificação em um litotipo específico é necessário identificar e compreender os mecanismos de formação e evolução, e estes mecanismos são registrados nas rochas como feições de dissolução e precipitação desenvolvidas em macro a micro escalas. Sua análise integrada fornece os indícios que permitem determinar a carstogênese e a espeleogênese de um relevo específico. Os modelos carstogenéticos são propostos através da análise do conjunto de geoformas, que inclui cavernas, depressões no terreno (dolinas), espeleotemas e espeleogens que se desenvolveram com a intervenção de processos de intemperismo químico.

Entretanto, apenas a ocorrência de uma dessas feições, ou de formas isoladas, não deve ser considerada como suficiente para classificar um relevo como cárstico. Algumas rochas podem apresentar processos pontuais de carstificação, mas não necessariamente constituem relevos cársticos, como por exemplo, as áreas graníticas. Por isso, é indispensável identificar e analisar o conjunto de feições geológicas desenvolvidas em um determinado território. Este é o primeiro passo para reconhecer e entender um relevo cárstico e os processos nele atuantes.

As feições geológicas de origem cárstica são elementos naturais impressos no substrato rochoso, que registram processos a que a rocha foi submetida. Diversas informações podem ser obtidas: qual o processo de evolução, se houve ação de águas subterrâneas, se a zona freática esteve confinada ou não, como o intemperismo químico atuou durante sua gênese. Esta última informação, como apontado anteriormente, é fundamental para classificar um relevo como cárstico ou não. Contudo, estas geoformas geralmente estão descaracterizadas devido à evolução dos processos no ambiente em que se formaram, envolvendo intemperismo recente, colapsos de blocos rochosos, revestimento por depósitos minerais e outras variáveis que podem ocultar, modificar ou destruir os registros. Deste modo, reconstruir a história evolutiva de um relevo cárstico pode ser um grande desafio.

Atualmente, a morfogênese da paisagem cárstica tem sido interpretada por várias frentes de análise, incluindo dois modelos antagônicos: a carstificação por remoção total e a teoria do primocarste. O primeiro modelo baseia-se nas concepções clássicas sobre carstificação, quando ocorre a remoção total da rocha que passou por intemperismo químico, com ausência total ou pouca geração de resíduos detríticos (material não solúvel), conforme conceituado por Dubois et al. (2014) e Wray e Sauro (2017). Por outro lado, no modelo do primocarste a rocha é modificada em ambiente de baixa energia na etapa inicial. Assim, o intemperismo químico age

inicialmente, seguido pelo intemperismo físico (ruptura mecânica, desagregação, remoção e transporte) por processos hidrológicos de maior energia (RODET, 1996; RODET, 2014). Estes modelos têm sido utilizados para compreender a carstificação desenvolvida em diferentes rochas, com ou sem componentes carbonáticos.

No modelo do primocarste, dois processos de carstificação são considerados, a arenização e a fantomização. Ambos têm como essência a alteração química da rocha em ambiente subterrâneo com baixa energia, geração de um produto de alteração (rocha arenizada ou rocha fantomizada) e posterior remoção mecânica deste material alterado e consequente abertura de dutos, galerias e cavernas. A carstificação por arenização em arenitos com ausência de minerais carbonáticos em sua composição foi identificada em diversas áreas do globo (e.g. MARTINI, 1979; 1982; JENNINGS, 1983; GALÁN et al., 2004; MELO; GIANNINI, 2007), da mesma forma a carstificação por fantomização também é presente (e.g. HARDT; RODET; PINTO, 2010; HARDT, 2011; QUINIF; BRUXELLES, 2011; PONTES, 2014; RODET, 2014; SUCHÝ et al., 2017, PONTES, 2019). A diferença entre estes dois modelos carstogenéticos é que na arenização ocorre intemperismo químico de constituintes exclusivamente silicosos, enquanto na fantomização há ataque químico a componentes mais solúveis da rocha. Porém, rochas compostas por sílica e outros materiais de maior solubilidade podem ter sido submetidas por ambos os processos.

Quartzoarenitos com cimentos não carbonáticos da borda leste da Bacia do Paraná (Sul do Brasil), especificamente as unidades geológicas Formação Furnas e Arenito Vila Velha da Formação Campo Mourão, apresentam evidências claras de processos de carstificação, envolvendo a dissolução de cimento e grãos de quartzo (e.g. MELO; GIANNINI, 2007; PONTES, 2019; PONTES et al., 2020). Nestas rochas foram identificadas feições-chave para a classificação da paisagem como cárstica, pois a gênese destas formas envolveu processos de intemperismo químico em rochas siliciclásticas. Este conjunto inclui cavernas, depressões no terreno, espeleotemas, espeleogens, como canais de teto e parede, dutos de dissolução, cúpulas e alvéolos (tafoni) e rochas arenizadas e/ou fantomizadas. Esta última feição permite atestar a existência do primocarste e avançar na interpretação dos processos genéticos atuantes no carste estudado. Com este contexto, faz-se necessário compreender as condições litológicas que controlam o desenvolvimento dos processos cársticos em questão. Assim, o objetivo desta comunicação é caracterizar as feições geológicas de origem cárstica desenvolvidas em quartzoarenitos com cimento não carbonáticos da Formação Furnas e subunidade Arenito Vila Velha da Formação Campo Mourão no município de Ponta Grossa (PR), e buscar a relação do desenvolvimento destas feições com o contexto faciológico. A existência de carstificação por arenização e fantomização são debatidas, a fim de definir a gênese do carste da área de estudo e identificar os mecanismos para a dissolução dos constituintes minerais destas rochas.

2. Área de Estudo

2.1 Localização

O município de Ponta Grossa está localizado na região dos Campos Gerais, estado do Paraná, Sul do Brasil. O limite territorial da pesquisa foi definido a partir das áreas com afloramentos de duas unidades geológicas compostas essencialmente por quartzoarenitos, a Formação Furnas (Grupo Paraná) e a subunidade Vila Velha, pertencente à Formação Campo Mourão (Grupo Itararé), na borda leste da Bacia do Paraná (Figura 1). A primeira unidade ocupa aproximadamente 85% do total do recorte territorial estudado, e a segunda 15%, sendo que a área investigada representa cerca de 30% do município de Ponta Grossa.

2.2 Aspectos geológicos

Os sedimentos que constituem as rochas da Formação Furnas foram depositados entre 421-395 Ma (Siluriano/Devoniano) (BORGHI, 1993; ASSINE, 1999; MILANI et al. 2007). Esta formação é predominantemente composta por arenitos quartzosos médios a grossos, cimentados por caulinita e illita (ASSINE, 1996; MELO; GIANNINI, 2007; e MILANI et al., 2007), com cimentação por crescimento sintaxial de quartzo (DE ROS, 1998; MELO; GIANNINI, 2007). Os arenitos apresentam estratificações plano-paralela e cruzada, e comumente intercalações de espessura geralmente decimétrica de silte e argila. Na base da formação há camadas conglomeráticas que podem ultrapassar um metro de espessura.

Para Assine (1996) a Formação Furnas tem cerca de 250 metros de espessura, sendo subdividida em unidades inferior, média e superior. Lobato e Borghi (2005) propuseram outra subdivisão estratigráfica, na qual a formação foi compartimentada em quatro unidades, sendo que o intervalo II de Assine (1996) foi dividido em partes A e B.

Bergamaschi (1992), Assine et al. (1994) e Assine (1996) sugeriram que os sedimentos da Formação Furnas foram acumulados em ambientes de plataforma marinha e deltaicos. Entretanto, há muita discussão sobre a natureza da sedimentação desta unidade, principalmente sua seção conglomerática inferior, totalmente sem fósseis (MILANI et al., 2007). Alguns autores afirmam que a deposição da Formação Furnas ocorreu em sistemas fluviais de canais anastomosados (SCHNEIDER et al., 1974; ZALÁN et al., 1987) e também por um grande sistema fluvial de rios entrelaçados (PAVAN, 2015; ARAÚJO, 2016).

O Arenito Vila Velha é uma subunidade da Formação Campo Mourão, com idade do Carbonífero Superior (MILANI et al., 1994). É essencialmente composta por arenitos avermelhados com cimento ferruginoso, de seleção variada, de granulação areia fina a grossa, com seixos na base. Os arenitos apresentam também cimento de caulinita e crescimento sintaxial de quartzo (BOCARDI, 2005). Exibem aspecto maciço frequente, além de estratificações plano-paralela incipiente e cruzada de baixo ângulo, marcas onduladas e intraclastos argilosos (MAACK, 1946; MELO; COIMBRA, 1996; FRANÇA et al., 1996; e MELO et al., 2007).

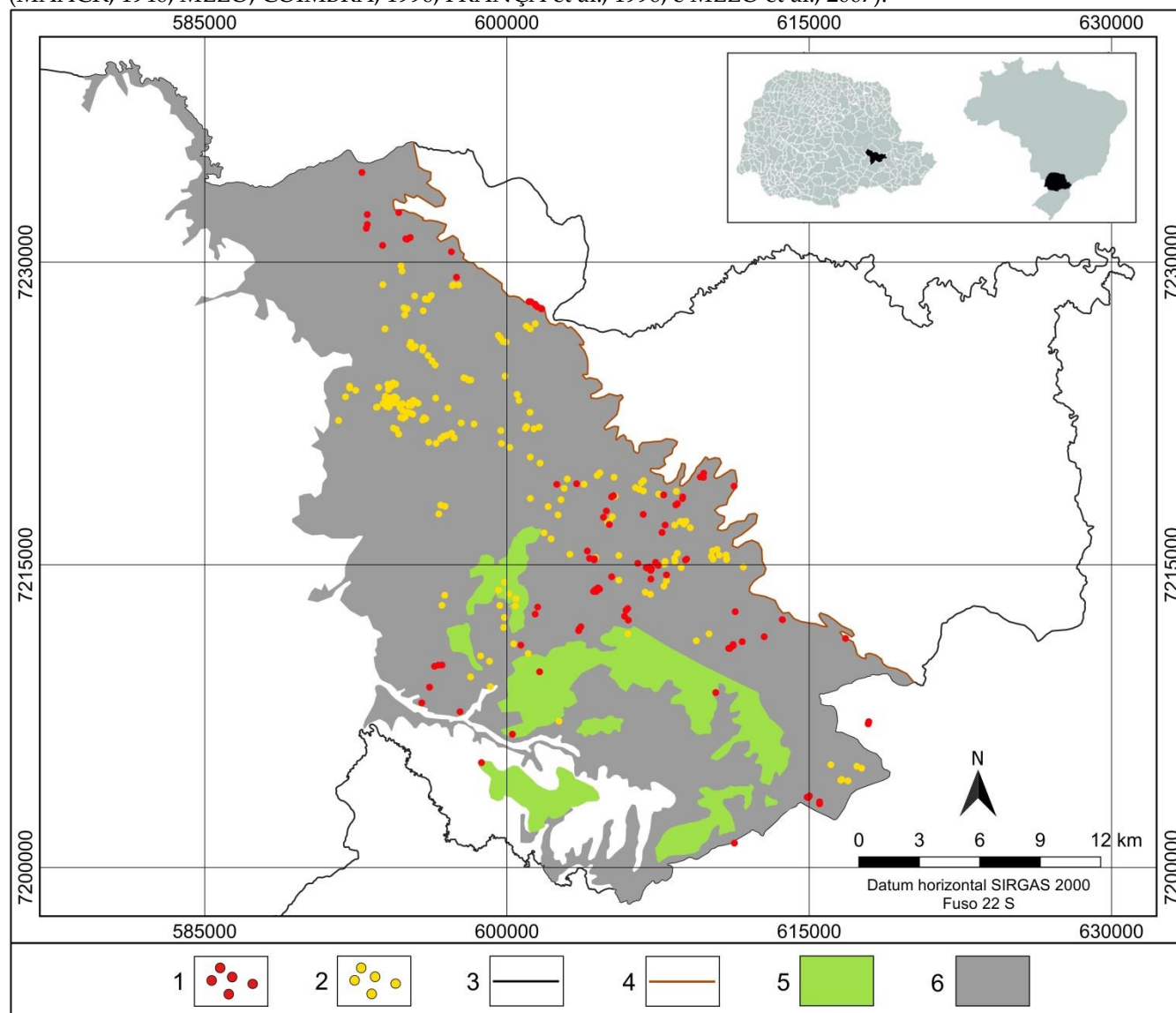


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo. Convenções cartográficas: 1- cavernas; 2- depressões no terreno; 3- limite do município de Ponta Grossa; 4- Escarpa Devoniana; 5- área de afloramento do Arenito Vila Velha; 6- área de afloramento da Formação Furnas.

França et al. (1996) destacaram que estes arenitos sustentam os famosos relevos ruiformes de Vila Velha, com mais de 30 metros de espessura e centenas a mais de mil metros de extensão lateral. A espessura total do Arenito Vila Velha é controversa. Maack (1946) indicou 65 metros e Melo et al. (2007) apontaram espessura de 50

metros. Vesely (2011) considerou os valores indicados por Maack (1946) e incluiu um intervalo arenítico com 30 metros de espessura, denominado de arenitos basais, totalizando 95 metros de espessura.

Para França et al. (1996), os sedimentos formadores do Arenito Vila Velha foram depositados na forma de lobos subaquosos, como produtos de fluxos gravitacionais densos iniciados na base de geleiras. Canuto et al. (1997) apontaram que a ocorrência de estratificação cruzada de baixo ângulo e perfurações verticais e horizontais permitem interpretar sedimentação marinha rasa, influenciada por marés. Vesely (2011) apontou um ambiente de deposição proglacial e, com base na ocorrência de superfícies com sulcos e cristas glaciais nos arenitos basais da sucessão estratigráfica denominada Arenito Vila Velha, sugeriu a passagem de gelo sobre sedimentos não consolidados.

2.3 Contexto estrutural

A Formação Furnas e o Arenito Vila Velha apresentam-se intensamente fraturados e falhados, registros de sobreposição de diferentes eventos tectônicos da história geológica regional. Tais estruturas tectônicas desempenharam importante controle na configuração do relevo nas áreas de exposição destas rochas, estando diretamente associadas com a ocorrência de inúmeros canyons e fendas. Duas direções principais de lineamentos estruturais se destacam, relacionadas com o Arco de Ponta Grossa (NW-SE) e com falhas do embasamento proterozoico (NE-SW), reativado pelo arqueamento crustal durante o Mesozoico (ZALÁN et al., 1990).

Pontes (2014) identificou sete conjuntos de lineamentos estruturais na área da presente pesquisa, denominando-os de São Jorge, Rio Verde e Mariquinha (paralelos ao eixo do Arco de Ponta Grossa) e Botuquara, Rio Quebra-Perna, Rio Guarituba e Fortaleza (paralelos à Falha Itapirapuã, estrutura tectônica do embasamento proterozoico). Além destas estruturas principais de direção predominantemente NW-SE e NE-SW, fraturas/falhas de direção leste-oeste e norte-sul também estão presentes nestas rochas.

Este intenso conjunto de estruturas rúpteis facilita o intemperismo químico e a ação erosiva da água, em ambiente superficial e subterrâneo, tornando estas descontinuidades zonas preferenciais para o desenvolvimento de condutos e galerias subterrâneas.

2. Materiais e Métodos

Levantamentos de campo foram desenvolvidos para a caracterização de litotipos, elaboração de seções geológicas e identificação de feições geológicas de origem cárstica, incluindo cavernas, depressões no terreno, espeleogens (canais de parede e teto, dutos de dissolução, cúpulas e alvéolos - tafoni), rocha arenizada e/ou fantomizada e espeleotemas (depósitos químicos secundários em cavidades subterrâneas). A verificação da ocorrência destas feições orientou-se em inventário da geodiversidade das cavidades naturais subterrâneas da área de estudo realizado por Pontes et al. (2018a, b). Análises estratigráficas, petrográficas, de caracterização faciológica e químicas foram realizadas em fase posterior, de escritório e laboratórios.

A caracterização das feições geológicas envolveu a descrição em campo e avaliação da possibilidade de correlação com características estratigráficas e litológicas. Esta fase baseou-se na verificação dos dados obtidos por meio de seções geológicas em que seis atributos foram averiguados: 1) composição mineralógica e parâmetros texturais, tais como granulação e seleção; 2) porosidade; 3) estruturas sedimentares; 4) estruturas tectônicas; 5) feições de intemperismo (rocha arenizada e/ou fantomizada) e; 6) padrão de ocorrência.

Foram elaboradas oito seções estratigráficas e dezesseis amostras foram coletadas para a realização das análises laboratoriais (oito amostras de rochas arenizadas e/ou fantomizadas, quatro amostras de rochas sem alteração química e quatro com silicificação). As coletas foram realizadas em áreas que apresentaram os melhores exemplos de exposição de feições de alteração química e situações com grandes porções intemperizadas, com a finalidade de interferir minimamente na estética do local.

As rochas aparentemente sem alteração química, com silicificação e com padrões sugestivos de arenização e/ou fantomização foram caracterizadas quanto à composição (arcabouço, matriz e cimento) inicialmente por microscopia de luz transmitida utilizando equipamento *Leica DMLP*, com polarizadores e captura de imagem digital, disponível na Universidade Feral do Paraná (UFPR). A microscopia eletrônica de varredura (MEV) com voltagem de 15 kV possibilitou observações com maior aumento, principalmente de registros de lixiviação do arcabouço e do cimento. Para o controle e identificação de materiais observados nas análises de MEV utilizou-se espectrometria de energia dispersiva (EED). O MEV e EED foram aplicados utilizando dois equipamentos, o

Tescan VEGA3 do Centro de Microscopia Eletrônica (CME) da UFPR e o *Shimadzu SSX-550* do Complexo de Laboratórios Multiusuário (CLabmu) da Universidade Estadual de Ponta Grossa (UEPG).

Valores de porosidade total foram obtidos mediante análise visual de lâminas petrográficas e técnicas de interpretação de imagens binárias geradas por microtomografia computadorizada (micro-CT), obtidas com o equipamento *Skyscan 1172* com 88 kV de voltagem e 112 μ A de intensidade de corrente, disponível no Laboratório de Minerais e Rochas (LAMIR) da UFPR. O programa *Skyscan CTVox* versão 1.5 permitiu uma análise semiautomática de contagem de *pixels* de cor preta (interpretados como poros) das imagens binárias, promovendo uma estimativa matemática da porosidade do material, além da construção de modelo 3D das amostras para observação da conectividade dos poros.

3. Resultados

3.1. Feições geológicas de origem cárstica

Como resultado da pesquisa, foram identificadas e caracterizadas oito feições geológicas de origem cárstica, descritas a seguir.

3.1.1 Cavernas

Atualmente, há o registro de 199 cavernas na área do estudo (195 na Formação Furnas e quatro no Arenito Vila Velha) (Figura 2a). Entretanto, estima-se que uma pequena porcentagem tenha sido descoberta, pois grande parte da área pesquisada integra propriedades particulares onde o acesso de pesquisadores não é permitido, dificultando a realização de prospecção e exploração. Por isso, é provável novas ocorrências espeleológicas.

3.1.2 Depressões no terreno

Também conhecidas como dolinas ou depressões fechadas, tratam-se de porções rebaixadas na superfície do relevo, geralmente de forma côncava em seção e circular em planta, que variam de menos de uma dezena a centenas de metros de diâmetro (Figura 2b). Estes recalques no terreno podem ultrapassar dez metros de desnível e estar conectados com sistemas de dutos subterrâneos. A ocorrência de depressões no terreno na área de estudo indica a atividade de processos endocársticos, associados à formação de cavidades naturais subterrâneas. Nos arenitos da Formação Furnas foram registradas 195 depressões no terreno e outras seis no Arenito Vila Velha (PONTES, 2014).

3.1.3 Espeleotemas

Os espeleotemas são uma das mais interessantes feições das cavernas areníticas estudadas, sobretudo por se desenvolverem em rochas sem componentes carbonáticos (cimento, matriz ou arcabouço), assim como por serem registros materiais de processos de carstificação nas rochas da Formação Furnas e da subunidade Vila Velha (Figura 2c). Seis variedades de espeleotemas foram descritas por Pontes (2020): 1) arborescentes (corais), 2) cogumelos, 3) estalactíticos, 4) colunares com crescimento horizontal/ascendente, 5) estalagmíticos e 6) fibrosos. Segundo o autor, os espeleotemas são constituídos principalmente de Opala Amorfa, caulinita e óxidos de ferro e a gênese destes materiais está relacionada a processos inorgânicos e orgânicos.

3.1.4 Rochas arenizadas e/ou fantomizadas

Estas feições são porções de rochas alteradas *in situ*, produtos da carstificação por arenização e/ou fantomização (primocarste) (RODET, 2014; JENNINGS, 1983), geralmente formadas devido ao intemperismo químico em zonas freáticas, com fluxo lento e baixa energia (Figura 2d). Nestas condições, o movimento das águas subterrâneas não afeta a estrutura original da rocha, ou seja, há remoção do material solúvel, sendo preservada a estratificação, o plano de acamamento e outras características de sedimentação do entorno.

3.1.5 Canais de teto e parede

Tratam-se de canais desenvolvidos no teto e paredes de cavidades originados da ação geoquímica da circulação da água subterrânea (Figura 2e). Os canais de teto podem exibir formas de desenvolvimento retilíneas ou sinuosas e a gênese destas feições depende de uma subida de fluxo, ou seja, a água que sobe esculpe canais de seção semicirculares côncavos nas paredes e no teto, ao longo do eixo de desenvolvimento da galeria. Esses canais também aparecem em afloramentos e paredões rochosos, o que indica que estes locais configuravam ambientes subterrâneos no passado. De acordo com Stafford et al. (2008) e Klimchouk (2009), a água subterrânea pode ascender de cavidades inferiores para galerias superiores através de alimentadores (condutos), subindo através de meio-tubos de parede e teto até as saídas (cúpulas e chaminés de equilíbrio). Por outro lado, segundo Pasini (2009), os canais de teto seriam originados a partir da erosão antigravitativa (paragênese), erosão ascendente causada pelas águas subterrâneas que circulam sob pressão. Entretanto, esse processo só ocorre quando a galeria está preenchida por sedimentos que obstruem as passagens e direcionam a dissolução freática para cima, exemplo típico em cavernas epigenéticas.

3.1.6 Dutos de dissolução

Os dutos de dissolução (condutos, tubos) são canais subterrâneos desenvolvidos na rocha, com diâmetro que varia de centímetros a metros, formados a partir da ação química de águas subterrâneas (WRAY, 2009) (Figura 2f). Esta feição geológica ocorre no interior de cavernas e em exposições de superfície. Conforme observações na área de estudo, podem apresentar três padrões de desenvolvimento: linear, anastomosado (labiríntico) e dendrítico. Os condutos do tipo dendrítico formam redes de drenagem e pequenos tubos conectados entre si, formando canais maiores, estabelecendo um padrão hierárquico, semelhante às redes de drenagem fluvial de superfície.

3.1.7 Cúpulas

As cúpulas são feições geológicas desenvolvidas no teto das cavernas e formadas a partir do processo de intemperismo químico em ambiente com oscilação de nível freático, na denominada zona epifreática. Segundo Stafford et al. (2008), as cúpulas têm forma de domos e são estruturas desenvolvidas ao longo do teto de cavernas, em porções onde os fluidos ascendentes se deslocam para áreas superiores com menor pressão causando o processo de dissolução. As cúpulas apresentam crescimento ascendente e quando evoluem culminam com a formação de chaminés de equilíbrio, semelhantes a dutos verticais (Figura 2g).

3.1.8 Alvéolos (tafoni)

Os alvéolos ou tafoni (plural de tafone) são feições de forma côncava circular que atingem poucos centímetros a metros de diâmetro, formadas na parede e teto de cavidades e exposições rochosas superficiais (Figura 2h). Também é possível identificar alvéolos no piso de cavernas, mas é menos comum (embora não deva ser confundido com panelas, marmitas ou caldeirões de gigantes, que são desenvolvidos pelo movimento turbilhonar da água de rios). Estas feições geológicas podem se formar separadamente ou em grupo, formando cadeias de alvéolos denominadas de favos de mel (*honeycomb structures*). Quando se desenvolvem no teto é normal confundi-las com cúpulas. No entanto, estas têm a concavidade superior mais arredondada, formato dômico e normalmente são mais profundas, enquanto os alvéolos apresentam concavidades nas laterais, além do topo.

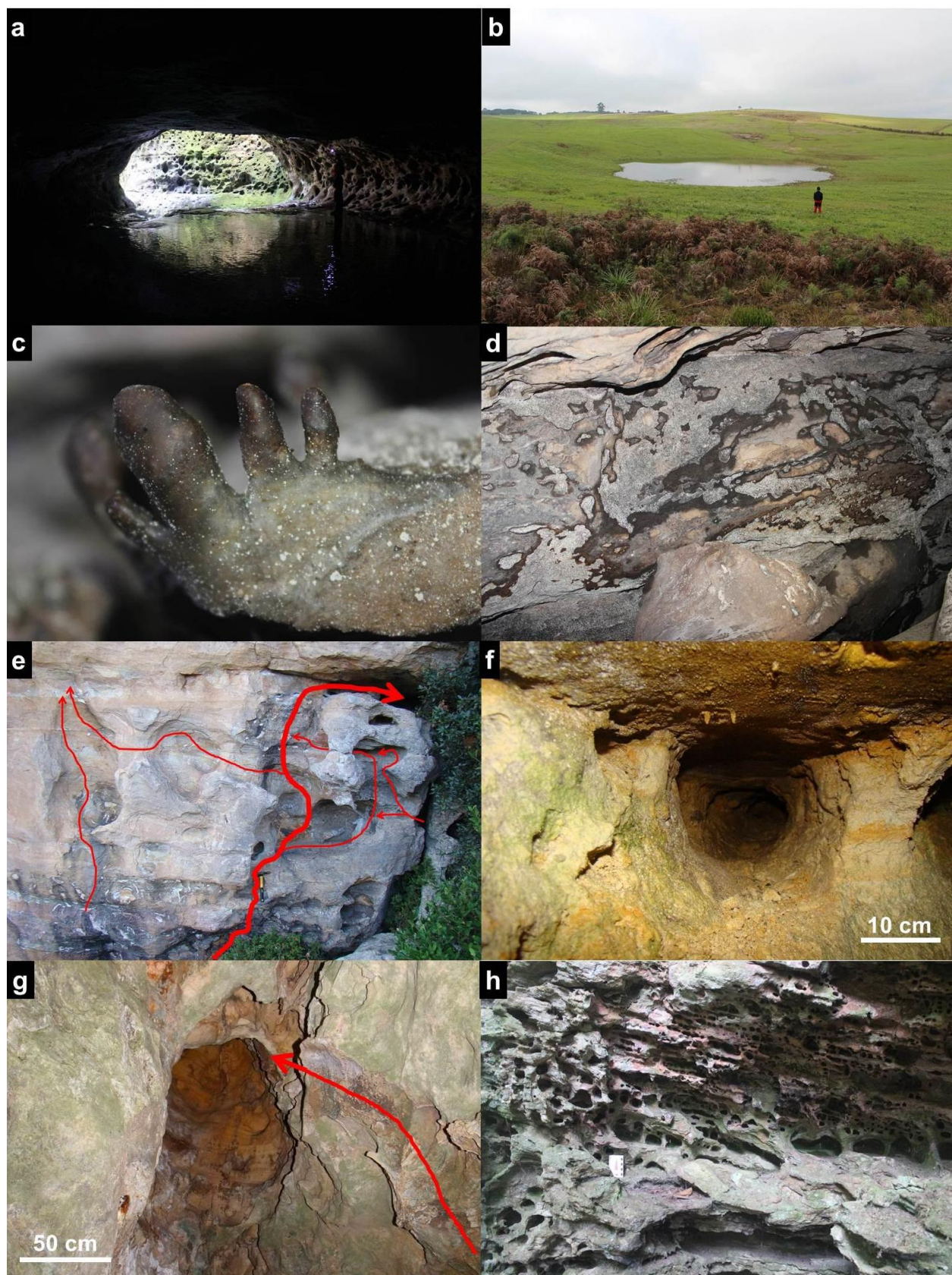


Figura 2. Feições geológicas de origem cárstica desenvolvidas nos quartzarenitos da Formação Furnas (a, c, d, e, g, h) e subunidade Vila Velha (b, f): (a) Caverna (Sumidouro do Rio Quebra-Perna); (b) Depressão no terreno; (c) Espeleotema; (d) Rocha arenizada e/ou fantomizada; (e) Canais de teto e de parede (indicados com as setas); (f) Duto de dissolução; (g) Cúpula formando chaminé de equilíbrio com canal de parede indicado com a seta e; (h) Alvéolos.

3.2 Controle estratigráfico e litológico das feições cársticas

O Quadro 1 resume as características dos padrões de ocorrência das feições de origem cárstica em rochas da Formação Furnas e da subunidade Vila Velha. Algumas se desenvolvem em diferentes litofácies, como as conglomeráticas (espeleotemas, dutos de dissolução, alvéolos) e as síltico-argilosas (espeleotemas, canais de teto, dutos de dissolução e cúpulas), contudo, estas ocorrências são menos frequentes.

Há um nítido controle estratigráfico e litológico, com predomínio em arenitos de granulação média. Conforme já apontado por vários autores (e.g. MAACK, 1956; SOARES, 1989; MELO et al., 2011; PONTES, 2014), as estruturas sedimentares, como planos de estratificação, descontinuidades entre camadas e estruturas tectônicas (fraturas e falhas) exercem controle determinante no número, tipo e dimensões das feições cársticas.

Feição cárstica	Padrão de ocorrência
Cavernas	Desenvolvimento controlado por estruturas tectônicas e sedimentares. Podem se desenvolver em diferentes litofácies. Em casos específicos camadas de granulação fina (principalmente compostas por silte e argila) podem auxiliar no desenvolvimento de galerias. Neste caso, os estratos atuam como selantes, forçando a circulação horizontal da água.
Depressões no terreno	Feições de abatimento/depressões diretamente associadas a cavidades subterrâneas, por sua vez controladas por estruturas tectônicas e sedimentares. Podem se desenvolver em diferentes litofácies.
Espeleotemas	Feições de precipitação em arenitos com granulação fina a grossa, controlados por planos de estratificação, descontinuidades entre camadas e fraturas.
Rochas arenizadas e/ou fantomizadas	Litofácies de arenitos de textura média a grossa; também em estratos conglomeráticos geralmente compostos por grânulos, regularmente controladas por estruturas tectônicas. No Arenito Vila Velha, geralmente ocorrem associadas a camadas delgadas de argila ou intraclastos com espessura de até um centímetro.
Canais de teto e parede	Litofácies de arenito de textura fina a grossa, associada a estruturas tectônicas.
Dutos de dissolução	Estratos compostos por arenitos de textura fina a média, desenvolvidos principalmente em descontinuidades entre camadas e acima de estratos com granulação mais fina (silte e argila).
Cúpulas	Camadas areníticas de granulação fina a grossa. Estruturas sedimentares influenciam a gênese dessas feições geológicas.
Alvéolos (<i>tafoni</i>)	Litofácies de arenitos de textura fina a grossa. Na Formação Furnas também aparecem em estratos conglomeráticos compostos por grânulos. Estruturas sedimentares e tectônicas também exercem controle.

Quadro 1. Características do padrão de ocorrência das feições cársticas da área de estudo.

4. Discussão

4.1 Primocarste

O processo cárstico registrado nos quartzarenitos da Formação Furnas e subunidade Vila Velha foi interpretado como do tipo arenização por Melo e Giannini (2007), Pontes (2010), Pontes (2014) e Melo et al. (2015). Contudo, Wray e Sauro (2017) em recente revisão e atualização sobre processos e formas de intemperismo em quartzarenitos e quartzitos, apontaram que no processo de arenização, a rocha deve ser essencialmente composta por quartzo (monomineralica), arcabouço e cimento quartzoso, e apenas uma fração dos grãos de quartzo é removida por dissolução, restando uma rocha com alta porosidade e até mesmo areia completamente solta. Ao contrário, os autores apontam que o processo de fantomização envolve casos onde a rocha apresenta composição polimineralica, que compreende componentes mais solúveis, que são dissolvidos, e deixam minerais residuais menos solúveis preservados. Martini (1979; 1982) e Jennings (1983), pioneiros do modelo da arenização em quartzitos e quartzarenitos, apresentaram este modelo de intemperismo químico para rochas com cimentação de sílica, principalmente sobrecrecimento de grãos de quartzo. Nesta interpretação, as rochas que apresentam outros componentes como cimento, que não sejam silicosos, teoricamente não se enquadrariam no modelo da arenização.

O arcabouço dos arenitos da Formação Furnas é composto em média por 85,5% (variando entre 81 e 90%) de quartzo (BORGHI, 1993; LOBATO; BORGHI, 2005). O cimento destes arenitos é essencialmente caulinitico, embora ocorra illita e sobrecrecimentos sintaxiais de quartzo. O arcabouço do Arenito Vila Velha é constituído em média por 94% (variando de 90 a 98%) de quartzo, conforme Bocardi (2005). Possui cimento de óxidos de ferro e caulinita, e casos de sobrecrecimentos sintaxiais em grãos de quartzo. Diferente das condições identificadas por Martini (1979; 1982) e Jennings (1983), em que o intemperismo químico operou em rochas quartzíticas, onde os grãos de quartzo apresentam contatos suturados e o cimento é essencialmente sílica resultante do sobrecrecimento sintaxial de quartzo, nos quartzarenitos da área de estudo há ataque químico ao cimento caulinitico e óxidos de ferro. Desta forma, a dissolução do cimento é preponderante e a desagregação destes arenitos pode acontecer antes da dissolução do quartzo. O processo cárstico e as feições resultantes, predominantemente, são resultado do intemperismo químico dos minerais cimentantes dos quartzarenitos. Todavia, mesmo com estas condições, a dissolução dos grãos de quartzo, e de seus sobrecrecimentos sintaxiais, é evidente nas amostras de rochas intemperizadas *in situ* na área de estudo.

Com isso, é possível considerar que a carstificação nos quartzarenitos estudados resulta de processos de arenização e fantomização, prevalecendo este último. Estes processos são baseados em concepção diferente da carstogênese clássica, com uma lixiviação de parte dos minerais da rocha e conservação *in situ* de materiais menos solúveis, configurando assim, um processo relacionado ao modelo do primocarste. Ao contrário do carste tradicional, o volume inicialmente criado pela dissolução não necessariamente abre galerias, dutos e cavernas, mas se manifesta como poros distribuídos ao longo da rocha alterada e condicionados por anisotropias criadas por estruturas tectônicas ou sedimentares (QUINIF, 1999).

Em catorze cavernas e várias exposições de superfície da área de estudo ocorrem rochas arenizadas e/ou fantomizadas com mudanças volumétrica e isovolumétrica (Figura 3a). Regularmente, estas feições de alteração química estão associadas a descontinuidades físicas, sedimentares ou tectônicas, com padrão de ocorrência relacionado principalmente a litofácies de arenitos médios a grossos. Também ocorrem em camadas conglomeráticas geralmente compostas por grânulos, não havendo registro destas feições em camadas siltico-argilosas e estratos conglomeráticos compostos por seixos. No Arenito Vila Velha, geralmente estão associadas à intraclastos de argila (Figura 3b). Estas porções da rocha de granulação fina servem como selantes para a água que infiltra no corpo rochoso, proporcionando concentração da umidade em porções específicas, o que contribui para a alteração química da rocha.

A dissolução dos cimentos (caulinitico para a Formação Furnas e óxido ferruginoso para o Arenito Vila Velha) (Figura 3c, d, e) e dos grãos de quartzo (incluindo corrosão em zonas de sobrecrecimento sintaxial de quartzo) é presente nas rochas arenizadas e/ou fantomizadas (Figura 3f). O intemperismo químico possibilita o desenvolvimento de porosidade secundária intragranular e intergranular, com presença de poros conectados formando microcanais. As rochas arenizadas e/ou fantomizadas têm porosidade total, estimada a partir da análise visual de lâminas petrográficas, de 15% para a Formação Furnas e 20% para o Arenito de Vila Velha. As análises com microtomografia computadorizada (micro-CT) apontaram valores médios de porosidade total de 16,5%

(variando de 16,07 a 16,96%) para a Formação Furnas e 23,7% (23,68 a 23,79%) para o Arenito Vila Velha (Figura 3g, h).

Com base nos estudos de Borghi (1993) e Lobato e Borghi (2005), é possível afirmar que a porosidade total média para as rochas da Formação Furnas é de 7,5% (variando de 2 a 13%), e de acordo com Bocardi (2005) o Arenito Vila Velha apresenta 6,5% de porosidade total média (variando de 2 a 13%). Em comparação com arenitos inalterados de ambas as unidades geológicas, com baixa porosidade, claramente estas porções de alteração possuem porosidade muito mais alta (em relação aos valores médios obtidos pela tomografia, aumento de 120% para a Formação Furnas e 265% para o Arenito Vila Velha).

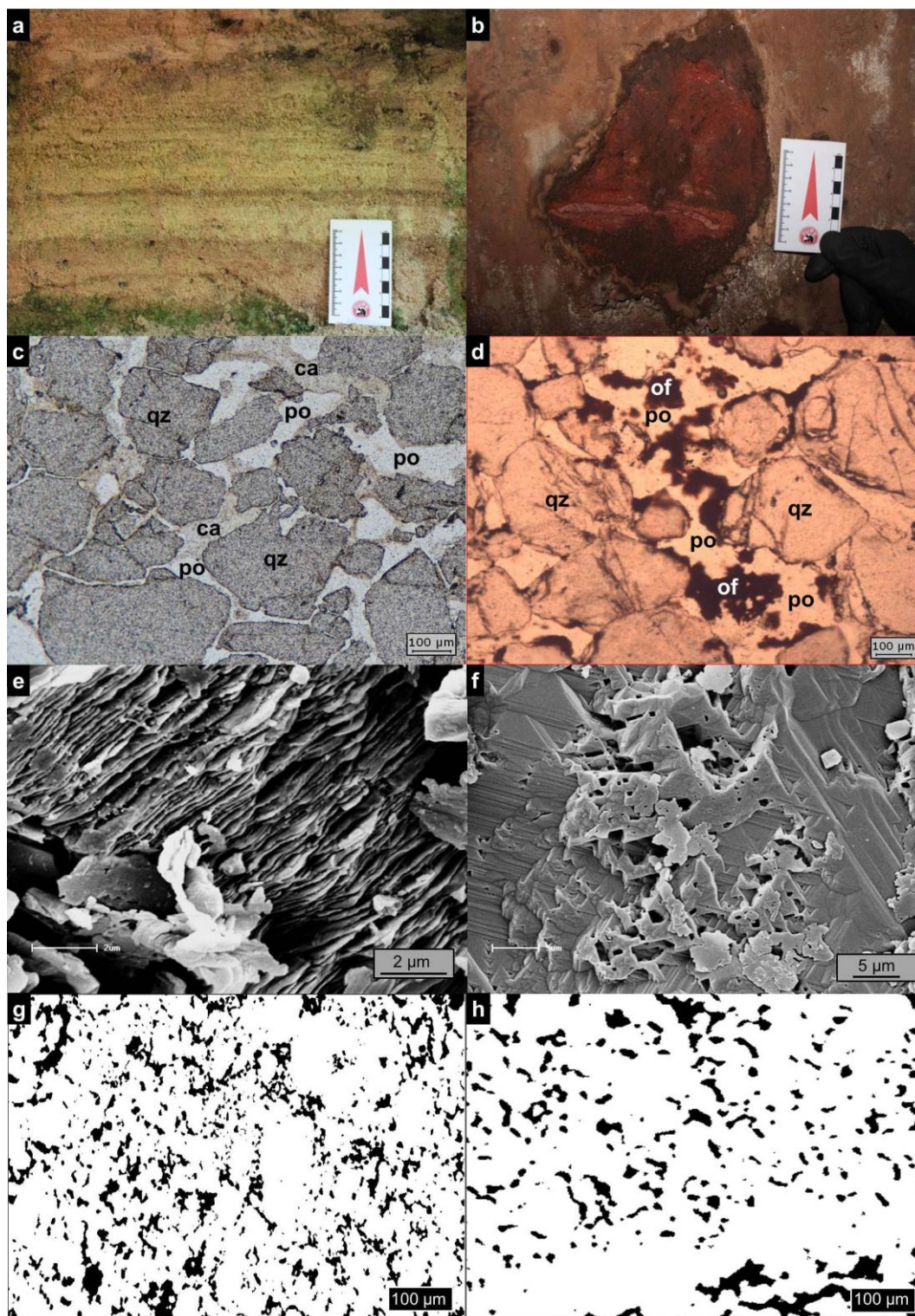


Figura 3. Ocorrência de processo de carstificação em rochas da área de estudo: (a) Exemplo de alteração *in situ* na Formação Furnas; (b) Alteração *in situ* no Arenito Vila Velha; (c) Fotomicrografia de rocha fantomizada da Formação Furnas; (d) Fotomicrografia de rocha com processo de fantomização pertencente à subunidade Vila Velha mostrando porosidade secundária devido à dissolução dos cimentos; (e) Imagens de MEV (elétrons secundários) mostrando a dissolução da caulinita; (f) Superfície de grão de quartzo com crescimento sintaxial e presença de corrosão observada através de MEV; (g) Porosidade (na cor preta) em arenito da Formação Furnas identificada por imagens binárias de micro CT; (h) Evidências de porosidade secundária na subunidade Vila Velha a partir do uso da microtomografia. Legenda dos painéis c e d: po- poro; qz- quartzo; ca- caulinita; of- óxido de ferro.

Segundo Rodet (1996) e Dubois et al. (2014), o primocarste ou a carstificação por fantomização tem três fases: 1) a rocha é quimicamente alterada *in situ*, em ambiente freático com fluxo lento e baixa energia. Minerais mais solúveis dissolvem-se e os resistentes permanecem na posição sedimentar original. Esse processo tende a se formar em zonas de discontinuidades ou anisotropias, como estratificações, planos de acamamento e estruturas rúpteis; 2) com o rebaixamento do nível freático, devido à criação de espaço pela lixiviação parcial de cimentos e grãos de minerais mais instáveis, o material alterado pode perder o suporte devido ao rearranjo entre os grãos, formando rochas arenizadas e/ou fantomizadas com alteração volumétrica. Neste caso, quando a rocha alterada não colapsa em espaços criados pela lixiviação, assume característica isovolumétrica; 3) processos hidrológicos de maior energia são introduzidos e a ação das águas superficiais e subsuperficiais atuam, aumentando a remoção de partículas do arcabouço da rocha. Nesta fase os condutos são formados, fraturas e passagens são ampliadas e cavernas são desenvolvidas. Em alguns casos, a zona epifreática pode contribuir para a remoção da rocha intemperizada *in situ* após a fase um. A oscilação no nível da água freática pode auxiliar na desagregação do material, tornando a rocha arenizada e/ou fantomizada mais suscetível a processos de erosão.

Como apenas partes dos arenitos estudados são dissolvidas, há geração de resíduos. Duas situações são possíveis: a) os resíduos são transportados por sistema de condutos, ainda em contexto freático, gerando remobilização do material e abertura de condutos; b) os condutos não são abertos de maneira eficiente em contexto freático, são criadas zonas de alteração (formação de rocha arenizada e/ou fantomizada) e os dutos são abertos na medida em que as águas superficiais passam a agir no sistema. Nestes casos, pode haver transporte de material. Contudo, devido à baixa eficiência de escoamento destes resíduos, os condutos são entupidos. A dimensão das zonas com rochas arenizadas e/ou fantomizadas varia de porções centimétricas a métricas. Destaca-se o registro na Furna do Anfiteatro (Formação Furnas), onde a porção final de uma galeria apresenta rocha fantomizada em toda a passagem, configurando espeleogênese por fantomização em fratura (Figura 4).

A alteração identificada na Furna do Anfiteatro ocorre em arenitos de textura média a grossa e porções conglomeráticas compostas por grânulos (Figura 4a). Devido ao processo de fantomização, a rocha alterada foi removida e a fratura foi alargada, formando uma fenda (Figura 4b) e o material alterado ainda se encontra na posição original, preservando estruturas sedimentares (estratificações plano paralelas e cruzadas) conforme mostra a Figura 4c. Além da alta porosidade destas porções de alteração química *in situ* também é evidente a elevada conectividade entre os poros, formando microcanais que facilitam a circulação de fluídos tanto na fase de ação química da água como também durante os processos de remoção mecânica (erosão) (Figura 4d, e, f).

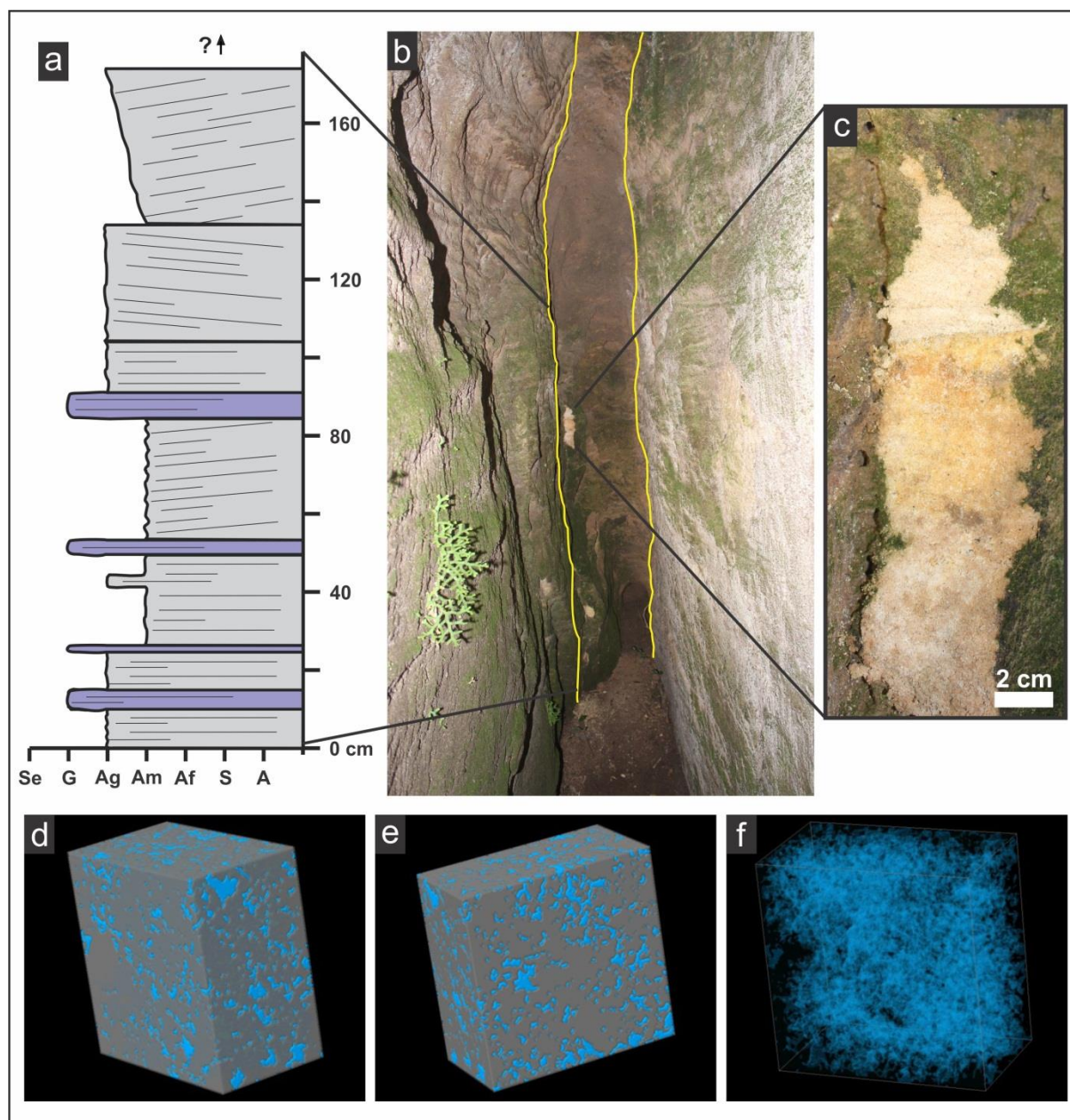


Figura 4. Galeria em cavidade subterrânea da Formação Furnas exibindo passagem fantomizada: (a) Seção geológica da rocha alterada *in situ* mostrando predomínio de arenito médio a grosso (convenções: Se- seixo; G- grânulo; Ag- areia grossa; Am- areia média; Af- areia fina; S- silte; A- argila); (b) Porção com rocha fantomizada destacada pelas linhas amarelas; (c) Detalhe mostrando estruturas sedimentares preservadas; (d; e) Modelo 3D gerado por microtomografia computadorizada evidenciando alta porosidade da rocha fantomizada (cor azul); (f) Significativa conectividade entre os poros. A porção da amostra analisada no micro CT apresenta 2,5 cm de altura, 2,5 cm de comprimento e 1,0 cm de largura.

A alta disponibilidade hídrica da área de estudo, com densa rede de drenagem (superficial e subterrânea) e alta pluviosidade (de acordo com Cruz, 2007 a região apresenta média de 1.400 a 1.800 mm por ano, mas há um aumento significativo deste valor na área de estudo devido à presença da Escarpa Devoniana, que possibilita a ocorrência de chuvas orográficas), juntamente com o elevado gradiente hidráulico devido aos marcantes desníveis topográficos associados às fendas, *canyons* e escarpamentos, propiciam processos hidrológicos de maior energia, com elevado potencial erosivo. Devido a estas características, poucos registros de rochas arenizadas e/ou fantomizadas foram preservados na Formação Furnas e subunidade Vila Velha, pois a intensa erosão mecânica atuante no relevo em questão exumou estas porções de intemperismo *in situ* verificada em cavernas e exposições superficiais.

4.2 Mecanismos do intemperismo químico

Para entender a carstificação em quartzarenitos é importante identificar as condições químicas para a dissolução do quartzo e dos minerais que constituem o cimento destas rochas. Conforme aponta Wray (2013), as águas superficiais têm pouco tempo para dissolver cimento de sílica, e as condições climáticas superficiais podem propiciar a formação de crostas duras que protegem a rocha em superfície. As rochas da subunidade Vila Velha e da Formação Furnas apresentam porções resistentes aos processos de intemperismo químico e físico, com baixa porosidade, sobrecrecimento sintaxial em grãos de quartzo (formando cimento sintaxial) e ocorrência de crostas rígidas superficiais compostas por sílica e óxidos de ferro. Considera-se então que a alteração química do quartzo está diretamente relacionada com duas possibilidades: a) intemperismo em profundidade, vinculado a longo tempo de ação e/ou; b) ação microbiológica.

A presença de micro-organismos, como bactérias e fungos, em amostras de rochas arenizadas e/ou fantomizadas, sugere a possibilidade de que esses organismos poderiam ter alterado as condições químicas em locais específicos da rocha, resultando em aumento do pH, situação ideal para a dissolução de quartzo, conforme indicado por Bennet (1991), Dove e Rimstidt (1994), Ehrlich (1996), Decho (2000), Büdel et al. (2004), Brehm, Gorbushina e Mottershead (2005) e Miot, Benzerara e Kappler (2014).

A dissolução da caulinita ocorre pela ação de ácidos orgânicos, principalmente o oxálico ($\text{H}_2\text{C}_2\text{O}_4$), produzido a partir da degradação de plantas. Mas também há outros fatores que podem influenciar, tais como temperatura, o movimento de percolação da água, cristalinidade do mineral, teor de alumínio e bactérias aeróbicas (SUTHEIMER; MAURICE; ZHOU, 1999; METZ; GANOR, 2001; MAURICE et al., 2001; CAMA; METZ; GANOR, 2002; GANOR; LASAGA, 2005; CAMA; GANOR, 2006).

No caso da dissolução de óxidos de ferro, alguns autores atribuem à contribuição de sideróforos, compostos orgânicos elaborados por micro-organismos, a solubilidade e a cinética de dissolução destes minerais (e.g. HERSMAN; LLOYD; SPOSITO, 1995; HERSMAN, 2000; KRAEMER, 2004). Panias et al. (1996), Taxiarchou et al. (1997) e Lee et al. (2007) também relatam a possibilidade de dissolução do óxido de ferro por ácido oxálico.

Aubrecht et al. (2017), estudando metarenitos e quartzitos dos tepuis venezuelanos, salientaram que as feições cársticas desenvolvidas nestas rochas podem estar diretamente relacionadas com estratos e porções específicas com baixa ou nenhuma litificação. Assim, litificação não homogênea, onde determinadas porções e camadas das rochas apresentam diferença de cimentação, podem influenciar diretamente no processo de carstificação. Evidências de áreas com menor proporção de cimento foram identificadas para os quartzarenitos da Formação Furnas (LOBATO; BORGHI, 2005) e subunidade Vila Velha (BOCARDI, 2005). Entretanto, as amostras analisadas nesta pesquisa apresentaram boa cimentação mesodiagenética e registros consideráveis de dissolução, sobretudo dos cimentos.

5. Conclusões

Os quartzarenitos da Formação Furnas e subunidade Vila Velha (Formação Campo Mourão) apresentam um conjunto expressivo de feições geológicas de origem cárstica associadas a processos de precipitação, intemperismo e erosão. A existência de mais de uma centena de cavernas, com drenagem subterrânea constituindo sumidouros e ressurgências, associadas com mais de duas centenas de depressões no terreno (dolinas) constituem expressivo patrimônio espeleológico. Espeleotemas, rochas arenizadas e fantomizadas e espeleogens, tais como canais de teto e parede, dutos de dissolução, cúpulas e alvéolos (tafoni), são impressões no substrato rochoso que registram processos vinculados a fenômenos de dissolução.

Estas feições geológicas de origem cárstica se associam principalmente a arenitos com textura média. As estruturas sedimentares e tectônicas desempenharam controle fundamental no seu desenvolvimento. As características litofaciológicas também contribuem para uma maior expressão das feições, mas não são fatores determinantes. Verificou-se que sua ocorrência está relacionada diretamente às descontinuidades físicas das rochas, que facilitam a circulação de fluidos em zonas profundas, possibilitando a carstificação por arenização e fantomização, a abertura de vazios, dutos, galerias e cavernas.

Processos de arenização e fantomização foram atuantes nestes arenitos, uma vez que há registros de dissolução de diferentes tipos de cimento (caulinítico/óxidos de ferro/sobrecrecimento sintaxial de quartzo) e do arcabouço quartzoso. A fantomização é mais atuante, pois a dissolução dos cimentos caulinítico (para a Formação

Furnas) e de óxidos de ferro/caulinítico (para o Arenito Vila Velha) prevalece em relação à alteração química verificada nos grãos e no sobrecrecimento de quartzo.

Rochas arenizadas e/ou fantomizadas nas duas unidades geológicas constituem importantes indícios para interpretação da gênese do carste da área a partir do modelo genético de primocarste. Interpreta-se a formação e evolução das formas atuais de relevo, subterrâneas e superficiais, com base neste modelo carstogenético. A criação de dutos e núcleos de dissolução em contexto freático e evolução destes na zona aerada teve como consequência a formação de depressões no terreno (dolinas) e cavernas. Os relevos ruiformes desenvolvidos em rochas da Formação Furnas e no Arenito Vila Velha são produtos desta carstificação subterrânea, que evoluíram e foram esculpidos posteriormente por processos de intemperismo químico e físico em superfície.

O modelo genético do primocarste permite entender o processo cárstico em rochas menos solúveis, como quartzarenitos. Essa abordagem se contrapõe aos modelos clássicos da carstogênese, que consideram as feições geológicas de áreas desenvolvidas em rochas não carbonáticas como resultado de processos mecânicos, sem a participação do intemperismo químico, classificando estas paisagens como pseudocarste.

A ação de ácido oxálico e atividades microbiológicas são processos de fundamental importância na dissolução do arcabouço quartzoso e de cimentos dos arenitos (caulinita, óxido de ferro e sobrecrecimento sintaxial de quartzo). Os micro-organismos, visíveis em rochas arenizadas e/ou fantomizadas, produzem biofilmes que podem modificar condições de pH, tornando a água alcalina e gerando ambiente ideal para a dissolução do quartzo.

Os quartzarenitos estudados situam-se na região cárstica dos Campos Gerais, área que demanda gestão do uso do solo diferenciada, que priorize o princípio da precaução, a fim de proteger a geodiversidade regional, sobretudo o Aquífero Furnas, um importante manancial de águas subterrâneas de elevado potencial e qualidade.

Contribuições dos Autores: Henrique Simão Pontes coordenou a pesquisa, executou atividades de campo, realizou análises, organizou e interpretou os dados e escreveu o artigo; Luiz Alberto Fernandes orientou a pesquisa, ajudou na interpretação dos dados e revisou o texto do artigo; Mario Sérgio de Melo coorientou a pesquisa, ajudou na interpretação dos dados e revisou o texto do artigo; Gilson Burigo Guimarães coorientou a pesquisa, ajudou na interpretação dos dados e revisou o texto do artigo; Laís Luana Massuqueto executou atividades de campo, ajudou na interpretação dos dados e revisou o texto do artigo.

Financiamento: Esta pesquisa não recebeu nenhum financiamento externo.

Agradecimentos: O primeiro autor agradece à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão de bolsa de doutorado (Processo de número 1554618). Todos os autores estendem os sinceros agradecimentos aos revisores, pelas significativas contribuições que resultou no amadurecimento das discussões apresentadas neste artigo.

Conflito de Interesse: Os autores declaram não haver conflito de interesse.

Referências

1. AUBRECHT, R., LÁNCZOS, T., SCHLÖGL, J., & AUDY, M. Small-scale modelling of cementation by descending silica-bearing fluids: Explanation of the origin of arenitic caves in South American tepuis. *Geomorphology*, v. 298, p. 107–117, 2017. DOI: 10.1016/j.geomorph.2017.09.010
2. ARAÚJO, T.P. **Sistema fluvial ou dominado por maré?: estudos de processo de sedimentação e arquitetura deposicional no Canyon do Guartelá, Formação Furnas, Devoniano Inferior, Bacia do Paraná, Brasil.** Dissertação (mestrado) – Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, 2016.
3. ASSINE, M.L.; SOARES, P.C.; MILANI, E.J. Seqüências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná, sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v 24, n. 2, p. 77-89. 1994.
4. ASSINE, M.L. **Aspectos da estratigrafia das seqüências pré-carboníferas da Bacia do Paraná no Brasil.** Tese de doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, São Paulo, 1996.
5. ASSINE, M.L. Fácies, icnofósseis, paleocorrentes e sistemas deposicionais da Formação Furnas, no flanco sudeste da bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 29, p. 357-370, 1999.

6. BERGAMASCHI, S. **Análise Sedimentológica da Formação Furnas na Faixa de Afloramentos do Flanco Norte do Arco Estrutural de Ponta Grossa, Bacia do Paraná**. Dissertação de Mestrado, IG-UFRJ, Rio de Janeiro, 1992.
7. BOCARDI, L.B. **Petrologia e aspectos diagenéticos de arenitos reservatórios do Grupo Itararé (Carbonífero-Permiano), Bacia do Paraná**. Dissertação de Mestrado, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná. 2005.
8. BORGHI, L. **Caracterização e análise faciológicas da Formação Furnas (Prídoli Devoniano inferior) em afloramentos do bordo leste da bacia sedimentar do Paraná, Estado do Paraná, Brasil**. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 1993..
9. BREHM, U.; GORBUSHINA, A. A.; MOTTERSHEAD, D, The role of microorganisms and biofilms in the breakdown and dissolution of quartz and glass. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology** 219, 117–129, 2005. DOI: 10.1016/j.palaeo.2004.10.017
10. BRUXELLES, L.; QUINIF, Y.; WIÉNIN, M. How can ghost rocks help in karst development? In.: INTERNATIONAL CONGRESS OF SPELEOLOGY, 15. Kerrville, Texas, USA, **Proceedings...**, Kerrville, Texas, USA, 2009, p. 814-819.
11. BÜDEL, B.; WEBER, B.; KÜHL, M.; PFANZ, H.; SÜLTEMEYER, D.; WESSELS, D. Reshaping of sandstone surfaces by cryptoendolithic cyanobacteria: bioalkalization causes chemical weathering in arid landscapes. **Geobiology**, v. 2, n. 4, p. 261-268, 2004. DOI: 10.1111/j.1472-4677.2004.00040.x
12. CAMA, J.; METZ, V.; GANOR, J. The effect of pH and temperature on kaolinite dissolution rate under acidic conditions. **Geochimica and Cosmochimica Acta**, v. 66, n. 22, p. 3913–3926. 2002. DOI: 10.1016/0016-7037(95)00021-Q
13. CAMA, J.; GANOR, J. The effects of organic acids on the dissolution of silicate minerals: a case study of oxalate catalysis of kaolinite dissolution. **Geochimica and Cosmochimica Acta**, v. 70, p. 2191-2209, 2006. DOI: 10.1016/j.gca.2006.01.028
14. CANUTO, J.R.; ROCHA-CAMPOS, A.C.; SATO, P.E.S. The Late Paleozoic Lapa Sandstone (Itararé Subgroup): a possible tunnel-valley fill?. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 69, n. 2, p. 275-276, 1997.
15. CRUZ, G.C.F. Alguns aspectos do clima dos Campos Gerais. In: MELO, M.S., MORO, R.S., GUIMARÃES, G.B. (Eds.), **Patrimônio natural dos Campos Gerais do Paraná**. Editora UEPG, 2007, p. 59-72.
16. DECHO, A. Exopolymer microdomains as a structuring agent for heterogeneity within microbial biofilms. In.: RIDING, R., AWRAMIK, S.M. (Eds.), **Microbial Sediments**. Springer, Berlin, 2000, p. 9– 15.
17. DE ROS, L. F. Heterogeneous generation and evolution of diagenetic quartzarenites in the Silurian-Devonian Furnas Formation of the Paraná Basin, southern Brazil. **Sedimentary Geology**, v. 116, n. 1-2, p. 99-128, 1998. DOI: 10.1016/S0037-0738(97)00081-X
18. DOVE, P.M.; RIMSTIDT, J.D. Silica-Water Interactions. In.: PREWITT, P.J., et al. (Eds.), **Reviews in Mineralogy**, v. 29, Silica-Physical Behavior, Geochemistry and Materials Applications, Mineralogical Society of America, Washington DC, 1994, 259-308.
19. DUBOIS, C.; QUINIF, Y.; BAELE, J.-M.; BARRIQUAND, L.; BINI, A.; BRUXELLES, L.; DANDURAND, G.; HAVRONI, C.; KAUFMANN, O.; LANS, B.; MAIRE, R.; MARTIN, J.; RODET, J.; ROWBERRY, M.D.; TOGNINI, P.; VERGARI, A. The process of ghost-rock karstification and its role in the formation of cave systems. **Earth-Science Reviews**, v. 131, p. 116–148, 2014. DOI: 10.1016/j.earscirev.2014.01.006
20. EHRLICH, H. L. **Geomicrobiology**. 3rd edition. Marcel Dekker, Inc., New York, 1996, 719p.
21. FRANÇA, A.B.; WINTER, W.R.; ASSINE, M.L. Arenitos Lapa-Vila Velha: um modelo de trato de sistemas subaquosos canallobos sob influência glacial, Grupo Itararé (C-P), Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 26, n. 1, p. 43-56. 1996.
22. GALÁN, C.; HERRERA, F.; CARREÑO, R.; PÉREZ, M.A. Roraima sur system, Venezuela: 10.8 km, world's longest Quartzite Cave. **Boletín de la Sociedad Venezolana de Espeleología**, v. 38, p. 53-60, 2004.
23. GANOR, J.; LASAGA, A. C., 2005. **The effects of oxalic acid on kaolinite dissolution rate**. Disponível em: http://www.bgu.ac.il/geol/ganor/papers/G_L_94/G&L94.html. Acesso em: 27 jan. 2018.

24. HARDT, R.; RODET, J.; PINTO, S.A.F. O carste. Produto de uma evolução ou processo? Evolução de um conceito. **Revista de Geografia**. Recife: UFPE – DCG/NAPA, v. especial VIII SINAGEO, n. 3, p. 110-124, 2010.
25. HARDT, R. **Da carstificação em arenitos. Aproximação com o suporte de geotecnologias**. Tese de doutorado, Universidade Estadual Paulista - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2011.
26. HERSMAN, L.; LLOYD, T.; SPOSITO, G. Siderophore-promoted dissolution of hematite. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 59, n. 16, p. 3327-3330, 1995. DOI: 10.1016/0016-7037(95)00221-K
27. HERSMAN, L.E. The role of siderophores in iron oxide dissolution. In.: LOVLEY, D. R. (ed.), **Environmental microbe-metal interactions**. American Society of Microbiology, p. 145-157, 2000. DOI: 10.1128/9781555818098.ch6
28. JENNINGS, J.N. Sandstone pseudokarst or karst? In.: YOUNG, R. W.; NANSON, G. C. (eds.), **Aspects of Australian Sandstone Landscapes**. Wollongong: Australian and New Zealand Geomorphology Group Special Publication, n. 1, 1983.
29. KLIMCHOUK, A. B. **Hypogene Speleogenesis: Hydrogeological and Morphogenetic Perspective**. National Cave and Karst Research Institute, Special Paper No. 1, Carlsbad, New Mexico. 106 p., 2007.
30. KLIMCHOUK, A. Principal features of hypogene speleogenesis. Hypogene speleogenesis and karst hydrogeology of artesian basins. **Ukrainian Institute of Speleology and Karstology**, Special Paper 1, p. 7-15, 2009.
31. KLIMCHOUK, A. Tafoni and honeycomb structures as indicators of ascending fluid flow and hypogene karstification. **Geological Society**, London, Special Publications, v. 466, n. 1, p. 79-105, 2017. DOI: 10.1144/SP466.11
32. KRAEMER, S.M. Iron oxide dissolution and solubility in the presence of siderophores. **Aquatic sciences**, v. 66, n. 1, p. 3-18, 2004. DOI: 10.1007/s00027-003-0690-5
33. LEE, S. O.; TRAN, T.; JUNG, B. H.; KIM, S. J.; KIM, M. J. Dissolution of iron oxide using oxalic acid. **Hydrometallurgy**, v. 87, n. 3-4, p. 91-99, 2007. DOI: 10.1016/j.hydromet.2007.02.005
34. LOBATO, G.; BORGHI, L. Análise estratigráfica da Formação Furnas (Devoniano Inferior) em afloramentos da borda leste da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE P&D EM PETRÓLEO E GÁS, 3, Salvador. **Anais...** Salvador: IBP, 2005, p.1-6.
35. MAACK, R. **Geologia e geografia da região de Vila Velha e considerações sobre a glaciação carbonífera do Brasil**. Curitiba, Arquivos do Museu Paranaense, v.5, 1946, 305p.
36. MAACK, R. Fenômenos carstiformes de natureza climática e estrutural de arenitos do Estado do Paraná. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**, v. 11, p. 151-162, 1956.
37. MARTINI, J. E. J. Karst in black reef quartzite near kaapsehoop, eastern transvaal. **Annals of the South Africa Geological Survey**, v. 13, p. 115-128, 1979.
38. MARTINI, J. E. J. Karst in Black Reef and Wollenberg Group Quartzite of the Eastern Transvaal Escarpment. **Boletín de la Sociedad Venezolana de Espeleología**, v. 10, p. 99-114, 1982.
39. MAURICE, P. A.; VIERKORN, M. A.; HERSMAN, L. E.; FULGHUM, J. E.; FERRYMAN, A. Enhancement of kaolinite dissolution by an aerobic *Pseudomonas mendocina* bacterium. **Geomicrobiology Journal**, v. 18, n. 1, p. 21-35, 2001.
40. MELO, M. S.; COIMBRA, A. M. Ruiniform relief in sandstones – the example of Vila Velha, Carboniferous of the Paraná Basin, Southern Brazil. Barcelona, **Acta Geológica Hispanica**, v. 31, n. 4, p. 25-40, 1996.
41. MELO, M. S.; BOSETTI, E. P.; GODOY, L. C.; PILATTI, F. Vila Velha, PR: Impressionante relevo ruiforme. In.: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; QUEIROZ, E.T.; WINGE, M.; BERBERT-BORN, M. **Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil**, 2007, p. 269-277.
42. MELO, M.S.; GIANNINI, P.C.F. Sandstone dissolution landforms in the Furnas Formation, Southern Brazil. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 32, p. 2149- 2164, 2007. DOI: 10.1002/esp.1520
43. MELO, M.S.; GUIMARÃES, G.B.; PONTES, H.S.; MASSUQUETO, L.L.; FIGURIM, I.; BAGATIM, H.Q.; GIANNINI, P.C.F. Carste em rochas não-carbonáticas: o exemplo dos arenitos da Formação Furnas, Campos Gerais do Paraná/Brasil e as implicações para a região. SBE – Campinas, SP, **Espeleo-Tema**, v. 22, n. 1, p. 81-97, 2011.

44. MELO, M. S.; GUIMARÃES, G. B.; CHINELATTO, A. L.; GIANNINI, P. C.; PONTES, H. S.; CHINELATTO, A. C. A.; ATENCIO, D. Kaolinite, illite and quartz dissolution in the karstification of Paleozoic sandstones of the Furnas Formation, Parana Basin, Southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 63, p. 20-35, 2015. DOI: 10.1016/j.jsames.2015.06.011
45. METZ, V.; GANOR, J. Stirring effect on kaolinite dissolution rate. **Geochimica and Cosmochimica Acta**, v. 65, n. 20, p. 3475–3490, 2001. DOI: 10.1016/S0016-7037(01)00686-X
46. MILANI, É. J., FRANÇA A. B., SCHNEIDER R. L. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 8, p. 69-82, 1994.
47. MILANI, E. J.; MELO, J. H. G.; SOUZA, P. A.; FERNANDES, L. A.; FRANÇA, A. B. Bacia do Paraná. In.: Cartas Estratigráficas - Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, 2007, p. 265-287.
48. MIOT, J.; BENZERARA, K.; KAPPLER, A. Investigating Microbe-Mineral interactions: Recent Advances in X-Ray and Electron Microscopy and Redox-Sensitive Methods. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 42, p. 271–89, 2014.
49. PANIAS, D.; TAXIARCHOU, M.; PASPALIARIS, I.; KONTOPOULOS, A. Mechanisms of dissolution of iron oxides in aqueous oxalic acid solutions. **Hydrometallurgy**, v. 42, n. 2, p. 257-265, 1996. DOI: 10.1016/0304-386X(95)00104-O
50. PASINI, G. A. Terminological matter: paragenesis, antigravitative erosion or antigravitational erosion? **International Journal of Speleology** 38 (2). Bologna (Italy), p. 129-138, 2009. DOI: 10.5038/1827-806X.38.2.4
51. PAVAN, B. H. **Sistemas fluviais de grandes dimensões: uma reinterpretação da Formação Furnas no Cânion Guartelá-PR**. Trabalho de conclusão de curso de Geologia na Universidade Estadual de Campinas, 2015.
52. PONTES, H. S. **Caverna da Chaminé, Ponta Grossa, Paraná. Exemplo de Relevo Cárstico na Formação Furnas**. Monografia de Graduação em Bacharelado em Geografia – Setor de Ciências Exatas e Naturais. UEPG, 2010.
53. PONTES, H. S. **Espacialização de feições cársticas da Formação Furnas: ferramenta para gestão do território no Município de Ponta Grossa (PR)**. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós Graduação em Geografia, Universidade Estadual de Ponta Grossa, 2014.
54. PONTES, H. S., MASSUQUETO L. L., FOLTRAN A. C., PONTES F. S., GUIMARÃES G. B., MOCHIUTTI N. F. B., GUIMARÃES S. K., BURGARDT S., DO VALE T. F., FEITOSA N. M. N. **Patrimônio espeleológico do Parque Nacional dos Campos Gerais: Ações prioritárias para o manejo e propostas de ampliações da Unidade de Conservação**. Grupo Universitário de Pesquisas Espeleológicas - GUPE - Ponta Grossa, 2018a, 61 p.
55. PONTES, H. S., MASSUQUETO L. L., FERNANDES L. A., FOLTRAN A. C., MELO M. S., MOREIRA J. C. Caves geodiversity evaluation as an instrument to the management of the Campos Gerais National Park, Southern Brazil. **Geoheritage**, v. 10, n. 1, p. 1-11, 2018b. DOI: 10.1007/s12371-018-0317-9
56. PONTES, H. S. **Patrimônio geológico cárstico em rochas areníticas e políticas públicas de geoconservação, com base em estudo de caso do município de Ponta Grossa (PR)**. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-graduação em Geologia, Curitiba, 2019.
57. PONTES, H. S.; FERNANDES, L. A.; MELO, M. S.; GUIMARÃES, G. B.; MASSUQUETO, L. L. Speleothems in quartz-sandstone caves of Ponta Grossa municipality, Campos Gerais region, Paraná state, southern Brazil. **International Journal of Speleology**, v. 49, p. 119-136, 2020. DOI: 10.5038/1827-806X.49.2.2313
58. QUINIF, Y. Fantômisation, cryptoaltération et altération sur roche nue, le triptyque de la karstification. **Etudes de géographie physique, Travaux**-Supplement 18. University of Provence, p. 159–164, 1999.
59. QUINIF, Y.; BRUXELLES. L. L'altération de type « fantôme de roche » : processus, évolution et implications pour la karstification 'Ghost rock' weathering: processes, evolution and implications for the karstification. **Géomorphologie: relief, processus, environnement**, v. 4, p. 349-358, 2011. DOI: 10.4000/geomorphologie.9555

60. RODET, J. Une nouvelle organisation géométrique du drainage karstique des craies: le labyrinthe d'altération, l'exemple de la grotte de la Mansionnière (Bellou-sur-Huisne, Orne, France). **Comptes rendus de l'Académie des Sciences**, v. 322, n. 12, p. 1039-1045, 1996.
61. RODET, J. The primokarst, former stages of karstification, or how solution caves are born. **Geologica Belgica**, v.17, p. 58–65, 2014.
62. SOARES, O. **Furnas dos Campos Gerais, Paraná**. Curitiba: Scientia et Labor, 1989, 82 p.
63. STAFFORD, K. W.; NANCE, R.; ROSALES-LAGARDE, L; BOSTON, P. J. Epigene and Hypogene Gypsum Karst Manifestations of the Castile Formation: Eddy County, New Mexico and Culberson County, Texas, USA. **International Journal of Speleology**, v. 37, n. 2, p. 83-98, 2008. DOI: 10.5038/1827-806X.37.2.1
64. SUCHÝ, V.; SÝKOROVÁ, I.; ZACHARIÁŠ, J.; FILIP, J.; MACHOVIC, V.; LAPCÁK, L. Hypogene features in sandstones: an example from Carboniferous basins of centralwestern Bohemia, Czech Republic. In.: KLIMCHOUK, A. N.; PALMER, A.; DE WAELE, J.; AULER, A.S.; AUDRA, P. (eds.). **Hypogene Karst Regions and Caves of the World**. Springer, Cham, 2017, p. 313-328.
65. SUTHEIMER, S. H.; MAURICE, P. A.; ZHOU, Q. Dissolution of well and poorly crystallized kaolinites: Al speciation and effects of surface characteristics. **American Mineralogist**, v. 84, p. 620–628, 1999. DOI: 10.2138/am-1999-0415
66. TAXIARCHOU, M.; PANIAS, D.; DOUNI, I.; PASPALIARIS, I.; KONTOPOULOS, A. Dissolution of hematite in acidic oxalate solutions. **Hydrometallurgy**, v. 44, n. 3, p. 287-299, 1997. DOI: 10.1016/S0304-386X(96)00075-8
67. VESELY, F. F. Sulcos de origem glacial em arenitos neocarboníferos do Parque Estadual de Vila Velha, sudeste do Paraná. **Geociências** (São Paulo. Impresso), v. 30, p. 589-599, 2011.
68. Wray, R. A. Phreatic drainage conduits within quartz sandstone: evidence from the Jurassic precipice sandstone, Carnarvon Range, Queensland, Australia. **Geomorphology**, v. 10, n. 3-4, p. 203-211, 2009. DOI: 10.1016/j.geomorph.2009.04.007
69. WRAY, R.A.L. Solutional weathering and karstic landscapes on quartz sandstones and quartzite. In.: SHRODER, J. (Editor), Frumkin, A. (Ed.), **Treatise on Geomorphology**. Academic Press, San Diego, CA, v. 6, Karst Geomorphology, 2013, p. 463–483.
70. WRAY, R. A. L.; SAURO, F. An updated global review of solutional weathering processes and forms in quartz sandstones and quartzites. **Earth-Science Reviews**, v. 171, p. 520-557, 2017. DOI: 10.1016/j.earscirev.2017.06.008
71. ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. D. J.; VIEIRA, I. S.; ASTOLFI, M.A.M. A divisão tripartite do Siluriano da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 17, n. 3, p. 242-252, 1987.
72. ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J; MARQUES, A.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A. Bacia do Paraná. In.: GABAGLIA, G. P. R.; MILANI, E. J. **Origem e evolução de Bacias Sedimentares**. 2. ed. Rio de Janeiro: Gávea. Cap. Bacia do Paraná, 1990, p. 135- 168.



Esta obra está licenciada com uma Licença Creative Commons Atribuição 4.0 Internacional (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>) – CC BY. Esta licença permite que outros distribuam, remixem, adaptem e criem a partir do seu trabalho, mesmo para fins comerciais, desde que lhe atribuam o devido crédito pela criação original.