



ESPELEO-TEMA

REVISTA BRASILEIRA DEDICADA AO ESTUDO DE CAVERNAS E CARSTE

ISSN 0102-4701 (impresso)
ISSN 2177-1227 (on-line)

Volume 22 Número 1
Ano 2011

Sumidouro do Rio Quebra-Perna (Ponta Grossa PR)
Foto: Gilson Burigo Guimarães - vide página 105



**EDIÇÃO
ESPECIAL**

**CARSTE E
OCORRÊNCIAS
NÃO CÁRSTICAS
EM ROCHAS NÃO
CARBONÁTICAS**

Artigos Originais

Caverna do Rio Fria (SP-40) revisitada 100 anos depois de Krone: história e geologia de uma caverna formada pelo crescimento de tufa

William Sallun Filho, Luis Henrique Sapiensa Almeida, Bruna Ferri Torresi, Fábio Rodrigues Nobre Gouveia & Ana Laura Person

Novo sítio espeleológico em sistemas ferruginosos, no vale do Rio Peixe Bravo, norte de Minas Gerais, Brasil

Felipe Fonseca do Carmo, Flávio Fonseca do Carmo, André Augusto Rodrigues Salgado & Cláudia Maria Jacobi

Unidade espeleológica Carajás: delimitação dos enfoques regional e local, conforme metodologia da IN-02/2009 MMA

Raul Fontes Valentim & João Paulo R. Olivito

Caracterização da unidade espeleológica e das unidades geomorfológicas da região do Quadrilátero Ferrífero - MG

Oswaldo A. Belo de Oliveira, João Paulo R. Olivito & Daniela Rodrigues-Silva

Carste em rochas não-carbonáticas: o exemplo dos arenitos da formação Furnas, Campos Gerais do Paraná/Brasil e as implicações para a região

Mário Sérgio de Melo, Gilson Burigo Guimarães, Henrique Simão Pontes, Laís Luana Massuqueto, Isabelle Pigurim, Hugo Queiroz Bagatim & Paulo César Fonseca Giannini

Geossítio do Sumidouro do Rio Quebra-Perna (Ponta Grossa/PR, Brasil): relevante exemplo de sistema cárstico nos arenitos da Formação Furnas

Laís Luana Massuqueto, Gilson Burigo Guimarães & Henrique Simão Pontes

Caverna da Chaminé, Ponta Grossa, PR, Brasil: potencial espeleológico, recursos hídricos subterrâneos e riscos geoambientais

Henrique Simão Pontes & Mário Sérgio de Melo

Cavernas em arenito no planalto residual do Tocantins

Fernando Moraes & Saulo da Rocha

Karstic features generated from large palaeovertebrate tunnels in southern Brazil

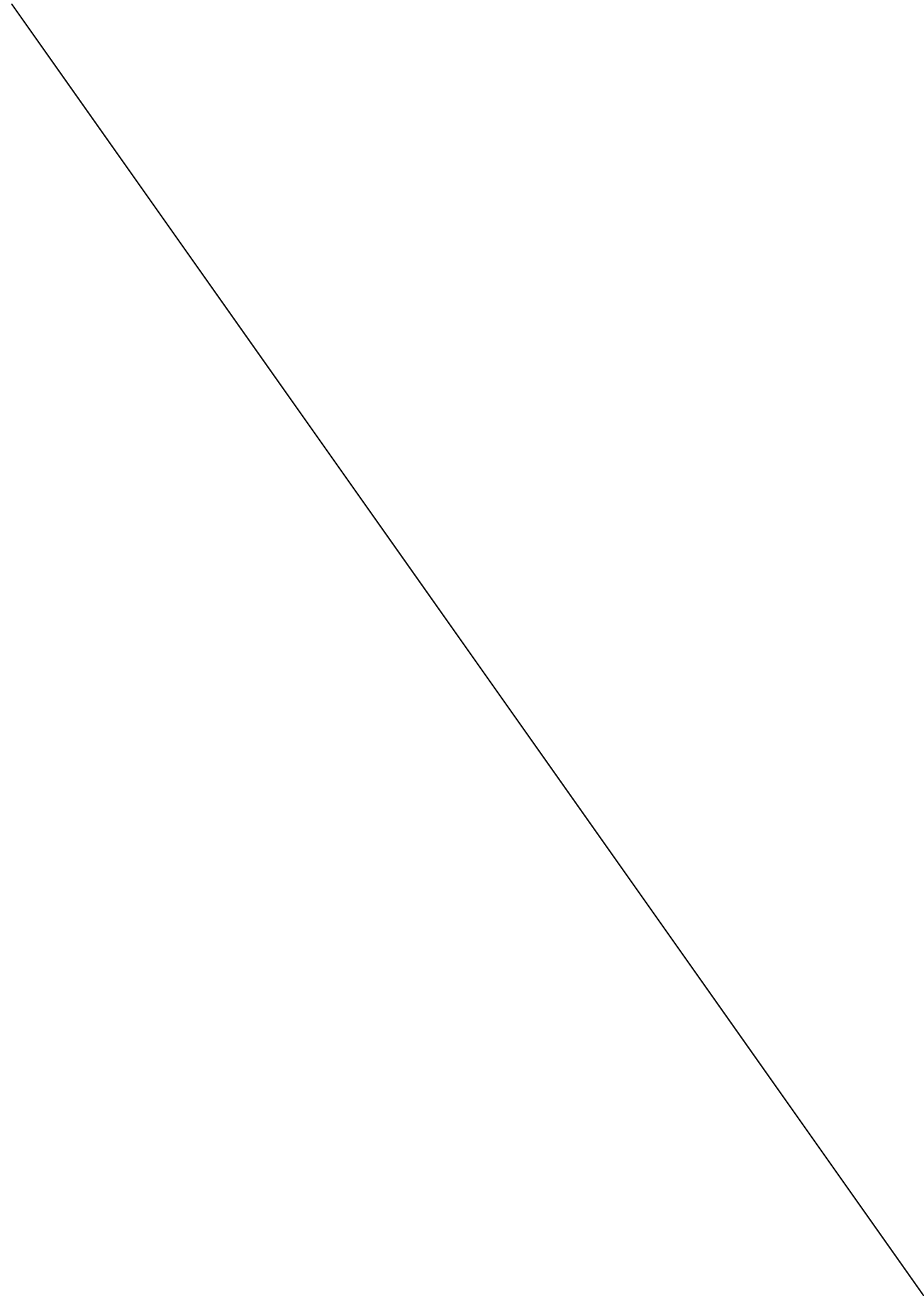
Heinrich Theodor Frank, Francisco Sekiguchi de Carvalho Buchmann, Leonardo Gonçalves de Lima, Felipe Caron, Renato Pereira Lopes & Milene Fornari

Comunidades de invertebrados terrestres de três cavernas quartzíticas no Vale do Mandembe, Luminárias, MG

Marconi Souza Silva, José Carlos Nicolau & Rodrigo Lopes Ferreira

Sociedade Brasileira de Espeleologia

www.cavernas.org.br/espeleo-tema.asp



EXPEDIENTE



Sociedade Brasileira de Espeleologia
(Brazilian Society of Speleology)

Endereço (Address)

Caixa Postal 7031 – Parque Taquaral
CEP: 13076-970 – Campinas SP – Brasil

Contatos (Contacts)

+55 (19) 3296-5421
espeleo-tema@cavernas.org.br

Gestão 2009-2011 (Management 2009-2011)

Diretoria (Direction)

Presidente: Luiz Afonso Vaz de Figueiredo
Vice-presidente: Ronaldo Lucrécio Sarmento
Tesoureira: Delci Kimie Ishida
1º Secretário: Luiz Eduardo Panisset Travassos
2º Secretário: Pável Ênio Carrijo Rodrigues

Conselho Deliberativo (Deliberative council)

Rogério Henry B. Magalhães - Presidente
Heros Augusto Santos Lobo
Carlos Leonardo B Giunco
Ângelo Spoladore
Fernanda Cristina Lourenço Bergo

ESPELEO-TEMA

Editor Chefe (*Chief Editor*)

MSc. Heros Augusto Santos Lobo
Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita
Filho” – IGCE/UNESP

Editor Assistente (*Assistant Editor*)

Esp. Marcelo Augusto Rasteiro
Sociedade Brasileira de Espeleologia – SBE

Conselho Editorial (*Editorial Board*)

Dr. William Sallun Filho
Instituto Geológico do Estado de São Paulo – IG/SMA-
SP

Dra. Maria Elina Bichuette
Universidade Federal de São Carlos – UFSCAR

Dr. Luiz Eduardo Panisset Travassos
Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais –
PUC/Minas

Editores Associados (*Associate Editors*)

Antropologia

MSc. Elvis Pereira Barbosa (UESC)

Arqueologia

Dr. Walter Fagundes Morales (UESC)

Carste em Litologias Não-Carbonáticas

MSc. Rubens Hardt (UNESP)

Climatologia

Dr. Emerson Galvani (USP)

Ecologia

Dr. Rodrigo Lopes Ferreira (UFLA)

Educação Ambiental

Dr. Luiz Afonso Vaz de Figueiredo (CUFSA)

Espaço e Território

Dr. Eduardo Pazera Júnior (GEP)

Espeleobiologia

Dra. Maria Elina Bichuette (UFSCAR)

Espeleogeologia

Dr. William Sallun Filho (IG/SMA-SP)

Geodiversidade e Geoconservação

Dr. Paulo César Boggiani (USP)

Geomorfologia

Dr. William Sallun Filho (IG/SMA-SP)

Hidrogeologia

Dr. Murilo Andrade Valle (CUFSA)

Geoprocessamento e SIGs

Dr. Carlos Henrique Grohmann (USP)

História da Espeleologia

Dr. Luiz Eduardo Panisset Travassos (PUC-MG)

Legislação Ambiental

Dr. Marcos Paulo de Souza Miranda (MPE-MG)

Manejo Ambiental

MSc. Heros Augusto Santos Lobo (UNESP)

Mapeamento e Prospecção de Cavernas

Fábio Kok Geribello (UPE)

Micologia

Dr. Eduardo Bagagli (UNESP)

Mineração

Dr. Hélio Shimada (IG/SMA-SP)

Patogenias e Vetores

Dra. Eunice Bianchi Galatti (FSP/USP)

Percepção e Interpretação Ambiental

Dr. Jadson Rebelo Porto (UNIFAP)

Religião e Religiosidade

Dr. Luiz Eduardo Panisset Travassos (PUC-MG)

Quadro de Revisores (*Board of Reviewers*)

Dr. Abel Perez Gonzalez (UFRJ)
Dr. Antonio Liccardo (UEPG)
Dr. Cláudio M. Teixeira-Silva (UFOP)
Dr. Fernando Moraes (UFT)
MSc. Gabriela Slavec (UPE)
Dr. Gilson Burigo Guimarães (UEPG)
Dr. Gustavo Armani (IG/SMA-SP)

Dr. Luis Anelli (USP)
Dr. Marconi Souza Silva (UNILAVRAS)
Dr. Mário Sérgio de Melo (UEPG)
MSc. Maurício de A. Marinho (Instituto EcoFuturo)
Dr. Ricardo Fraga Pereira (Geoklock)
Dr. Valter Gama de Avelar (UNIFAP)

Apoio à Tradução (*Translation support*)

Dra. Linda Gentry El-Dash (UNICAMP)

SUMÁRIO (CONTENTS)

Editorial

5

ARTIGOS ORIGINAIS

Tufas:

Caverna do Rio Fria (SP-40) revisitada 100 anos depois de Krone: história e geologia de uma caverna formada pelo crescimento de tufa

Rio Fria Cave (SP-40), revisited 100 years after Krone: history and geology of a cave formed by tufa growth

William Sallun Filho, Luis Henrique Sapiensa Almeida, Bruna Ferri Torresi,
Fábio Rodrigues Nobre Gouveia & Ana Laura Person

7

Ferro/Canga:

Novo sítio espeleológico em sistemas ferruginosos, no vale do Rio Peixe Bravo, norte de Minas Gerais, Brasil

New speleological site in ferruginous systems, Rio Peixe Bravo valley, northern Minas Gerais, Brazil

Felipe Fonseca do Carmo, Flávio Fonseca do Carmo, André Augusto Rodrigues Salgado &
Claudia Maria Jacobi

25

Unidade espeleológica Carajás: delimitação dos enfoques regional e local, conforme metodologia da IN-02/2009 MMA

Unidad espeleologica Carajás: los límites de enfoques regionales y lugar como la metodología IN-02/2009 MMA

Raul Fontes Valentim & João Paulo R. Olivito

41

Caracterização da unidade espelológica e das unidades geomorfológicas da região do Quadrilátero Ferrífero - MG

Characterization of the speleological unit and of the geomorphological units of the Quadrilátero Ferrífero region – MG

Oswaldo A. Belo de Oliveira, João Paulo R. Olivito & Daniela Rodrigues-Silva

61

Arenitos:

Carste em rochas não-carbonáticas: o exemplo dos arenitos da formação Furnas, Campos Gerais do Paraná/Brasil e as implicações para a região

Karst in non-carbonate rocks: example and implications in the Furnas formation sandstones, Campos Gerais do Paraná region, southern Brazil

Mário Sérgio de Melo, Gilson Burigo Guimarães, Henrique Simão Pontes,

Laís Luana Massuqueto, Isabelle Pigurim, Hugo Queiroz Bagatim & Paulo César Fonseca Giannini

81

Geossítio do Sumidouro do Rio Quebra-Perna (Ponta Grossa/PR, Brasil): relevante exemplo de sistema cárstico nos arenitos da Formação Furnas

Sumidouro do Rio Quebra-Perna Geosite (Ponta Grossa city, Paraná state, Brazil): relevant example of the karst system in sandstones of the Furnas Formation

Laís Luana Massuqueto, Gilson Burigo Guimarães & Henrique Simão Pontes

99

Caverna da Chaminé, Ponta Grossa, PR, Brasil: potencial espeleológico, recursos hídricos subterrâneos e riscos geoambientais

Chaminé (chimney) Cave, Ponta Grossa city, southern Brazil: speleological potential, groundwater resources and geological hazard

Henrique Simão Pontes & Mário Sérgio de Melo

111

Cavernas em arenito no planalto residual do Tocantins

Sandstone caves in the planalto residual do Tocantins

Fernando Morais & Saulo da Rocha

127

Biologia/Paleontologia:

Karstic features generated from large palaeovertebrate tunnels in southern Brazil

Características kársticas generadas a partir de gran túneles de paleovertebrados en el sur de Brasil

Heinrich Theodor Frank, Francisco Sekiguchi de Carvalho Buchmann,

Leonardo Gonçalves de Lima, Felipe Caron, Renato Pereira Lopes & Milene Fornari

139

Comunidades de invertebrados terrestres de três cavernas quartzíticas no Vale do Mandembe, Luminárias, MG

Terrestrial invertebrate communities of three quartzite caves in the Vale do Mandembe, Luminárias, MG

Marconi Souza Silva, José Carlos Nicolau & Rodrigo Lopes Ferreira

155

EDITORIAL

Estamos em um momento de transição. Nos últimos anos, a comunidade científica vem produzindo trabalhos cada vez mais detalhados sobre a ocorrência da espeleogênese em rochas não carbonáticas, levando a questionar conceitos antigos, que definiam o carste somente em rochas de alta solubilidade, para um conceito novo, baseado em processos e organização sistêmica, em que o carste é resultado de processos diversos, dentre os quais a dissolução exerce um papel importante, e de uma organização, onde as drenagens subterrâneas em condutos são a conexão principal do sistema.

O Brasil, sendo um país com dimensões continentais, apresenta uma enorme variedade de afloramentos rochosos, carbonáticos ou não, onde o carste pode se manifestar, tornando-se, desta forma, um importante foco das pesquisas neste campo, tendo atraído a atenção de pesquisadores estrangeiros desde a década de 80 pelo menos, persistindo nos dias de hoje.

Por outro lado, a comunidade científica brasileira vem se dedicando cada vez mais à exploração, estudo e conservação de sítios espeleológicos em rochas não carbonáticas, sejam estes considerados de origem cárstica ou não. O conhecimento do comportamento cárstico de unidades antes consideradas como rochas pouco solúveis tem importância crescente para a gestão de recursos hídricos e para o enfrentamento de riscos geoambientais tais como subsidências e abatimentos.

Nesta edição especial da revista Espeleo-Tema, a Sociedade Brasileira de Espeleologia vem brindar a comunidade científica brasileira com uma visão atual e diversificada sobre a espeleogênese não carbonática ou não cárstica na concepção original do termo, bem como as implicações associadas (biologia, arqueologia, geoconservação, recursos hídricos, riscos geoambientais), relacionadas com esta mudança de paradigma.

O primeiro destes artigos apresenta um caso incomum, a formação de cavernas em tufas, em terreno não carbonático a jusante de terreno cárstico. Nesta situação particular, um elemento da espeleogênese tradicional, que é a precipitação dos minerais carreados pela dissolução, permite o aparecimento de uma caverna de origem carbonática em terreno não carbonático, mostrando a importância de se compreender que feições cársticas não se restringem à área de ocorrência das rochas carbonáticas de um dado sistema cárstico.

Na sequência, três artigos abordando feições cársticas em formações ferruginosas, no Quadrilátero Ferrífero, em Carajás e na Bacia do Jequitinhonha, indicam o crescente reconhecimento da importância da espeleogênese nestes depósitos minerais, evidenciada tanto pela quantidade de ocorrências quanto pela diversidade das situações geográficas, evocando a necessidade de criteriosos estudos que compatibilizem o interesse econômico com a preservação dos patrimônios espeleológico, arqueológico, paleontológico, biológico e geológico.

Os arenitos são outro litotipo que vem recebendo atenção cada vez maior de pesquisadores e gestores territoriais e de recursos hídricos. Nesta edição são apresentados três artigos relacionados a uma das principais áreas de ocorrência de carste em arenitos, a região dos Campos Gerais (PR). Eles abordam tanto a espeleogênese quanto questões de proteção ambiental a ela associadas. Complementam os estudos neste litotipo a caracterização de formações cársticas, em especial a espeleogênese, no Planalto Residual do Tocantins.

Feições subterrâneas podem resultar de fenômenos inesperados, como a escavação de tocas por megafauna do Pleistoceno, dando origem a cavidades que acabam alterando o comportamento do sistema natural, provocando o aparecimento de formas tipicamente cársticas, tais como dolinas, e a captura de fluxos aquáticos, provocando a evolução do sistema rumo a uma espeleogênese mista.

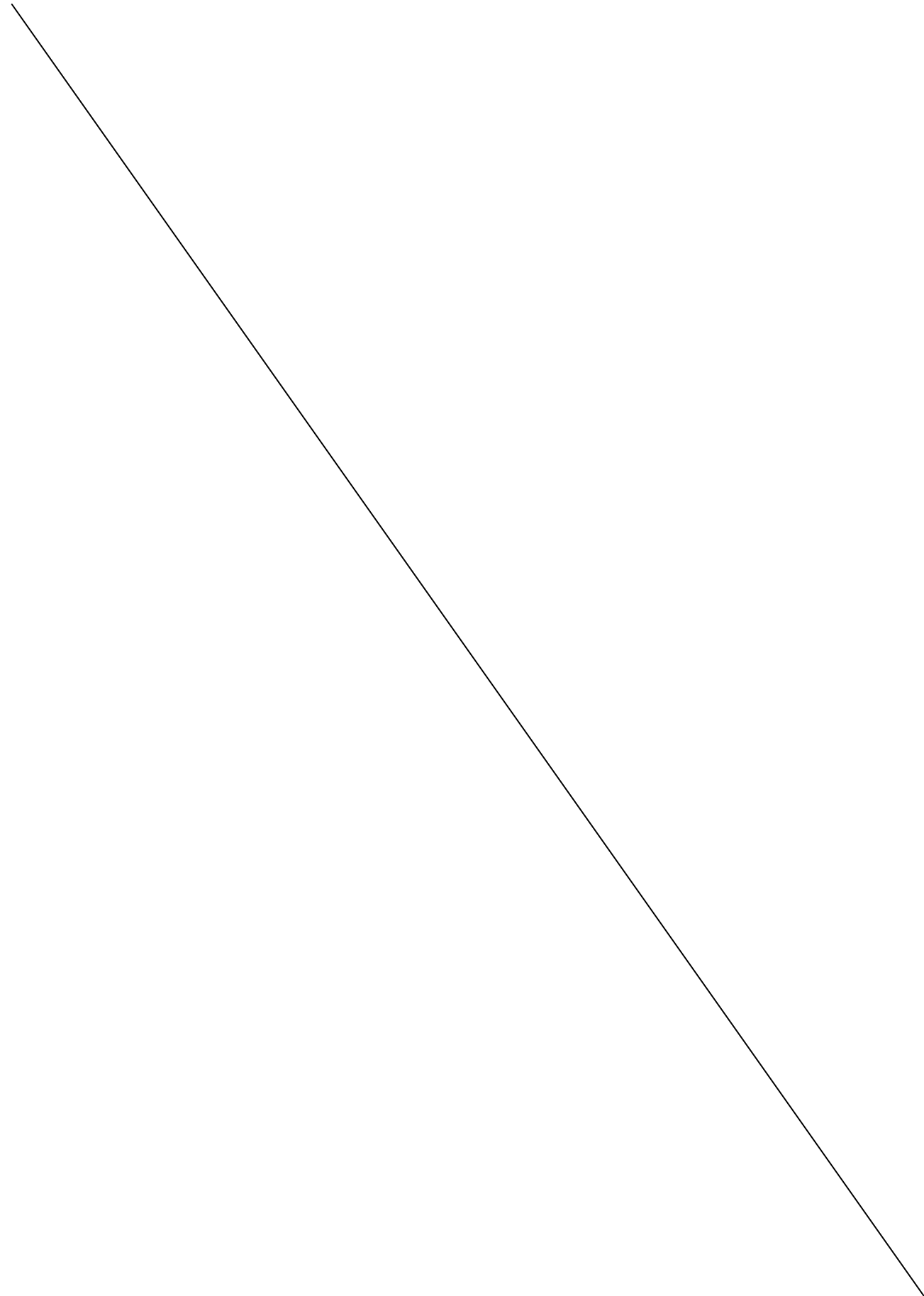
Conclui este número do Espeleo-Tema um estudo sobre os invertebrados terrestres que povoam cavernas quartzíticas da região de Luminárias (MG). Ele mostra que a vida também se adapta a ambientes subterrâneos distintos dos carbonáticos, implicando na necessidade de se avaliar tais ambientes com relação à ocupação biótica e eventuais consequências do uso destes ambientes.

Rubens Hardt, Mário Sérgio de Melo & Joël Rodet – Editores Convidados



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

www.cavernas.org.br/espeleo-tema.asp



CAVERNA DO RIO FRIA (SP-40) REVISITADA 100 ANOS DEPOIS DE KRONE: HISTÓRIA E GEOLOGIA DE UMA CAVERNA FORMADA PELO CRESCIMENTO DE TUFA

RIO FRIA CAVE (SP-40), REVISITED 100 YEARS AFTER KRONE: HISTORY AND GEOLOGY OF A CAVE FORMED BY TUFA GROWTH

William Sallun Filho(1), Luis Henrique Sapiensa Almeida(2), Bruna Ferri Torresi(2), Fábio Rodrigues Nobre Gouveia(2) & Ana Laura Person(2)

(1) Instituto Geológico, Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo – IG/SMA-SP, São Paulo-SP.

(2) Graduação, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo – IGc/USP, São Paulo-SP.

Contatos: wsallun@gmail.com; luisalmeida87@hotmail.com; nurb_ft@hotmail.com; nobre00@hotmail.com; ana.person@usp.br

Resumo

A Caverna do Rio Fria (SP-40) foi descoberta em 1907 por Sigismund Ernst Richard Krone, que já havia catalogado 20 cavernas desde 1896, que as procurava para estudos paleontológicos e arqueológicos. Desde então, a Caverna do Rio Fria ficou praticamente esquecida, com a localização incerta. Durante estudos desenvolvidos sobre depósitos antigos e modernos de tufas na Serra de André Lopes, a caverna foi reencontrada e constatou-se ser uma caverna atípica, não originada por dissolução de rochas carbonáticas pré-existente, como comumente observado, mas sim uma cavidade originada pelo crescimento das tufas, depósitos carbonáticos que são depositados nos rios e cachoeiras, que acabaram por envolver o espaço da cavidade formando, assim, a caverna. No depósito antigo de tufa (Quaternário) afloram conglomerados, com clastos de rochas não carbonáticas do embasamento proterozóico, cimentados por tufa, sobrepostos por tufas rígidas, laminadas, com grande quantidade de clastos dispersos, em geral matriz suportados, de tamanhos variados, com níveis de conglomerados cimentados. A caverna encontra-se protegida, pois situa-se dentro do Parque Estadual Caverna do Diabo, porém possui diversos impactos causados por antiga atividade de mineração e pela visitação atual ocasional.

Palavras-Chave: Caverna do Rio Fria; Tufa; Sigismund Ernst Richard Krone; Serra do André Lopes.

Abstract

The Rio Fria Cave (SP-40) was discovered in 1907 by Sigismund Ernst Richard Krone, who had already catalogued 20 caves since 1896, which he sought for paleontological and archeological studies. Since then, the Rio Fria Cave, of uncertain location, had been practically forgotten. During studies developed regarding ancient and modern tufa deposits in the Serra de André Lopes region, the cave was re-discovered and found to be atypical, not originating from dissolution of pre-existing carbonate rocks, as commonly observed, but as a result of a cavity formed by the growth of tufas, these being carbonate materials that are deposited on rivers and waterfalls, which end up surrounding the space of the cavity, thus forming a cave. In the ancient deposit (Quaternary) there are outcrops of conglomerates, with clasts of non-carbonate rocks of the Proterozoic basement, cemented by tufa, overlain by rigid laminated tufas, with a large number of dispersed clasts, generally matrix-supported and of varying size, with levels of cemented conglomerates. The cave is found to be protected, as it is situated within the Caverna do Diabo State Park, although there is evidence of various impacts caused by former mining activities and current occasional visitors.

Key-Words: Rio Fria's Cave; Tufa; Sigismund Ernst Richard Krone; Serra do André Lopes.

1. INTRODUÇÃO

A Caverna do Rio Fria (SP-40) foi descoberta por Sigismund Ernst Richard Krone em 1907 (BRANDI, 2007) e descrita pela primeira vez na publicação “Estudo sobre as cavernas do valle do rio ribeira” (KRONE, 1909). Esta publicação trata da continuação dos estudos que Krone já vinha

realizando há alguns anos, na qual já havia catalogado 20 cavernas (KRONE, 1898), adicionando mais 21 neste segundo trabalho.

Os trabalhos de Krone caracterizam-se pelo enfoque na paleontologia e arqueologia das cavernas, sendo que essas geralmente são

apresentadas com descrição sucinta e menções imprecisas sobre a localização.

A única menção sobre a Caverna do Rio Fria era o trabalho de Krone (1909), e havia uma confusão devido ao fato de duas cavernas serem referidas com os nomes “Fria” e “Frias”: a caverna do Rio Fria (SP-40), à qual refere-se o presente trabalho, e caverna Fria ou do Frias (SP-79), mencionada por FIGUEIREDO et al. (2007) e BRANDI (2007). Tratam-se de duas grutas distintas, distantes entre si, sendo a última localizada na região da Caverna do Diabo. Este fato já havia sido constatado por MISKULIN *et al.* (1993) que mesmo sem saber a localização exata da Caverna do Rio Fria, concluiu que a Gruta do Fria é outra gruta devido a grande distância que as separam.

A importância da ocorrência da Caverna do Rio Fria deve-se ao fato de ser uma caverna atípica. Enquanto praticamente todas as cavernas formam-se pela dissolução ou erosão de uma rocha encaixante, o que leva à formação dos condutos e salões, a Caverna do Rio Frias formou-se pelo crescimento e envolvimento do espaço interior pelas tufas, constituindo-se, assim, numa caverna acrescional, primária, e não de dissolução, secundária.

Depósitos sedimentares formados por tufas representam feições construtivas associadas a sistema cársticos. A extensa deposição moderna e antiga de tufas na região se deve a associação entre o alto teor de carbonato de cálcio dissolvido na água (ampla predominância de recarga autogênica no sistema cárstico), a alta limpidez da água (ausência de sedimentos siliciclásticos), intensa atividade biológica e clima favorável (subtropical superúmido).

Depósitos de tufas atuais, em formação, e antigos são descritos na Serra da Bodoquena (ALMEIDA, 1965, BOGGIANI; COIMBRA, 1995; BOGGIANI et al., 2002; SALLUN FILHO; KARMANN, 2007; SALLUN FILHO et al., 2009) e Serra das Araras (MT) (CORRÊA; AULER, 2007). Também ocorrem no sudoeste da Bacia Potiguar (REYES, 2003; REYES et al., 2003), na Paraíba, Ceará e Pernambuco (MUNIZ e RAMIREZ, 1971; DUARTE; VASCONCELOS, 1990a, 1990b), no norte da Bahia (AULER, 1999), no Rio de Janeiro (RAMOS et al., 2005) e em Sergipe (SOUZA-LIMA; FARIAS, 2007).

Não são muito comuns as ocorrências de cavernas devido ao crescimento de tufas. Apenas duas encontram-se cadastradas no Cadastro Nacional de Cavernas – CNC, da Sociedade Brasileira de Espeleologia (consulta de 28/01/2011), sendo uma

no Rio de Janeiro (RJ-22, Abrigo-sob-rocha do Caxangá) e a Caverna do Rio Fria. Existem também cavidades formadas pelo crescimento de tufas na Serra da Bodoquena, ao longo do Rio Mimoso, porém não cadastradas.

2. HISTÓRICO

As cavernas e o carste do Alto Ribeira foram revelados através dos estudos de Krone, naturalista que no princípio do século passado investigou várias cavernas no Alto Ribeira em busca de material paleontológico, arqueológico e informações etnográficas (KARMANN; FERRARI, 2002). O naturalista Sigismund Ernst Richard Krone (1861-1917) – Major Ricardo Krone, nascido na Alemanha veio ainda jovem para Iguape (1884), onde viveu por trinta anos atuando como farmacêutico, arqueólogo, paleontólogo, ornitólogo, fotógrafo, além de ter exercido cargos públicos na cidade (FELIZARDO, 2010). Realizou o primeiro levantamento sistemático de cavernas em São Paulo de 1895 a 1906, compondo o primeiro cadastro de caverna conhecido no Brasil (FELIZARDO, 2010). Era contratado pelo Museu Paulista, instituição criada em 1891 como Museu do Estado (<http://www.dichistoriasaude.coc.fiocruz.br>).

BRANDI (2007) faz um histórico do início dos estudos espeleológicos no Vale do Ribeira onde destaca que ocorreram 3 expedições, em 1896 (ou 1897, KRONE 1904) e duas em 1907 realizadas por Krone e outra por Lourenço Granato em 1901.

Após a primeira expedição de Krone à região do Alto Ribeira, em 1896, publicou um artigo na revista do Museu Paulista em 1898, que impressionou o Sr. Hermann von Ihering diretor do museu, que conseguiu sensibilizar o Secretário do Interior a realizar ações de preservação das cavernas (BRANDI, 2007). Dois anos se passaram até que o Estado anunciou um parecer indicando a necessidade de estudos e de preservação das grutas, por parte da Secretaria da Agricultura (BRANDI, 2007). Após este parecer Lourenço Granato foi incumbido pelo Estado, em 1900, a tomar todas as providências cabíveis para fazer o levantamento da situação e extensão das terras que incluíssem grutas calcáreas, e em novembro daquele ano, Granato juntamente com Krone, realizaram levantamentos iniciais necessários a uma expedição (BRANDI, 2007). Em 1901, Granato após extensa pesquisa saiu para exploração da região para realizar o levantamento das terras de onde existia menção sobre a presença de grutas, descrevendo 15 grutas, sendo 4 descobertas por Krone (BRANDI, 2007).

Após as explorações de Krone em 1896 e Granato em 1901, Krone pretendia dar sequência aos estudos na mesma região e em algumas cavernas já descritas.

Krone realizou duas expedições em 1907, no primeiro e no segundo semestre, após 11 anos afastado devido a falta de recursos (BRANDI, 2007). Segundo BRANDI (2007) nesta exploração Krone percorreu todas as grutas que Granato descobrira em 1901, além da região do Rio Pardo, uma possível indicação dos mapeamentos de 1906 da Comissão Geográfica e Geológica (CGG), que resultaram na descoberta de duas pequenas grutas, a do Rio Fria e do Córrego Comprido.

No final do século XIX a Comissão Geográfica e Geológica (CGG), com vistas a realizar estudos naturalistas que beneficiasse a cafeicultura paulista, promoveu uma ampla exploração do território paulista (FITTIPALDI et al., 2006). O então Presidente da Província de São Paulo, Conselheiro João Alfredo Corrêa de Oliveira, convidou o geólogo norte-americano Orville Adelbert Derby, Diretor da Seção de Geologia do Museu Nacional, para formular um plano para a exploração do território paulista (FITTIPALDI et al., 2006). A primeira expedição realizada pela CGG nos rios Itapetininga e Paranapanema foi comandada pelo Engenheiro Theodoro Fernandes Sampaio (FITTIPALDI et al., 2006). Em 1889, a CGG publicou seu boletim nº 1, (Retrospecto Histórico dos trabalhos geographicos e geológicos effectuados na Província de S. Paulo), seguiram-se muitas outras expedições e publicações de caráter geográfico, geológico, meteorológico, botânico, arqueológico, etnográfico, histórico, terminologia indígena etc. (FITTIPALDI et al., 2006). A expedição do Rio Ribeira de Iguape se iniciou em 12/06/1906 (FITTIPALDI et al., 2006), publicada posteriormente (CGG, 1914) com o relato da ocorrência de diversas cavernas, algumas já descritas por KRONE (1898, 1909), porém sem descrevê-las. A exploração do Rio Ribeira de Iguape pela CGG juntou-se Ricardo Krone que já vinha desenvolvendo seus trabalhos na região, e que no caso fez um extenso levantamento arqueológico neste rio, publicados pela CGG (1914). Segundo BRANDI (2007) a participação de Krone na expedição da CGG deve ter sido apenas indireta, como um consultor devido ao seu grande conhecimento da região, e isto explicaria a presença deslocada de fotografias de cavernas no relatório da CGG (1914) sem textos associados.

Outro fator importante que motivou a mudança de planos na expedição de Krone em 1907 é descrito pelo próprio KRONE (1909):

“No inicio dos trabalhos por mim contractados, fui altamente contrariado por uma occurrencia, que anteriormente não me era possivel prever : foi-me vedado o ingresso em alguma cavernas, por parte dos seus proprietarios e eram estas justamente as toca de meu conhecimento e que estavam predestinadas para o serviço. Provinha esta disposição hostil aos meus projectos da esperança que esses cidadãos tinham de vender essas cavernas ao Governo do Estado de São Paulo, que, para sua aquisição, creara uma lei de desapropriação (n. 1083, de 30-12-1906).

Em consequencia disso vi-me obrigado a procurar e explorar novas cavernas, pertencente a pessoa menos interesseiras, por sua posição politica, não esperavam ser consideradas na projectada compra do governo, ou que estivessem situadas em terras devolutas.”

KRONE (1909) cita erroneamente a lei n. 1083, de 30-12-1906, onde o correto seria a lei n. 1084, de 29-12-1906, publicada no Diário Oficial do Estado em 16-01-1907.

Muitos anos se passaram desde as explorações e descobertas iniciais de Krone e Granato até a espeleologia paulista ter novas fases de explorações e descobertas. Por todo o período desde o início do século XX e as décadas de 1950 e 60, muitas cavernas do Vale do Ribeira nunca foram exploradas ou mesmo visitadas, e a própria localização de algumas delas foi esquecida. Com a retomada das explorações a partir da década de 1950 houve um esforço para localização das cavernas descritas por Krone, com a descoberta de dezenas de outras cavernas.

Esta nova fase da espeleologia paulista se iniciou nas décadas de 1950 e 60, passando para uma consolidação dos grupos de espeleologia na década de 1970, que consolidou esta atividade no estado.

O Centro Excursionista Universitário (CEU), um dos grupos pioneiros de espeleologia paulista, foi muito ativo na década de 1970, também partiu das observações de Krone e promoveu a localização, exploração e mapeamento de muitas cavernas descobertas anteriormente.

A Caverna do Rio Fria foi descoberta e descrita por KRONE (1909) e após este trabalho não foi mencionada por quase 70 anos. Durante estas atividades do CEU a Caverna do Rio Fria foi realocada, possivelmente em 1978, conforme registros prévios do Cadastro Nacional de Cavernas

da Sociedade Brasileira de Espeleologia. Durante trabalhos de mapeamento geológico da Folha Braço por CAMPANHA et al. (1985) localizaram algumas cavernas e feições cársticas, porém sem detalhar. Mesmo assim localizaram a entrada de uma caverna, que corresponde a Caverna do Rio Fria. Neste mesmo mapeamento também registraram a presença de tufas (denominados originalmente de travertino) em alguns pontos da Serra do André Lopes, além da presença de uma antiga pedreira.

Em 2009 esta gruta foi redescoberta durante trabalhos de campo para estudos de tufas na Serra do André Lopes.

3. CONTEXTO REGIONAL

A Caverna do Rio Fria localiza-se no município de Barra do Turvo, dentro do Parque Estadual Caverna do Diabo (desmembrado do Parque Estadual de Jacupiranga), com coordenadas UTM 755190E e 7262669N (Zona 22, datum Córrego Alegre) (Fig. 1, 2). Situa-se na porção sudoeste da Serra do André Lopes, associado ao Ribeirão Claro, afluente do Rio Fria.

As regiões sudoeste do Estado de São Paulo e norte do Paraná estão inseridas no extremo nordeste da faixa carbonática do Supergrupo Açungui, que engloba diversas unidades alinhadas na direção NE-SW na parte central da Faixa de Dobramentos Ribeira. Estes carbonatos condicionam o Carste do Alto Vale do Ribeira (KARMANN, 1994) que, segundo KARMANN; SANCHEZ (1986) é caracterizado por feições do tipo escarpas rochosas, torres isoladas, dolinas, sumidouros e ressurgências, com cavernas e abismos abundantes, com rios subterrâneos.

Os depósitos de tufas localizam-se no sopé da Serra do André Lopes, um dos diversos corpos carbonáticos do Vale do Ribeira. Neste trabalho utilizamos o termo tufa, que conforme discutido por SALLUN FILHO et al. (2009), o uso dos termos “tufo”, “tufa” e “travertino” no Brasil é ainda controverso. Trabalhos em português são publicados usando tufa, tufa calcária, tufo calcário e travertino, para os sedimentos carbonáticos continentais associados a drenagens fluviais, sendo que publicações mais recentes vêm utilizando com maior frequência o termo “tufa”. Em inglês também existe confusão com esta nomenclatura, e FORD; PEDLEY (1996) definiram o termo tufa (tufa) como sendo produto da precipitação de carbonatos em águas frias (não termais) e o termo travertino (*travertin*) é restrito a depósitos termais, e o termo “tufo” (*tuff*) a rochas vulcânicas piroclásticas (FORD; PEDLEY, 1996). Por outro lado, alguns

autores consideram o termo travertino como mais adequado para designar calcários continentais formados em rios ou lagos (PENDECOST, 2005). Desta forma, o uso do termo tufa (em português) como tradução do inglês *tufa*, é empregado no presente trabalho no lugar de “tufo calcário”, “tufa calcária” ou travertino.

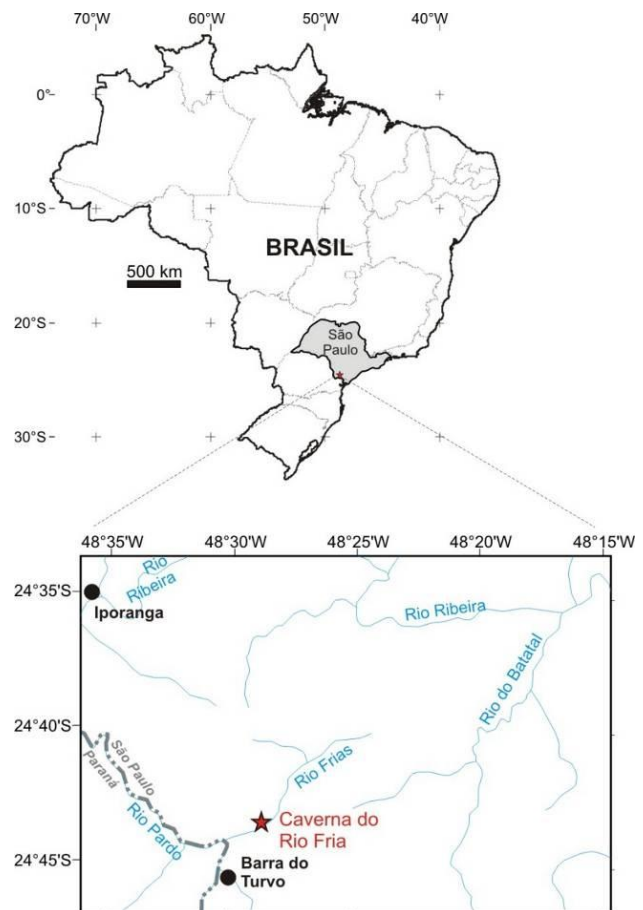


Figura 1: Localização da caverna.

A Serra do André Lopes apresenta feição de relevo que a distingue das demais áreas do Vale do Ribeira. É praticamente toda constituída por rochas dolomíticas, denominada “Mármore da Tapagem”, em referência ao antigo nome da Gruta do Diabo, pertencente ao Grupo Setuva do Supergrupo Açungui, caracterizados por filitos, xistos e os referidos dolomitos (CAMPANHA, 2002). O extenso corpo de dolomito da Serra do André Lopes tem 23 km na direção NE-SW e 4 km na sua extensão menor, com direção NW-SE (Fig. 2). A Serra do André Lopes constitui um grande planalto carbonático com altitudes entre 500 e 1000 m, que forma relevo positivo em relação aos filitos e xistos inferiores (Fig. 2). Essa conformação é contrária ao que se observa no restante das exposições desses metassedimentos, sendo que as áreas de exposição de calcário encontram-se em atitudes inferiores às de rochas não-calcárias (KARMANN, 1994; KARMANN; FERRARI, 2002). O embasamento

paleoproterozóico dos metassedimentos do Supergrupo Açungui é constituído por um conjunto de rochas gnáissico-migmatíticas, com alguns núcleos charnokíticos e intercalações de metassedimentos (CAMPANHA, 1991). O Grupo Setuva é constituído essencialmente por filitos e xistos finos, por vezes com alguns corpos menores de mármore intercalados (CAMPANHA, 1991).

Acrescenta-se a essa característica geomorfológica, o fato ainda das camadas do corpo dolomítico mergulharem para o seu interior, formando uma estrutura geológica sinformal, com eixo na direção NE, segundo a estruturação regional, o que faz com que a drenagem desse corpo seja essencialmente autogênica, ou seja, com as águas providas das chuvas percorrendo sobre os dolomitos, o que não é comum para o Sistema Cárstico como um todo do Vale do Ribeira, caracterizado por recargas alogênicas, ou seja com águas que percorrem rochas não carbonática. As

poucas áreas de recarga alogênica originam-se de cristas não-carbonáticas (elevadas em relação aos mármores) formadas pelo Grupo Setuva.

A conformação acima descrita faz com que as drenagens da Serra do André Lopes sejam caracterizadas por um teor relativamente maior de carbonato de cálcio dissolvido, o que faz com que ali ocorra as concentrações de tufas, praticamente inexistentes em demais partes do Vale do Ribeira.

A Caverna do Rio Fria desenvolve-se em tufas no que foi denominado de “Depósito do Frias”, no Ribeirão Claro, um afluente do Rio Frias (Fig. 2). O Ribeirão Claro possui uma deposição ativa de tufas (a mais expressiva na Serra do André Lopes), bem como tufas antigas erodidas em seu leito e como depósitos de encosta na sua foz, quase no Rio Frias.

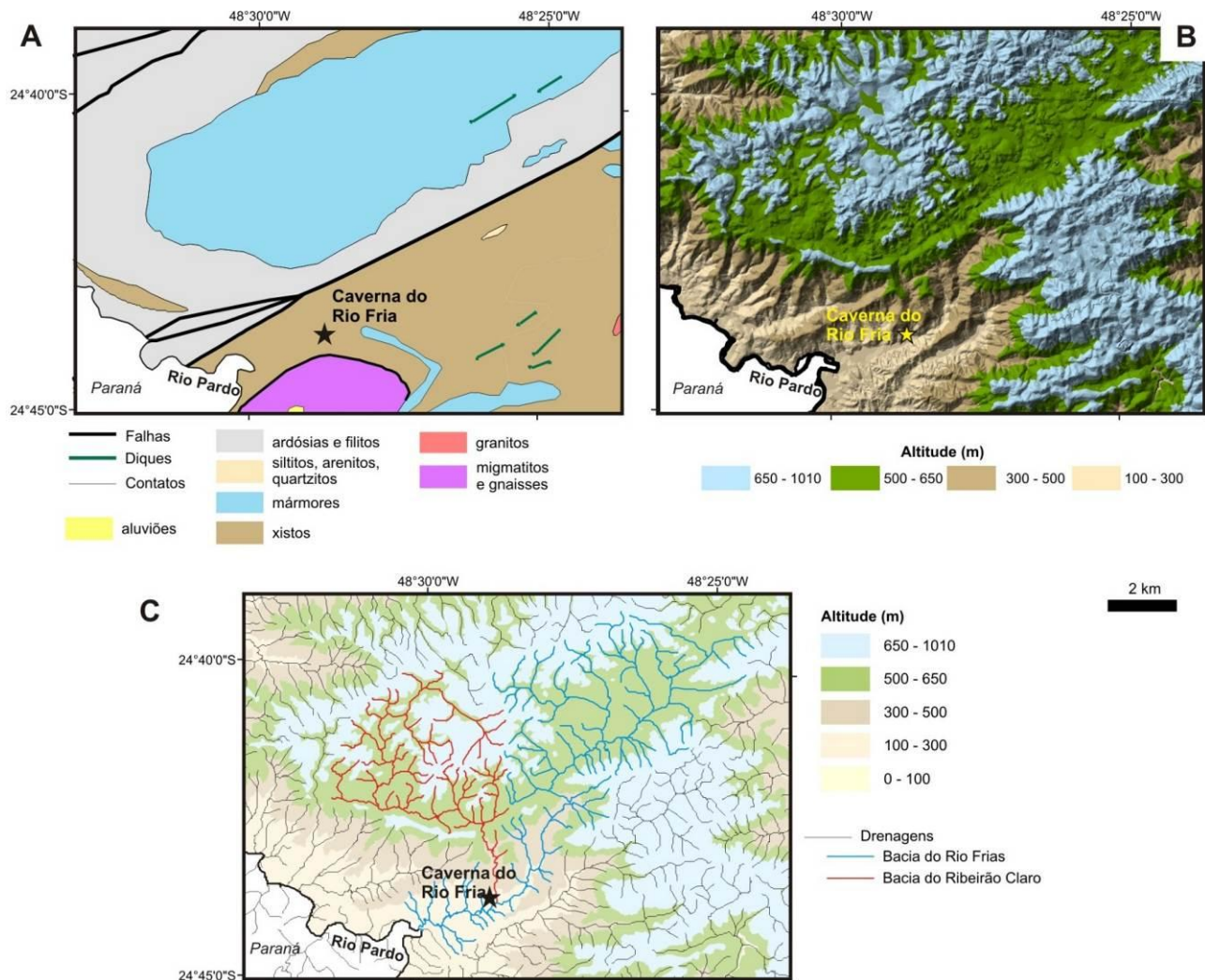


Figura 2: A- Mapa geológico da área (Modificado de CAMPANHA, 2002); B- Modelo digital de terreno baseado em mapas topográficos 1:10.000 (IGc); C- Mapa hipsométrico com as principais drenagens (baseados em mapas topográficos 1:10.000 - IGc) com destaque as bacias relacionadas Caverna do Rio Fria.

No Ribeirão Claro ocorre a deposição de cachoeiras e represas de tufas e de conglomerados cimentados. A morfologia das tufas ativas, em um trecho do Ribeirão Claro, próximo ao Rio Fria, é de cachoeiras e represas. Esta deposição é muito extensa, observado por pelo menos 2 km e deve abranger todo o Ribeirão do Claro, desde suas cabeceiras até sua foz, no Rio Fria. O Rio Claro nasce em áreas cársticas no planalto e percorre principalmente rochas não-carbonáticas, com as nascentes cársticas distantes, com alta vazão d'água e em alta declividade do terreno. Nas cotas mais baixas da Serra, o Rio Claro possui um canal principal, porém a juzante ele subdivide-se em pelo menos três drenagens menores, uma principal de maior vazão e duas de grande abrangência em área e baixa vazão. No canal principal as tufas não apresentam feições de erosão, mas sim formas arredondadas típicas, de tamanho métrico, e represas, em um leito fluvial de alta energia em uma encosta muito inclinada. As formas arredondadas das barragens indicam crescimento vertical ativo das tufas, com a influência de organismos na precipitação do carbonato. No Rio Claro constatou-se que as águas possuem Ph de 8,6 e as tufas ativas são constituídas essencialmente de calcita, quartzo e muscovita. Possuem um alto teor em CaO, e teores menores em MgO, SiO₂, e Al₂O₃. Desta forma as tufas foram classificadas quimicamente como calcários puros.

Na margem direita do Ribeirão Claro próximo ao Rio Fria ocorrem extensos depósitos antigos de encosta, assentada sobre xistos do embasamento proterozóico, denominados de "Depósito do Fria" (Fig. 3). Diversos patamares de antigas cachoeiras estão presentes, alguns deles cortados artificialmente em antiga exploração de rocha ornamental. Há inclusive uma pequena caverna primária neste depósito (Fig. 3). Este depósito possui no mínimo 6 m de altura, ocorrendo o contato com xistos do embasamento proterozóico. Afloram conglomerados, clasto suportados, com clastos de rochas não carbonáticas do embasamento proterozóico, cimentado por tufa, sobrepostos por tufas rígidas, laminadas, com grande quantidade de clastos dispersos, em geral matriz suportados, de tamanhos variados, com níveis de conglomerados cimentados (clasto suportados). A datação deste depósito indicou idades acima de 42.000 anos AP no topo, extrapolando o limite do método de radiocarbono.

Este depósito possui altos teores em CaO, porém bastante variáveis com a ocorrência de teores mais baixos. Os teores de MgO e Al₂O₃ são em geral

baixos. Já os teores SiO₂ são bastante variáveis, de muito altos a muito baixos. Desta forma as rochas foram classificadas quimicamente como desde calcários puros passando para calcários impuros até conglomerados cimentados por tufas (rocha não-carbonática) que ocorrem na base. Neste depósito constatou-se que as tufas são mineralogicamente constituídas essencialmente de calcita, quartzo e muscovita.

4. CAVERNA DO RIO FRIA

A descoberta da Caverna do Rio Fria se deu por Krone em 1901, e foi descrita pela primeira vez por KRONE (1909).

KRONE (1909) descreve a Caverna do Rio Fria em dois momentos no seu artigo, de forma simples e sucinta:

"n.º 40 – Caverna do Rio Fria

Seis quilômetros acima da barra do Rio Fria, á margem direita deste rio e apenas 20 metros de distancia. Dá passagem a um pequeno correjo." (pg. 153)

"Caverna do Rio Fria

N.40. Esta caverna é percorrida por um pequeno correjo que se fórma alí mesmo, pela junção das águas dos diferentes condutos, dos quais esta lapa se compõe. Há compartimentos ricamente ornamentados de calcitos, porém, todos de pequenas dimensões e todos convergindo para uma pequena sala, cujo pavimento se acha profundamente encharcado pelas águas do correjo." (pg. 161)

Por estas descrições, mesmo simples, vimos que realmente a caverna localizada corresponde a Caverna do Rio Fria. Além destas descrições traz uma foto de um conjunto de espeleotemas, reconhecidos atualmente no salão de entrada da caverna (Fig. 4). Não faz nenhuma menção a tipo de rocha na qual a caverna é formada. Porém menciona o predomínio de "cal" nos rios Claro e Fria (pg. 148), mas interpretamos aqui o termo cal utilizado por ele como os dolomitos de cor clara do proterozóico, e não tufas. Sabe-se hoje que em grande parte do Rio Claro predominam tufas e no Rio Fria depósitos de aluvião (areias e cascalhos), ambos sobre filitos e xistos.

Desta forma KRONE (1909) não notou em seu trabalho que a Caverna do Rio Fria é composta por tufas, depositados pelo Rio Claro.



Figura 3: Tufas ativas em cachoeiras (A) e represas (B) no Rio Claro; Depósito do Frias: C- Grande afloramento de tufas antigas; D- Corte artificial nas tufas feitas por antiga atividade minerária; E- Pequena cavidade no depósito de tufa.

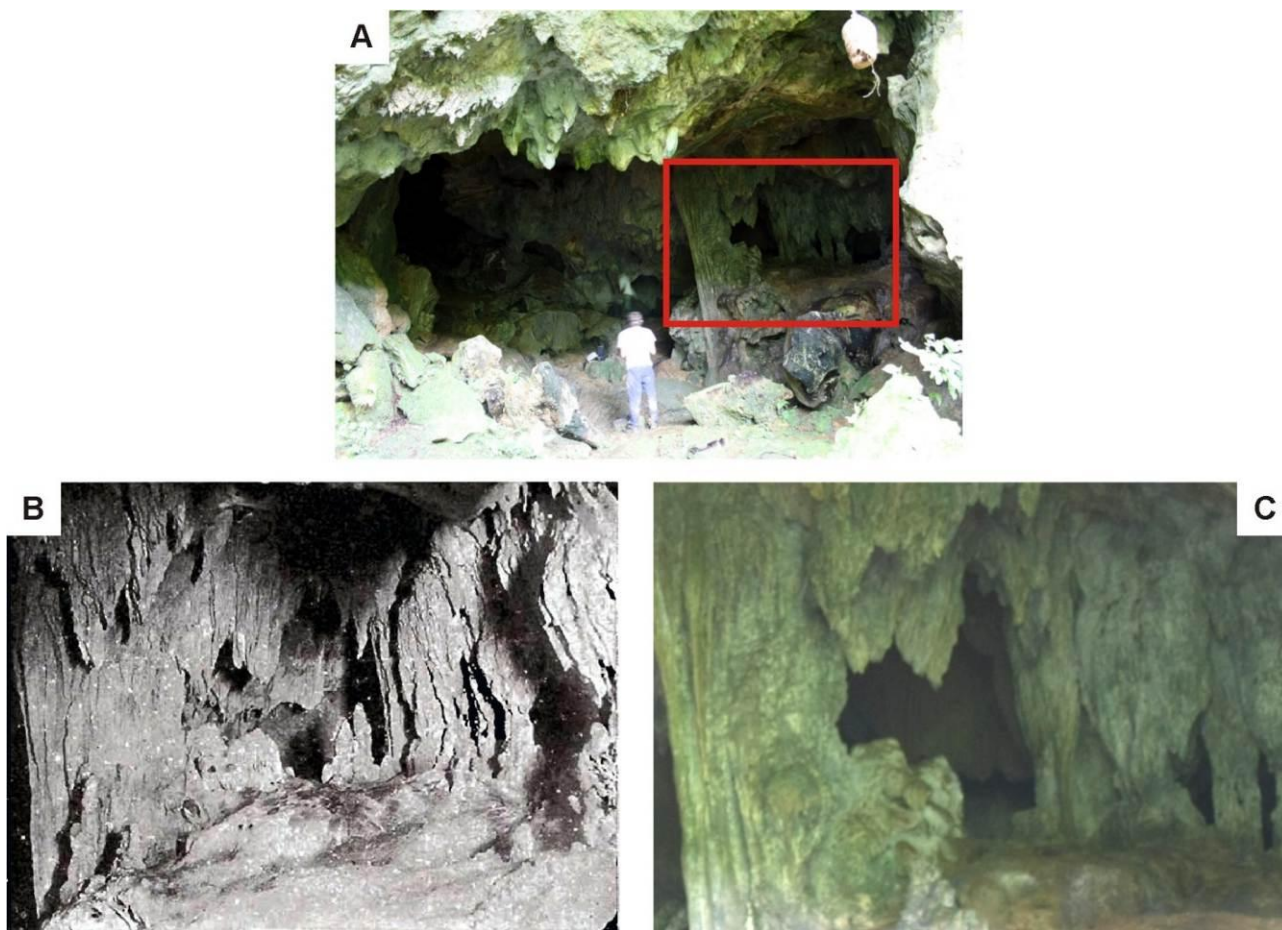


Figura 4: Caverna do Rio Fria: A- Entrada da caverna, com indicação do local das fotografias B e C; B- Fotografia de KRONE (1909); C- Fotografia atual do mesmo local da fotografia B de KRONE (1909), notar no centro a depreciação de estalagmite, que antes fazia um par, notada na fotografia de Krone.

A Caverna do Rio Fria situa-se na encosta da serra, a altitude de 190 m. O Rio Claro escoia a cerca de 30 metros a leste da caverna, praticamente acima da galeria leste. Parte da água do Rio Claro infiltra na caverna principalmente pela galeria leste, mas também como um “chuveiro” no teto pela galeria oeste (Fig. 5). Estes dois córregos se unem no salão principal da caverna, e escoam para exterior, onde após cerca de 15 m a juzante, infiltra em um pequeno abismo não explorado. KRONE (1909) já havia notado estes córregos na caverna. Possui pequenas dimensões, com 80 m de desenvolvimento e 11 de desnível.

A caverna possui direção geral norte-sul, que acompanha a declividade da encosta e conseqüentemente o fluxo do Rio Claro (Fig. 5).

O salão de entrada da caverna é basicamente um salão de abatimento (Fig. 6). Porém, acreditamos que ainda tenha herdado a forma geral do conduto original. A caverna possui forma afunilada, com o teto rebaixando em direção ao fundo (Fig. 5).

No salão de entrada ocorrem muitos espeleotemas (estalagmites, estalactites, cortinas e colunas) (Fig. 7). No piso do salão de entrada ocorre um pequeno depósito de gastrópodes incrustados por calcita. No fundo deste salão e no acesso para galeria leste, ocorrem algumas chaminés no teto, que são condutos de forma vertical, sem conexão aparente com a superfície, por onde goteja água. A galeria leste é composta por um único conduto de piso plano, coberto por escorrimentos e espeleotemas do tipo travertino, com seixos e fragmentos de espeleotemas incrustados. O teto é baixo e rico em estalactites. Por esta galeria percorre a drenagem principal da caverna. A galeria oeste também é composta por um único conduto de piso plano, coberto por escorrimento de grande porte e espeleotemas do tipo travertino, com seixos, blocos de rocha e fragmentos de espeleotemas incrustados (Fig. 7). O teto é rico em estalactites e alguns chuveiros, responsáveis pela formação de um pequeno rio. Os espeleotemas possuem uma cor que varia de branca a amarelada.

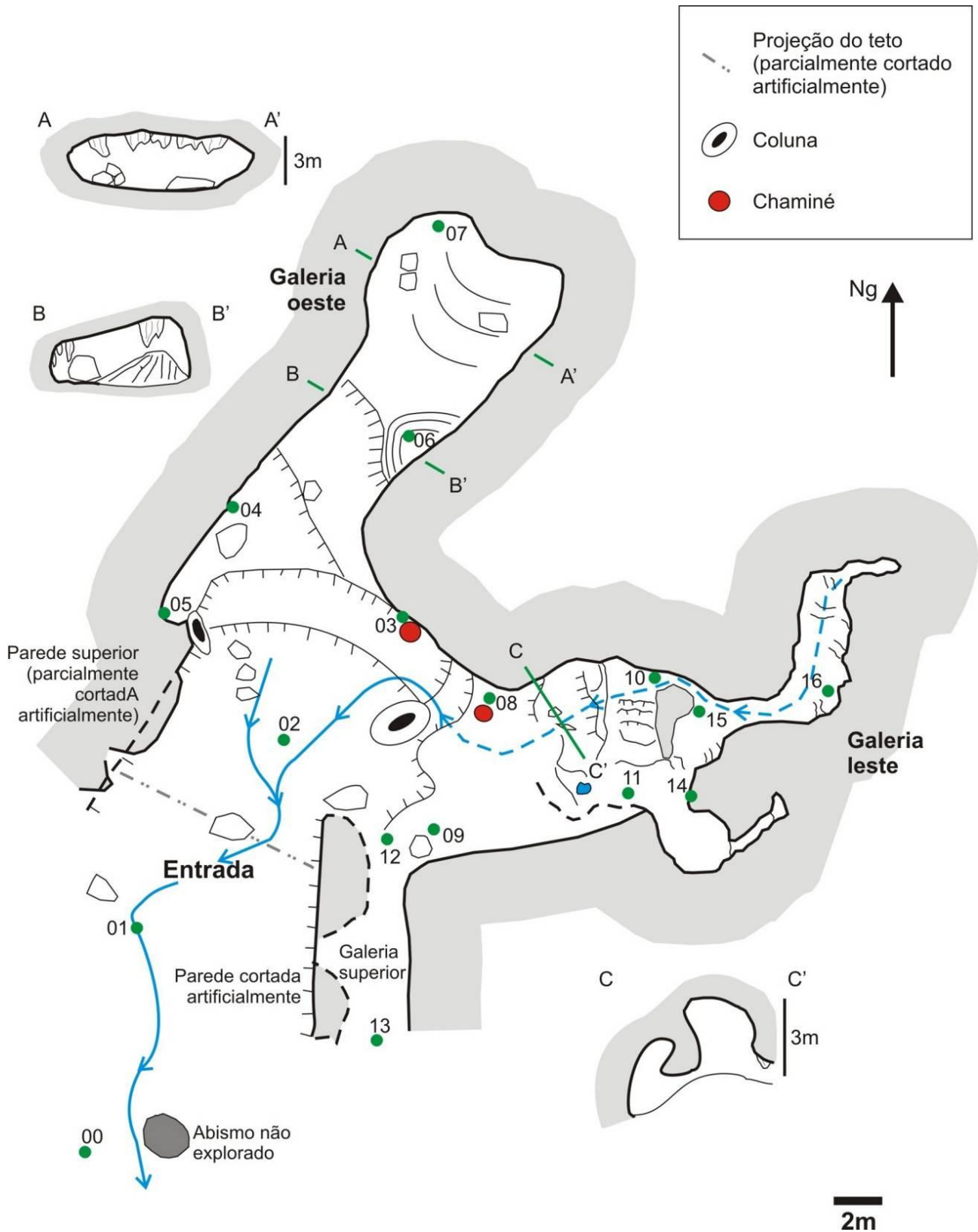


Figura 5: Mapa da Caverna do Rio Fria.

Por toda a caverna se vê porções onde a tufa está exposta, sem espeleotemas (Fig. 8). É uma tufa maciça, de cor amarelada, raramente estratificada, recristalizada em algumas porções, com grande quantidade de material terrígeno na forma de areia, seixos e blocos de rochas do embasamento (xistos, dolomitos, quartzitos e filitos). A primeira vista

algumas porções ricas em seixos se assemelham a um preenchimento sedimentar terrígeno posterior, mas são feições da própria tufa. Com a dissolução da tufa alguns seixos e blocos se desprendem do teto, se assentando no piso da caverna, por vezes sendo recobertos por calcita secundária.



Figura 6: Fotografia do salão de entrada.

A Caverna do Rio Fria possui algumas intervenções realizadas durante atividades de mineração, já desativada (Fig. 9). Esta antiga exploração deve ter ocorrido por volta das décadas de 1950-60 e visava a extração da tufa para rocha ornamental. Evidências desta atividade estão por todo o caminho de acesso a gruta, como estruturas de concreto, cabos de aço, blocos de tufa abandonados e diversos cortes artificiais, planos, ao longo de todo o depósito (Fig. 9). A Caverna do Rio Fria foi parcialmente destruída por esta atividade, com dois cortes nas duas laterais da entrada. Restos de cabos de aço amarrados a espeleotemas ainda encontram-se na caverna. O sistema de extração utilizado na época é o de corte contínuo, onde cabos de aço sobre roldanas circulavam em um sistema fechado, passando por material abrasivo e movidos por um motor.

Mesmo já cessada a atividade de mineração, a área ainda encontra-se dentro de um título minerário em situação de disponibilidade, segundo o DNPM, sob o número 821041/2008 de posse de Mg Par Comércio de Mármore e Granitos Ltda (consulta de 20/01/2011) (Fig. 10).

A Caverna do Rio Fria situa-se dentro do Parque Estadual Caverna do Diabo, portanto encontra-se protegida. Na delimitação anterior, como Parque Estadual Jacupiranga, a caverna encontrava-se fora do parque (Fig. 10).

Mesmo estando em área com título minerário, a caverna está protegida de atividades minerárias, pois não são permitidas dentro de Unidades de Conservação, segundo a legislação vigente (p.ex. Lei federal 9.985, 18/07/2000 – Sistema Nacional de Unidades de Conservação; Decreto federal 84.017,

21/09/1979 – Regulamento dos Parque Nacionais; Decreto estadual 25.341, 04/06/1986 – Regulamento dos Parques Estaduais Paulistas).

Porém, existe uma mineração (MINERVALE) em atividade nas cabeceiras do Rio Claro. Mesmo com esta mineração situada fora do parque e distante da caverna, podem ocorrer impactos indiretos na forma de impactos nas drenagens que compõe a bacia do Rio Claro. Sendo assim, deve haver fiscalização intensa para evitar o lançamento de material sólido nas drenagens, o que poderia inibir ou reduzir a precipitação de tufas, ou mesmo causar assoreamento no rio e na caverna. Atualmente é um empreendimento de pequeno porte, mas o controle ambiental deve ser feito, especialmente em caso de expansão. Além disso, a estrada que conduz a mineração situa-se na mesma bacia, e desta forma qualquer acidente com veículos poderia ocasionar danos ambientais ao Rio Claro e a caverna.

Apesar de a visitação nesta caverna não ser prevista, tem recebido visitantes ocasionais da região. Consta do site da Prefeitura Municipal de Barra do Turvo como um atrativo turístico natural do município (<http://www.barradoturvo.sp.gov.br/index.php?exibir=secoes&ID=46>), de forma irregular pois a caverna não possui plano de manejo.

A caverna apresenta diversos sinais de degradação por visitantes (Fig. 9), como pixações, lixo, restos de fogueiras e claros sinais de quebra proposital de espeleotema. No salão de entrada da caverna há uma inscrição “Krone 40 1901”, em tinta vermelha, que acreditamos ter sido feita pelo CEU na década de 1970, em referência ao seu número no Cadastro Nacional de Cavidades.

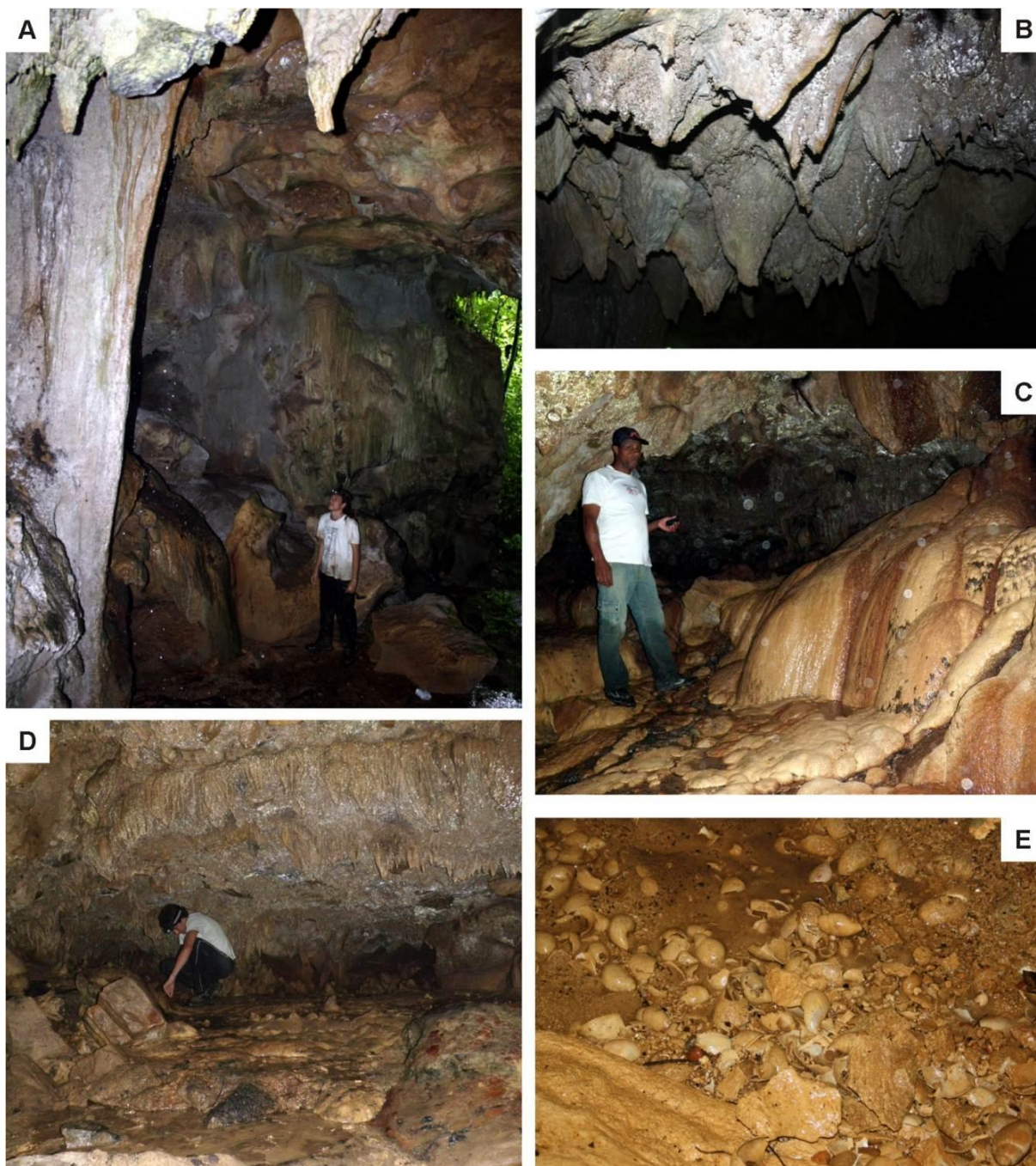


Figura 7: Caverna do Rio Fria: A- Grande coluna/cortina no Salão de Entrada; B- Estalactites no salão de entrada; C- Escorrimento na galeria oeste; D- Teto com estalactites, piso por onde percorre drenagem, com blocos e seixos incrustados por calcita secundária, na galeria oeste; E- Depósito de gastrópodes incrustados por calcita secundária no piso do salão de entrada.

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A Caverna do Rio Fria foi realocada e verificou-se se tratar de uma caverna desenvolvida em tufa, assentadas sobre filitos e xistos proterozóicos. De fato a caverna situa-se em uma área não-cárstica, apesar de estar em um depósito carbonático quaternário, e distante do carste da Serra do André Lopes.

A gênese da caverna e do depósito de tufas foi possível graças ao aporte de águas provenientes de nascentes cársticas distantes.

PEDLEY (1990) criou modelos para identificação de ambientes deposicionais das tufas, que incluem os depósitos de nascentes proximais e distais, depósitos em cachoeiras, depósitos fluviais, lacustres e paludais. O Depósito do Fria constitui um depósito em cachoeiras, que segundo PEDLEY (1990) possui tipicamente acamamento inclinado, formando uma cortina de carbonato precipitado por onde ocorre o fluxo de água, com comum formação de cavernas com espeleotemas atrás da cortina. A gênese principal da Caverna do Rio Fria se enquadra

neste modelo, sendo assim em sua maior parte uma caverna primária, sinagênica ao depósito.

Os condutos são relíquias das galerias originais, não muito modificadas por abatimento. O salão de entrada é parcialmente original e foi posteriormente modificado por abatimento. Processos de dissolução posteriores também ocorreram, evidenciados p.ex. pela dissolução diferencial entre clastos/matriz nos conglomerados, mas não são considerados significativos, pois a água do Rio Claro é supersaturada em carbonato de cálcio. O processo de dissolução mais importante pelas chaminés encontradas no salão de entrada, e gerado pela infiltração águas meteóricas mais ácidas.

A reestruturação do Parque Estadual de Jacupiranga, fez com que a Caverna do Rio Fria fosse englobada pelo limite do novo Parque Estadual Caverna do Diabo, atribuindo um nível de proteção

maior a caverna. Mesmo assim, deve-se ter atenção especial nas atividades da mineração MINERVALE (a montante no Rio Claro), especialmente no lançamento de resíduos sólidos, como medida de proteção às tufas do Rio Claro e a Caverna do Rio Fria. Quando a exploração dos dolomitos por esta mineração iniciar de forma mais intensa, devem ser estabelecidas medidas de segurança e contenção de passivos ambientais nas áreas de circulação de veículos e instalação de máquinas.

Esta caverna é frágil pela sua própria constituição rochosa, e devido ao fato da caverna receber visitação esporádica, sugere-se que estudo da viabilidade turística seja desenvolvido e, caso venha a ser realmente aberta a esse tipo de visitação, seria elaborado o plano de manejo espeleológico, assim como prever essa visitação no plano de manejo da unidade.



Figura 8: Aspectos da rocha formadora da Caverna do Rio Fria:

**A e B- Tufa com grandes blocos de rocha do embasamento, ressaltados por dissolução diferencial;
C e D- Conglomerados compostos de clastos de rochas do embasamento cimentados por tufa.**

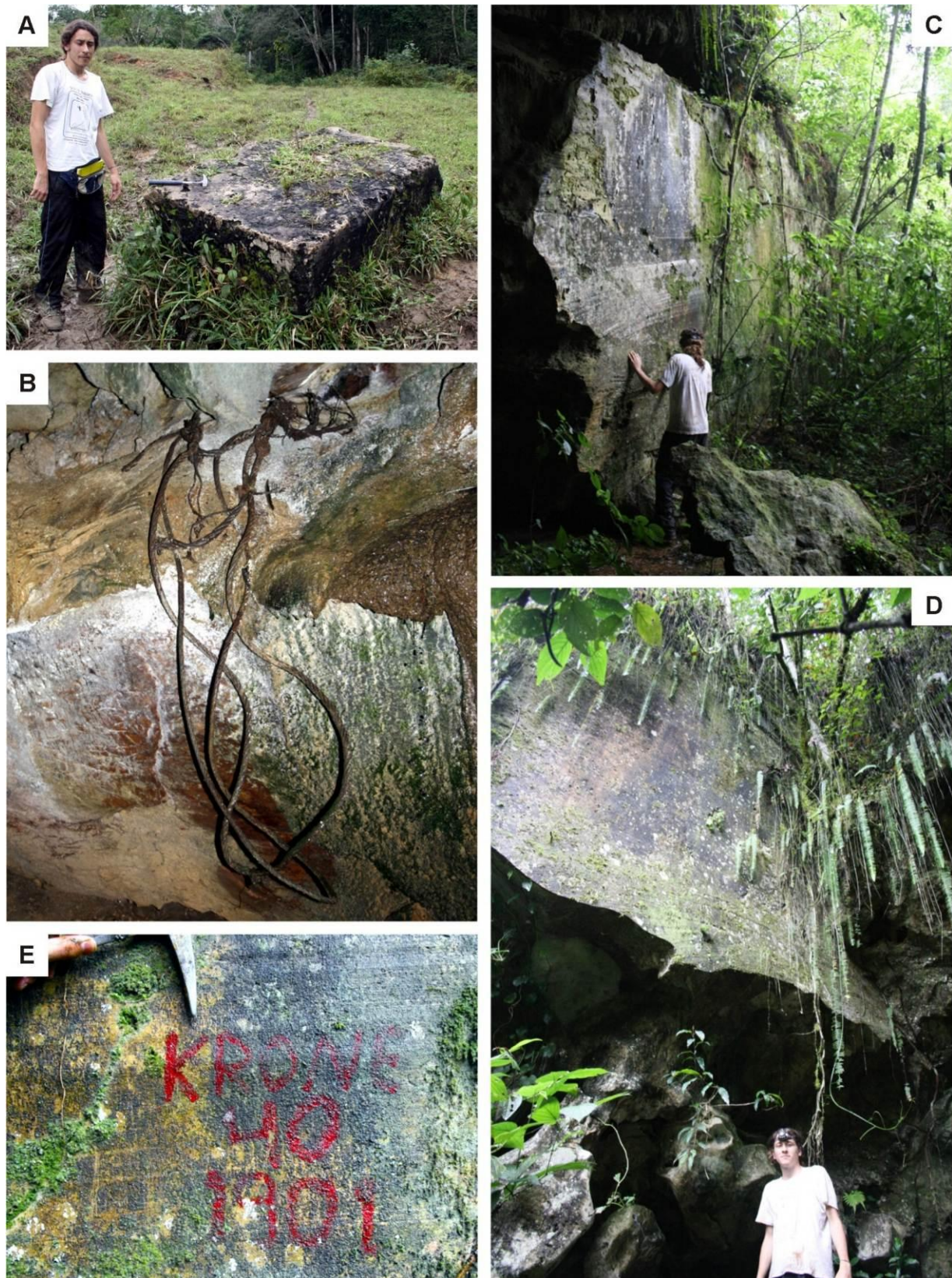


Figura 9: A- Bloco dimensional de tufa, cortado pela antiga atividade minerária, na trilha de acesso a caverna; Caverna do Rio Fria;

B- Cabo de aço da antiga atividade minerária preso a saliência em rocha dentro da caverna;

C, D- Faces cortadas pela antiga atividade minerária na parede leste e no teto, na entrada da caverna;

E- Inscrição “Krone 40 1901”, em tinta vermelha, possivelmente feita pelo CEU – Centro Excursionista Universitário na década de 1970.

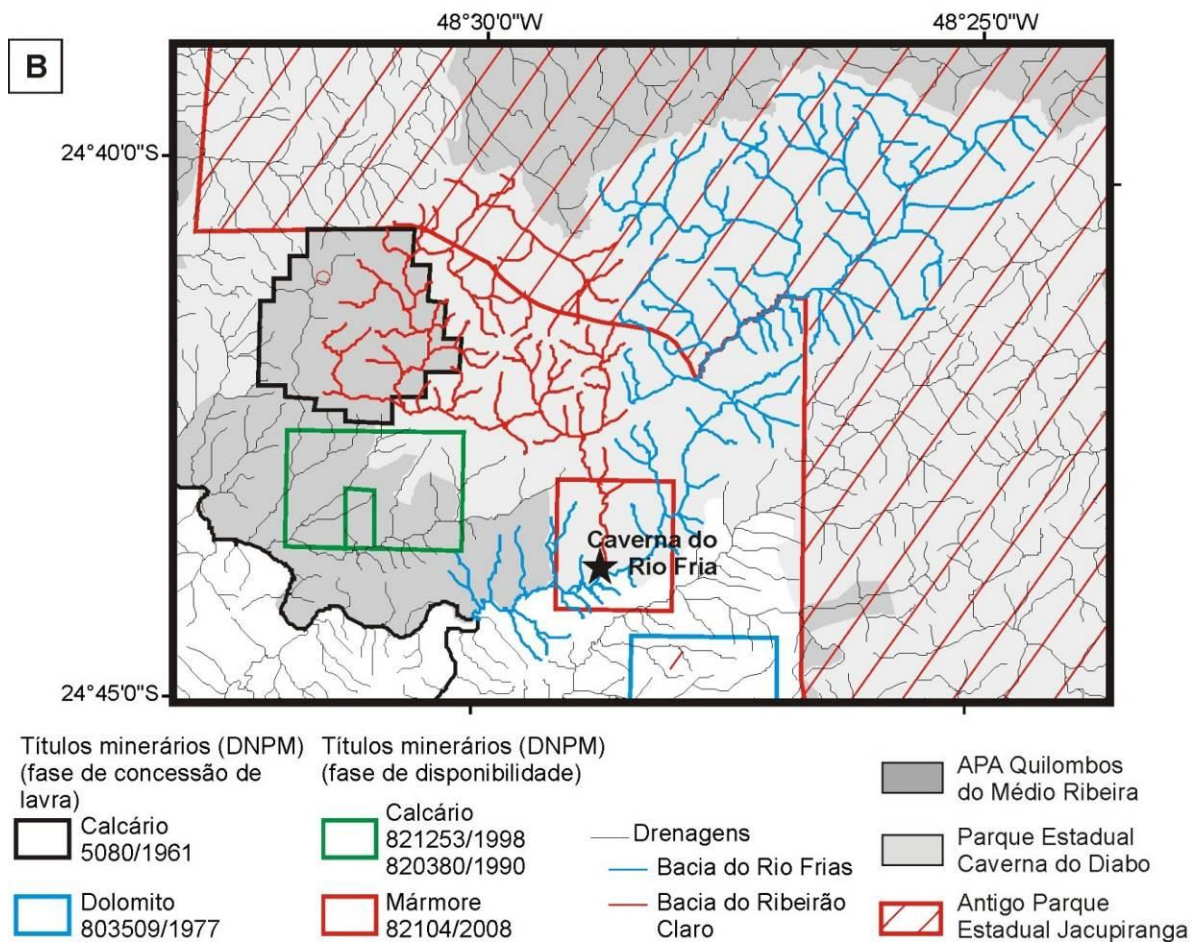
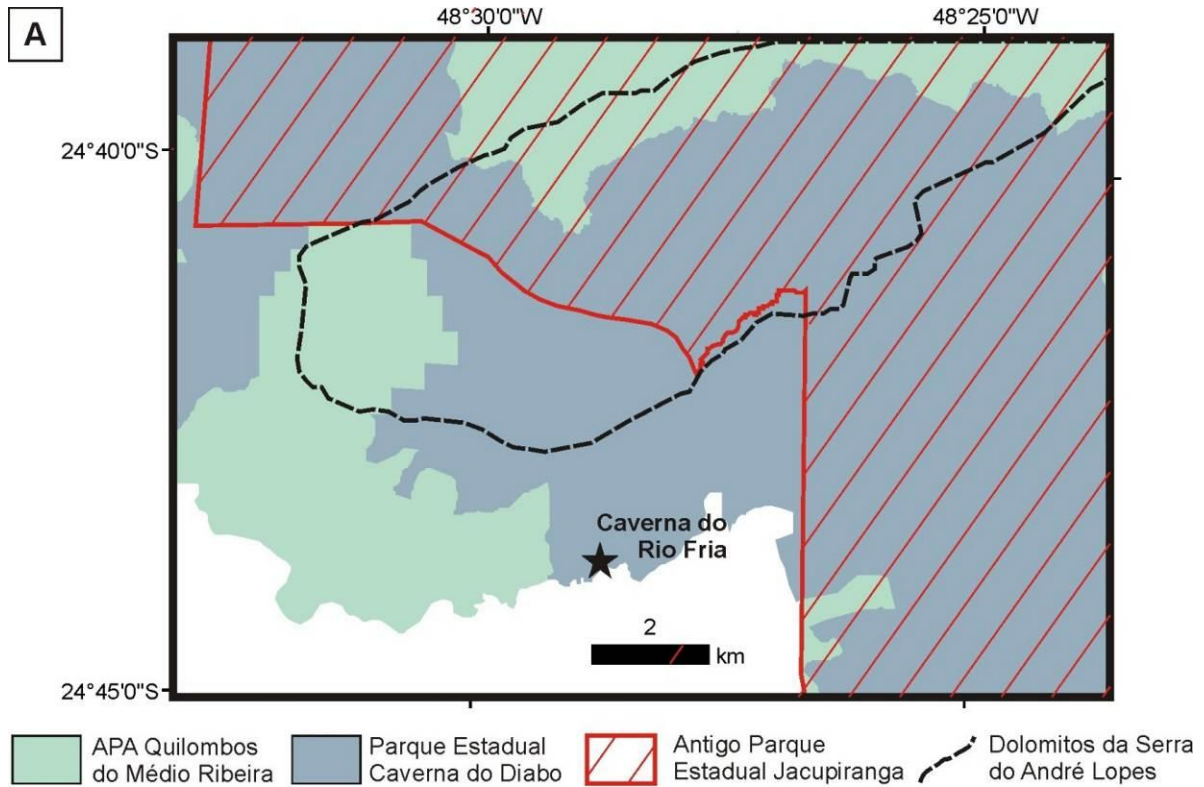


Figura 10: A- Situação da caverna em relação a Unidades de Conservação; B- Situação da caverna em relação aos títulos minerários (DNPM).

AGRADECIMENTOS

À FAPESP pelo financiamento das pesquisas (Proc. nº 08/08583-7). Ao Parque Estadual Caverna do Diabo, especialmente a Josenei Cara (gestor do parque) e a Josias Moreira (funcionário e monitor ambiental), pelo apoio concedido. Ao Sr. Elerian e seus funcionários da Fazenda Ribeirão do Fria pelo

apoio em campo. Ao Centro de Ciências, Letras e Artes de Campinas e a Roberto Brandi pelo envio de bibliografias e ao Instituto Geográfico e Cartográfico – IGC, pelo fornecimento de mapas topográficos.

Ao(s) revisor(es) pelas sugestões apresentadas.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F.F.M. de 1965. Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso), Brasil. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, DNPM, 219:1-96.
- AULER, A.S. **Karst Evolution and Palaeoclimate in Eastern Brazil**. 1999. Tese (Doutorado), University of Bristol, Bristol, Inglaterra.
- BOGGIANI, P.C.; COIMBRA, A.M. Quaternary limestones of the Pantanal Area, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 67, n. 3, p. 343-349, 1995.
- BOGGIANI, P.C.; COIMBRA, A.M.; GESICKI, A.L.; SIAL, A.N.; FERREIRA, V.P.; RIBEIRO, F.B.; FLEXOR, J.M. Tufas Calcárias da Serra da Bodoquena, MS: cachoeiras petrificadas ao longo dos rios. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; QUEIROZ, E.T.; WINGE, M.; BERBERT-BORN, M. (Eds.) **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**. Brasília-DF, DNPM, 2002, p. 249-259.
- CORRÊA, D.; AULER, A.S. Tufas calcárias da Serra das Araras (MT): Um notável depósito sedimentar Quaternário. In: ENCONTRO BRASILEIRO DE ESTUDOS DO CARSTE, II, 2007. São Paulo. **Resumos Expandidos e Simples**, São Paulo: Redespeleo, 2007. p. 11-11.
- BRANDI, R. Ricardo Krone e Lourenço Granato: Influências na história da espeleologia paulista no final do século XIX e início do século XX. *O Carste*, v.19, n. 2, p. 36-60, 2007.
- CAMPANHA, G. A. C. **Tectônica Proterozóica no Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná**. 1991. 296 p. Tese (Doutorado em Ciências), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- CAMPANHA, G.A. **O papel do sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes na configuração da porção meridional da Faixa Ribeira**. 2002. 105 p. Tese (Livre-Docência), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- CAMPANHA, G.A.C.; GIMENEZ Filho, A.; CAETANO, S.L.V.; PIRES, F.A.; DANTAS, A.S.L.; TEIXEIRA, A.L., DEHIRA, L.K. **Geologia das folhas Iporanga (SG-22-X-B-V-2) e Gruta do Diabo (SG-22-X-B-VI-1), Estado de São Paulo**. São Paulo: PROMINÉRIO / IPT, 1985. Relatório 22.352.
- CGG - Comissão Geographica e Geologica do Estado de São Paulo. **Exploração do Rio Ribeira de Iguape**, 2a edição, São Paulo, 1914.
- DUARTE, L.; VASCONCELOS, M.E.C. Vegetais do Quaternário do Brasil. I- Flórula de Russas, CE. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 52, n. 1, p. 37-48, 1980a.
- DUARTE, L.; VASCONCELOS, M.E.C. Vegetais do Quaternário do Brasil. I- Flórula de Umbuzeiro, PB, CE. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 52, n. 1, p. 93-180, 1980b.
- FELIZARDO, J. A. **Cavernas em foco: Espeleologia histórica e cultural mundial**. Editora Bookess, 2010, 188 p.

- FIGUEIREDO, L.A.V.; ZAMPAULO, R.A.; GERIBELLO, F.K.; PEDRO, E.G.; DELL'ANTONIO, R.; LOBO, H.A.S. Projeto Caverna do Diabo (PROCAD): Aspectos históricos (1990-2007) e resultados das expedições da terceira fase. CONGRESSO BRASILEIRO DE ESPELEOLOGIA, XXIX, 2007, Ouro Preto, MG. **Anais**. SBE, p. 113-119.
- FITTIPALDI, F. C.; SANCHEZ, G. S.; SHIMADA, H.; TAVARES, R.; CHRISTOFOLETTI, S. R.; SALLUN FILHO, W. **Comissão Geographica e Geologica do Estado de São Paulo, 1886-2006 (120 anos)**. São Paulo: Instituto Geológico, 2006. CD-ROM Multimídia.
- KARMANN, I. 1994. **Evolução e dinâmica atual do sistema cárstico do alto Vale do Rio Ribeira de Iguape, sudeste do estado de São Paulo**. 1994. 214 p. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- KARMANN, I., SANCHEZ, L.E. Speleological Provinces in Brazil. In: Congreso Internacional de Espeleologia, 9, 1986. Barcelona. **Anais**. Barcelona: IUS, vol.1, p. 151-153.
- KARMANN, I.; FERRARI, J.A. Carste e Cavernas do Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira (PETAR), SP – Sistemas de cavernas com paisagens subterrâneas únicas. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; QUEIROZ, E.T.; WINGE, M.; BERBERT-BORN, M. (Eds.) **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**. Brasília-DF, DNPM, 2002, p. 401-413.
- KRONE, R. As grutas calcareas de Iporanga. **Revista do Museu Paulista**, v. 3, p. 477-500, 1898.
- KRONE, R. Grutas Calcareas do Valle da Ribeira. **Revista do Centro de Ciencias, Letras e Artes de Campinas**, p. 90-95, 1904.
- KRONE, R. Estudo sobre as cavernas do valle do rio ribeira. **Arquivos do Museu Nacional**, v. 15, p. 139-166, 1909.
- MISKULIN, M.M.; ROMANINI, P.C.; AMBRÓSIO, W.B.; OLIVEIRA, S.F.; AUGUSTO, I.A. **VII Expedição Caverna do Diabo**. Relatório inédito, 1993, 11 páginas.
- MUNIZ, G.C.B.; RAMIREZ, L.V.O. Tufo calcário (tufa) quaternário com moluscos, nos estados da Paraíba e Pernambuco. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 43 (supl.), p. 611-618, 1971.
- PEDLEY, H.M. Classification and environmental models of cool freshwater tufas. **Sedimentary Geology**, v. 68, n. 1-2, p. 143-154, 1990.
- PENTECOST, A. **Travertine**. Berlin: Springer-Verlag, 2005. 445 p.
- RAMOS, R. R. C. et al. Primeiro registro de tufas calcárias no Estado do Rio de Janeiro. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, X, 2005, Guarapari. **Anais**. Guarapari: ABEQUA, 2005. v. 1, p. 1-6.
- REYES, Y.A. **Caracterização da geometria de depósitos sedimentares na borda sudoeste da Bacia Potiguar**. 2003. 81 p. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal.
- REYES, Y. A.; BEZERRA, F. H. R.; LIMA FILHO, F. P. Falhas de gravidade em tufas calcárias na Bacia Potiguar, NE do Brasil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 9, 2003, Búzios. **Boletim de resumos**. Búzios: SBG, 2003. p. 276-279.
- SALLUN FILHO, W.; KARMANN, I. Geomorphological map of the Serra da Bodoquena karst, west-central Brazil. **Journal of maps**, p. 282-295, 2007.
- SALLUN FILHO, W.; KARMANN, I.; BOGGIANI, P. C.; PETRI, S.; CRISTALLI, P. S.; UTIDA, G. A deposição de tufas quaternárias no Estado de Mato Grosso do Sul: proposta de definição da Formação Serra da Bodoquena. **Geologia USP. Série Científica**, v. 9, p. 47-60, 2009.

SOUZA-LIMA, W.; FARIAS, R.M. A flora quaternária dos travertinos de Itabaiana, Sergipe. In: PALEO 2007, 2007. Itabaiana. **Resumos**. Itabaiana: SBP, 2007. p. 7.

Fluxo editorial:

Recebido em: 09.02.2011

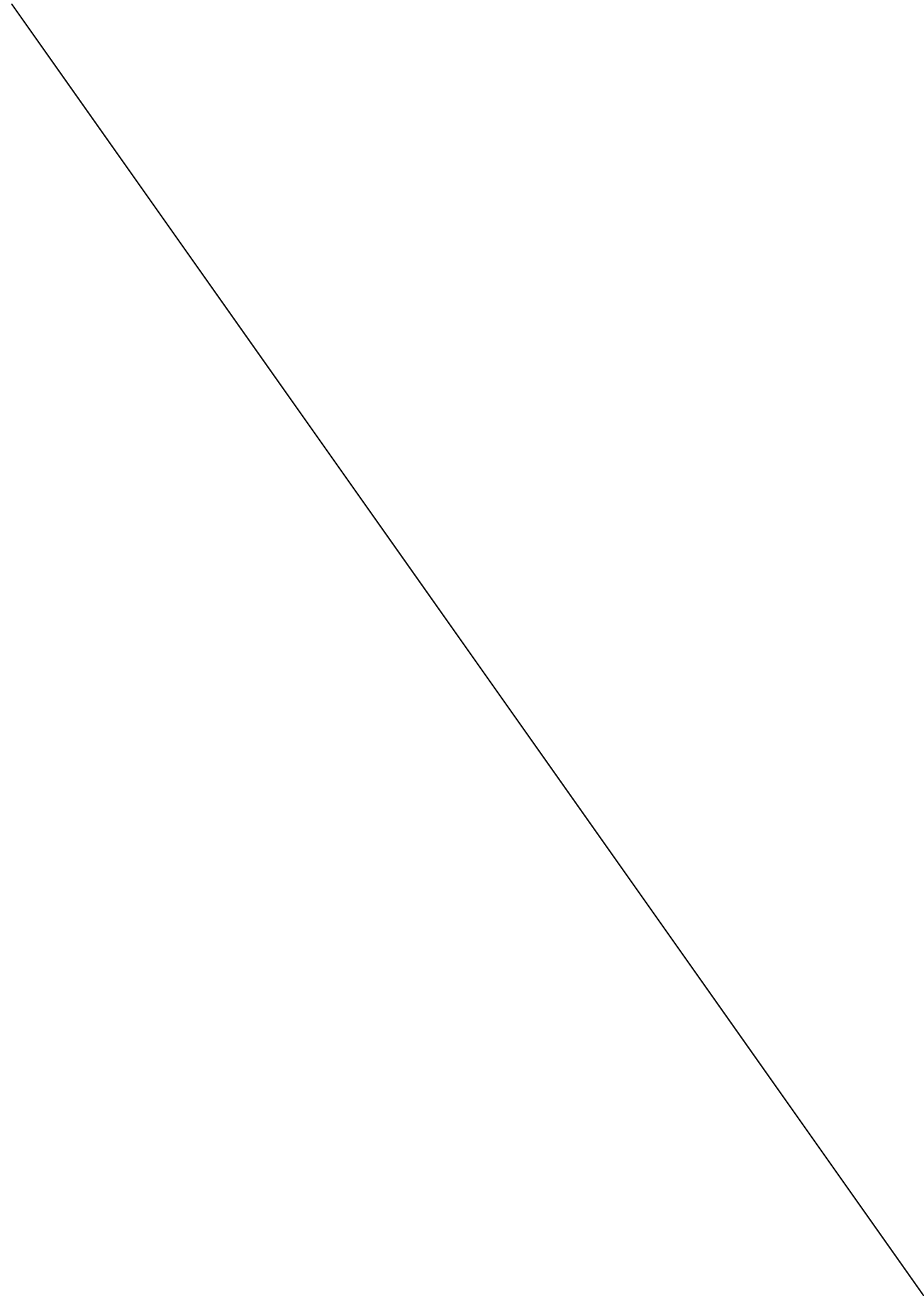
Corrigido em: 21.03.2011

Aprovado em: 24.03.2011



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

www.cavernas.org.br/espeleo-tema.asp



NOVO SÍTIO ESPELEOLÓGICO EM SISTEMAS FERRUGINOSOS, NO VALE DO RIO PEIXE BRAVO, NORTE DE MINAS GERAIS, BRASIL

NEW SPELEOLOGICAL SITE IN FERRUGINOUS SYSTEMS, RIO PEIXE BRAVO VALLEY, NORTHERN MINAS GERAIS, BRAZIL

Felipe Fonseca do Carmo(1), Flávio Fonseca do Carmo(1), André Augusto Rodrigues Salgado(2) & Claudia Maria Jacobi(1)

(1) Departamento de Biologia Geral, ICB, Universidade Federal de Minas Gerais - UFMG, Belo Horizonte-MG.

(2) Departamento de Geografia, IGC, Universidade Federal de Minas Gerais - UFMG, Belo Horizonte-MG.

Contatos: felipecave@yahoo.com.br; carmo.flaviof@gmail.com; geosalgado@yahoo.com.br; jacobi@icb.ufmg.br.

Resumo

Os afloramentos ferruginosos conhecidos como cangas estão entre os geossistemas mais ameaçados do Brasil devido a sua distribuição restrita e geneticamente associada aos principais depósitos de minério de ferro do país. Atualmente destacam-se dois complexos espeleológicos nesse litotipo, onde já foram diagnosticadas mais de 1.500 cavidades, localizadas em Carajás (PA) e no Quadrilátero Ferrífero (MG). Recentemente foi descoberto um novo sítio espeleológico distribuído ao longo do Vale do Rio Peixe Bravo, Bacia do Rio Jequitinhonha (MG). Os processos de dissolução presentes nas cavidades e ainda atuantes nos afloramentos caracterizam este geossistema como um sistema cárstico. Até o momento foram observados cerca de 60 vestíbulos de cavidades desenvolvidas em diversos litotipos ferruginosos, sendo que 21 já foram aferidas e georreferenciadas. A maioria está inserida nas encostas dos extensos platôs capeados pelas cangas. Algumas cavidades apresentaram vários salões e galerias de grande volume quando comparadas às cavernas ferruginosas já descritas. Além da espeleometria notável, destacam-se também prováveis registros paleontológicos e arqueológicos, tais como possíveis icnofósseis e sulcos na rocha semelhantes a figuras geométricas. Esta área reveste-se de elevada relevância ambiental para a região, devendo ser considerada prioritária para a criação de novas unidades de conservação, em especial por abrigar um geossistema subterrâneo ainda pouco conhecido.

Palavras-Chave: cangas; carste ferruginoso; cavernas; vale do Rio Peixe Bravo.

Abstract

Ironstone outcrops known as cangas are among the most threatened Brazilian geosystems, due to their restricted distribution and genetic association with the main iron ore deposits in the country. Currently, two ironstone speleological complexes stand out. They are located in Carajás (PA) and Quadrilátero Ferrífero (MG) regions, with more than 1,500 cavities identified. Here a new speleological site, located along the valley of Peixe Bravo river, Jequitinhonha river basin (Minas Gerais State), is described. The dissolution processes in the cavities, and still active on the outcrops, characterize this geosystem as a karstic system, with nearly 60 vestibules of caves developed in diverse iron lithotypes. Twenty one cavities have been measured and georeferenced, mainly located in the slopes of the extensive plateaus topped by cangas. Some cavities show several halls and galleries which appear large compared to the ferruginous caves previously described. Besides the notable speleometry these caves present probable paleontological and archaeological records, such as possible ichnofossils and grooves on the rock resembling geometrical figures. This area is of high environmental relevance for the region and should be a priority for the creation of new protected areas, in particular due to its poorly known underground ecosystem.

Key-Words: ironstone outcrops, ferruginous karst, caves; Rio Peixe Bravo valley.

1. INTRODUÇÃO

O Brasil concentra algumas das maiores ocorrências mundiais de formações ferríferas (KLEIN, 2005), uma denominação genérica para

rochas que exibem valores superiores a 15% de óxidos de ferro (SGARBI, 2007). Nessas formações ocorrem alguns dos maiores depósitos de minério de ferro conhecidos, representando quase 20% das reservas globais. Esse potencial geológico situa o

país em segundo lugar na produção mundial desse minério, que em 2010 foi de 370 milhões de toneladas (IBRAM, 2010). Associadas geneticamente às formações ferríferas, e recobridoras, encontram-se as couraças ferruginosas conhecidas como cangas. Esses afloramentos ferruginosos ocorrem geralmente nas porções mais altas do relevo, sobre os principais depósitos de minério de ferro do Brasil, notadamente sobre aqueles localizados no Quadrilátero Ferrífero/MG; na Serra de Carajás/PA; e na Morraria de Urucum/MS (DORR, 1969; WALDE, 1986).

Um relevante patrimônio geoambiental, arqueológico e biológico ainda pouco conhecido está associado às cangas e as formações ferríferas (CARMO, 2010). Este importante patrimônio espeleológico, que até recentemente era negligenciado, é caracterizado por gênese, tipologia e mineralogia peculiares (AULER; PILÓ, 2005) pois, ao contrário da maior parte das cavidades, não se desenvolveu em rochas carbonáticas. As primeiras descrições de cavernas em cangas/formações ferríferas no Brasil foram realizadas pelos naturalistas Aimé Pissis e William Henwood em meados do século XIX (AULER; PILÓ, 2005). Na década de 1930, Aníbal Mattos chamou a atenção para a ocorrência de grutas em substratos de canga, que muitas vezes abrigavam restos de animais, sendo consideradas importantes para manutenção do registro fóssil (MATTOS, 1939). Em meados da década de 80, iniciou-se o cadastramento de cavernas ferruginosas na Serra de Carajás/PA e deu início aos primeiros trabalhos de bioespeleologia, além de pesquisas arqueológicas, realizados pelo Museu Paraense Emílio Goeldi com a participação do Grupo Espeleológico Paraense (MOREIRA; PAIVA, 1988; PINHEIRO; MAURITY, 1988).

Em Minas Gerais, as cavernas ferruginosas começaram a ganhar destaque em trabalhos científicos nesta última década, com pesquisas em bioespeleologia (FERREIRA, 2005; SOUZA-SILVA, 2008) e geoespeleologia (AULER; PILÓ, 2005). De acordo com o Centro Nacional de Estudos e Manejo de Cavernas (CECAV, 2011), nas localidades onde existem as formações ferríferas há um potencial muito alto de existirem cavernas (acima de 80%). Até 2005, conhecia-se para o Brasil aproximadamente 300 cavernas em formações ferríferas e cangas (AULER; PILÓ, 2005). Atualmente, esses litotipos abrigam quase 20% das cavidades oficialmente cadastradas no país (PILÓ; AULER, 2009). Desta forma, as cangas e as formações ferríferas compõem um geossistema ferruginoso único quando se consideram o potencial

espeleológico, os depósitos minerais e, por conseguinte, as pressões geoeconômicas.

Um estudo do Ministério das Minas e Energia (MME, 2010), embasado no cenário internacional favorável ao mineralnegócio, prevê que a produção anual de minério de ferro alcance 1,1 bilhão de toneladas até 2030. Isso corresponderia, anualmente, a uma produção equivalente à produção brasileira de toda a década de 1990. Para atingir essa meta serão investidos no setor mineral quase US\$ 40 bilhões no período 2010-2014. Esta realidade econômica otimista, entretanto, pode gerar uma degradação ambiental com consequências irreversíveis para os geossistemas ferruginosos e o patrimônio ambiental associado. A situação se agrava quando as jazidas estão localizadas em regiões que ainda não foram alvo de estudos espeleológicos e ao mesmo tempo estão contempladas em políticas públicas de exploração mineral. Esse cenário pode ser exemplificado pelo novo Polo Mineral do Norte de Minas Gerais, cujas reservas geológicas foram estimadas em 20 bilhões de toneladas, colocando-as entre as maiores jazidas no mundo (SEDE, 2011). Essas reservas estão distribuídas principalmente na região entre os municípios de Porteirinha, Rio Pardo de Minas e Riacho dos Machados (VILELA, 1986). Auler; Piló (2005) comentam não haver menção à existência de cavernas naqueles depósitos de minério de ferro, o que ainda é uma realidade, de acordo com os bancos de dados dos registros de cavidades do CECAV (2011) e da Sociedade Brasileira de Espeleologia - SBE (2010).

O objetivo deste trabalho é descrever um novo sítio espeleológico ferruginoso localizado no Vale do Rio Peixe Bravo, região de Riacho dos Machados, no estado de Minas Gerais, suas potencialidades e vulnerabilidades.

2. CONTEXTO GEOGRÁFICO DO VALE DO RIO PEIXE BRAVO

A geologia da região deste estudo é representada pelas unidades do Grupo Macaúbas (Supergrupo São Francisco), constituído predominantemente por diamictitos, quartzitos e filitos. Esse Grupo compõe a unidade estratigráfica relacionada ao preenchimento do rifte neoproterozoico desenvolvido nos limites da faixa de dobramentos Araçuai. Duas unidades litoestratigráficas subdividem o Grupo Macaúbas, uma unidade basal denominada Formação Rio Peixe Bravo e uma superior denominada Formação Nova Aurora (NOCE *et al.*, 1997; UHLEIN *et al.*, 2007). Esta formação é caracterizada pelo enriquecimento em hematita, encerrando enormes depósitos do tipo

Rapitan (NOCE *et al.*, 1997). Morfológicamente, trata-se de uma área de extensas chapadas dissecadas por meio de um novo ciclo de denudação (VILELA, 1986).

Localmente, o geossistema cangas/formações ferríferas está associado ao membro Riacho Poções (Formação Nova Aurora). Essa unidade atinge uma espessura de até 600 m e constitui-se, de acordo com Vilela (1986), predominantemente por diamictitos hematíticos, quartzitos hematíticos e xistos hematíticos subordinados (VILELA, 1986). Segundo Vilela *et al.* (1978), os diamictitos hematíticos, que constituem o minério de ferro, apresentam bandeamento e são formados por leitos de quartzo contendo cristais de hematita, que se alternam com leitos de hematita associada à sericita e clorita. Grande parte de toda essa sequência de litotipos hematíticos está sob uma extensa cobertura de canga, que frequentemente atinge cerca de 30 m de espessura. Superficialmente, as cangas apresentam fragmentos detríticos de minério rico e são compostas geralmente por limonita pura (VILELA, 1986).

As altitudes dos platôs de canga variam entre 850 e 950 m, ocorrendo um desnível de até 80 m em relação às superfícies terciárias contíguas. O Vale do Rio Peixe Bravo está inserido na região do Semi-Árido brasileiro, caracterizado pelo déficit hídrico e

isoieta das precipitações médias anuais de 800 mm (MIN, 2005).

3. DIAGNÓSTICO ESPELEOLÓGICO

Um diagnóstico, iniciado em junho de 2010, está sendo realizado nos geossistemas ferruginosos contidos em uma área aproximada de 500 km² (entre 15°50' e 16°15' S e 42°37' e 42°52' W) e localizada nos municípios de Riacho dos Machados, Rio Pardo de Minas, Grão-Mogol, Fruta de Leite e Serranópolis, norte de Minas Gerais (Fig.1). Extensas escarpas de cangas (Fig. 2), resultado do atual estágio de rejuvenescimento do relevo, foram observadas ao longo de um trecho de 30 km do Rio Peixe Bravo à montante de sua foz no Rio Vacaria, Bacia do Rio Jequitinhonha. Nesse trecho, até o momento, foram observados cerca de 60 vestíbulos de cavidades, com diâmetros estimados maiores que 1 m, desenvolvidas nos geossistemas ferruginosos. A maioria desses vestíbulos estão inseridos na alta e média vertente das escarpas (Fig.3). Caminhamentos foram realizados em menos de 2% da área de cangas, onde foram identificadas 21 cavernas e diagnosticados o desenvolvimento linear, utilizando o princípio da descontinuidade (RUBBIOLI; MOURA, 2005), presença de espeleotemas, litologia e estado de conservação da paisagem do entorno.



Figura 1. Localização do sítio espeleológico descrito no presente trabalho (linha pontilhada). Adaptado de Sistema Integrado de Informação Ambiental/SEMAD-MG.



Figura 2. Escarpas de canga ao longo do Vale do Rio Peixe Bravo, que chegam a ultrapassar 30 metros de altura. Na parte esquerda da figura encontra-se um veículo como escala. Foto: Flávio Fonseca.



Figura 3. Exemplos de vestíbulos visualizados em toda a região caracterizados pelo difícil acesso. Fotos: Flávio Fonseca.

A maioria das entradas das cavidades diagnosticadas situou-se na base das escarpas, enquanto que num segundo grupo as entradas localizaram-se nas bordas próximas à superfície do platô de canga. Do total de cavernas identificadas, 14 (67%) apresentaram desenvolvimento linear menor que 40 m e três (14%) maior do que 100 m (valor máximo de aproximadamente 160 m). Apesar dos registros de cavidades em formações ferríferas com desenvolvimentos parecidos e até de maiores proporções no Quadrilátero Ferrífero e em Carajás, onde se encontra a maior caverna nestes litotipos no Brasil, 372 m de projeção horizontal (PILÓ; AULER, 2009), o que diferencia essa nova área é o volume das cavernas. De forma geral se têm relatado para outras regiões ferruginosas cavidades muito rasas, condutos estreitos e superficiais em relação ao platô de canga (SIMMONS, 1963; PINHEIRO;

MAURITY, 1988; AULER; PILÓ, 2005; FERREIRA, 2005; ATZINGEN *et al.*, 2009). No Vale do Peixe Bravo, entretanto, a maioria das cavernas registradas se destaca pelos amplos salões e condutos. Mesmo aquelas que não ultrapassaram 40 metros de desenvolvimento linear apresentam salões que superam 6 metros de altura. Esta característica física também pode ser relatada para a zona de entrada. As cavidades ferruginosas são conhecidas pelas suas entradas estreitas nas bordas de canga devido a processos erosivos, ou pequenas entradas verticais onde o manto da canga sofre um colapso sobre parte de um conduto incluso, provavelmente formado por processo de dissolução, gerando assim uma entrada (SIMMONS, 1963). Mas o que se tem observado para as cavernas recém-descobertas são entradas com expressivas dimensões tanto em largura quanto altura (Fig. 4).



Figura 4. Algumas entradas registraram mais de 8 metros de altura. A seta indica uma pessoa como escala.
Fotos: Flávio Fonseca.

As duas maiores cavernas da região, caverna do Lajedo I (Fig. 5) e caverna do Lajedo II (Fig. 6), com desenvolvimento de 120 e 160 metros respectivamente, encontram-se em um mesmo afloramento de canga. De acordo com relatos dos moradores, estas duas cavidades se conectavam. A entrada da caverna Lajedo I se posiciona na alta vertente, enquanto que a entrada da Lajedo II se posiciona na baixa vertente, seguindo a linha de drenagem subterrânea. Ao visitar as cavidades, percebe-se que vários condutos da primeira caverna se encontram assoreados, provavelmente pela sedimentação contínua provocada por um curso d'água perene em seu interior, o que poderia ter interrompido a comunicação entre as cavidades. Porém, alguns condutos de menor dimensão, no final da Lajedo I, apresentavam correntes de ar que seguiam um fluxo ascendente, indicando uma possível ligação com a outra cavidade. Uma investigação geoespeleológica e um levantamento topográfico mais precisos ajudariam a esclarecer se

realmente são duas ou se há apenas uma grande caverna.

Quanto à morfologia, as cavernas foram agrupadas em dois tipos, seguindo Piló; Auler (2009): cinco cavernas com padrão planimétrico retilíneo, formadas por um único conduto que geralmente não ultrapassou 10 m de extensão e 13 cavernas com padrão irregular e apresentando mais de um salão, todas com desenvolvimento linear superior a 10 m. Foram observados ainda três abrigos, tendo destaque a Lapa dos Cactos com aproximadamente 28 metros (Fig. 7).

A maioria das cavidades diagnosticadas desenvolveu-se na interface canga/diamictito hematítico. Foram ainda observadas cavernas em xistos hematíticos, em formações ferríferas bandadas e em material intensamente alterado e enriquecido em ferro, cuja rocha-mãe ainda não foi identificada (Tab. 1 e Fig. 8).

Tabela 1. Composição química de rochas (determinada por fluorescência de raios-X) onde algumas cavernas estão inseridas. Valores em porcentagem

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	TiO ₂	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	MnO
Xisto hematítico	0,55	0,38	99,1	<0,01	<0,1	0,12	0,02	<0,1	0,05	<0,01
Canga	8,44	2,71	80,6	0,04	<0,1	0,24	0,52	<0,1	0,03	0,03
Rocha alterada	39,1	8,12	39,5	0,06	0,21	0,41	2,24	0,14	0,88	0,02

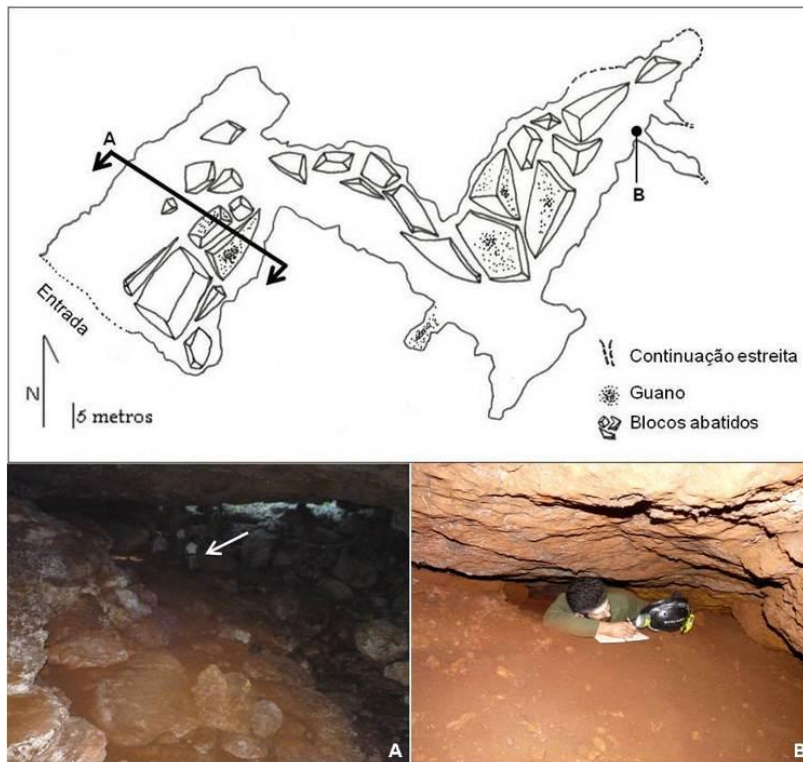


Figura 5. Croqui da caverna Lajedo I. A) Indicação do amplo salão de entrada, atingindo mais de 6 metros de altura. A seta indica uma pessoa como escala. B) Pequeno conduto com fluxo de ar, indicando uma provável ligação com outra cavidade. Fotos: Flávio Fonseca.

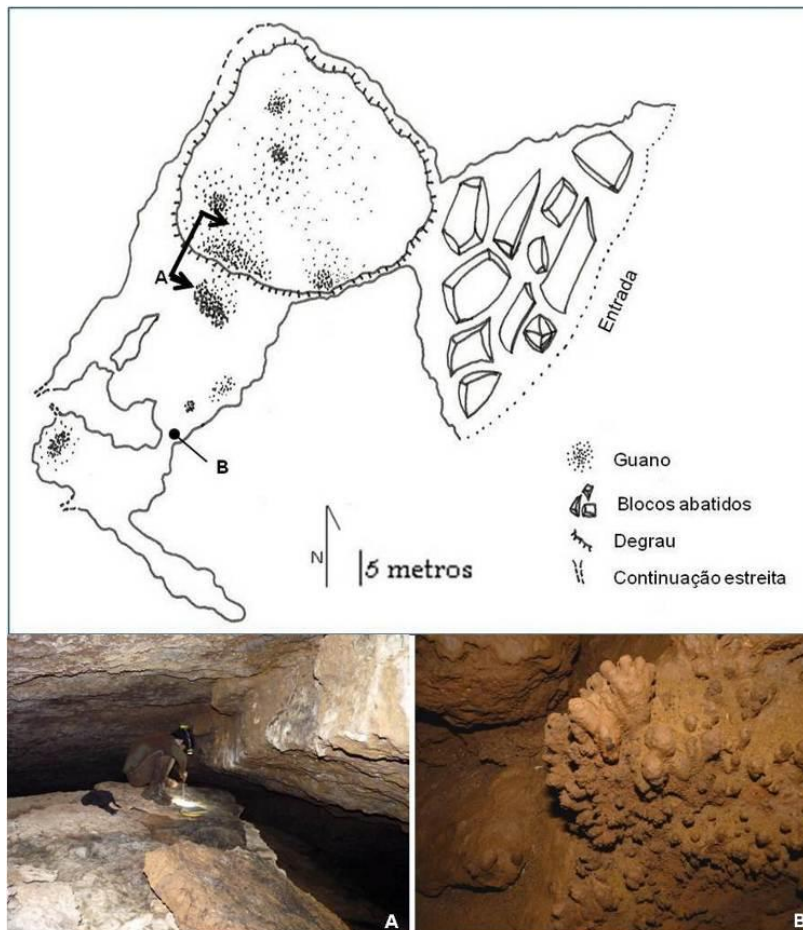


Figura 6. Croqui da caverna Lajedo II. A) Registro de uma fratura no teto, gerando um salão com um imenso bloco abatido. B) Depósito químico encontrado no piso da caverna, com estruturas digitiformes dimensionadas em sete centímetros de altura. Fotos: Flávio Fonseca.

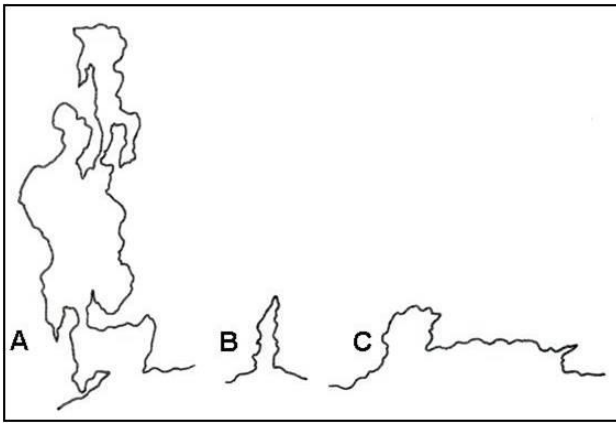


Figura 7. Padrões morfológicos planimétricos das cavernas do Vale do Rio Peixe Bravo (MG). A) Padrão irregular. B) Padrão Retilíneo. C) Abrigo.

3.1. Espeleotemas

Os depósitos químicos foram observados em todas as cavidades analisadas. A maioria desses registros também já foi descrita para as cavernas de Carajás e do Quadrilátero Ferrífero, tais como

coraloides, crostas, pingentes, escorrimentos, eflorescências e cortinas (MAURITY; KOTSCHOUBEY, 2005; PILÓ; AULER, 2005; CUNHA JR *et al.*, 2007; ATZINGEN *et al.*, 2009), sendo os coraloides e as crostas os mais frequentes.

As cavidades com extensão inferior a 20 metros apresentaram basicamente espeleotemas do tipo coralóide, principalmente na zona de entrada. Nas cavernas de Carajás, Piló; Auler (2009) também descrevem que há maior intensidade de coraloides em locais com fluxo de ar mais acentuado e ainda propõem uma gradação tipológica de espeleotemas influenciadas por incidência de luz, fluxo de ar e soluções. Corroborando os achados desses autores para as cavernas de Carajás, em locais onde havia uma estabilidade ambiental e umidade elevada estavam presentes estruturas como escorrimento, cortinas e estruturas semelhantes a microtravertinos. Algumas deposições apresentaram formatos e texturas pouco comuns quando comparados aos registros já mencionados em cavernas ferruginosas (Fig. 9).

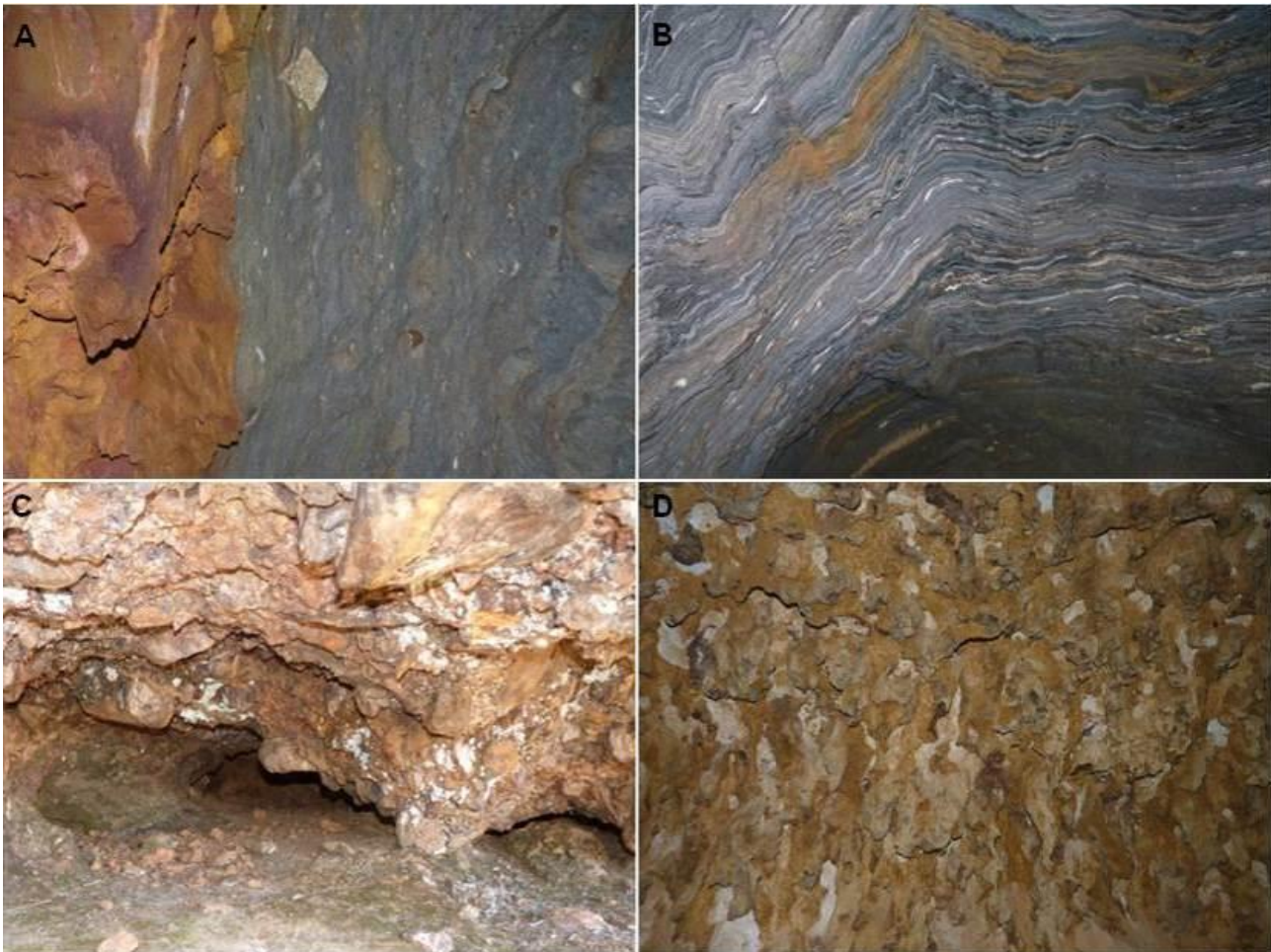


Figura 8. A) Caverna inserida no diamictito hematítico. B) Paredes formadas por bandamentos hematíticos. C) Gruta inserida na canga. D) Caverna em rocha alterada. Fotos: Flávio Fonseca.

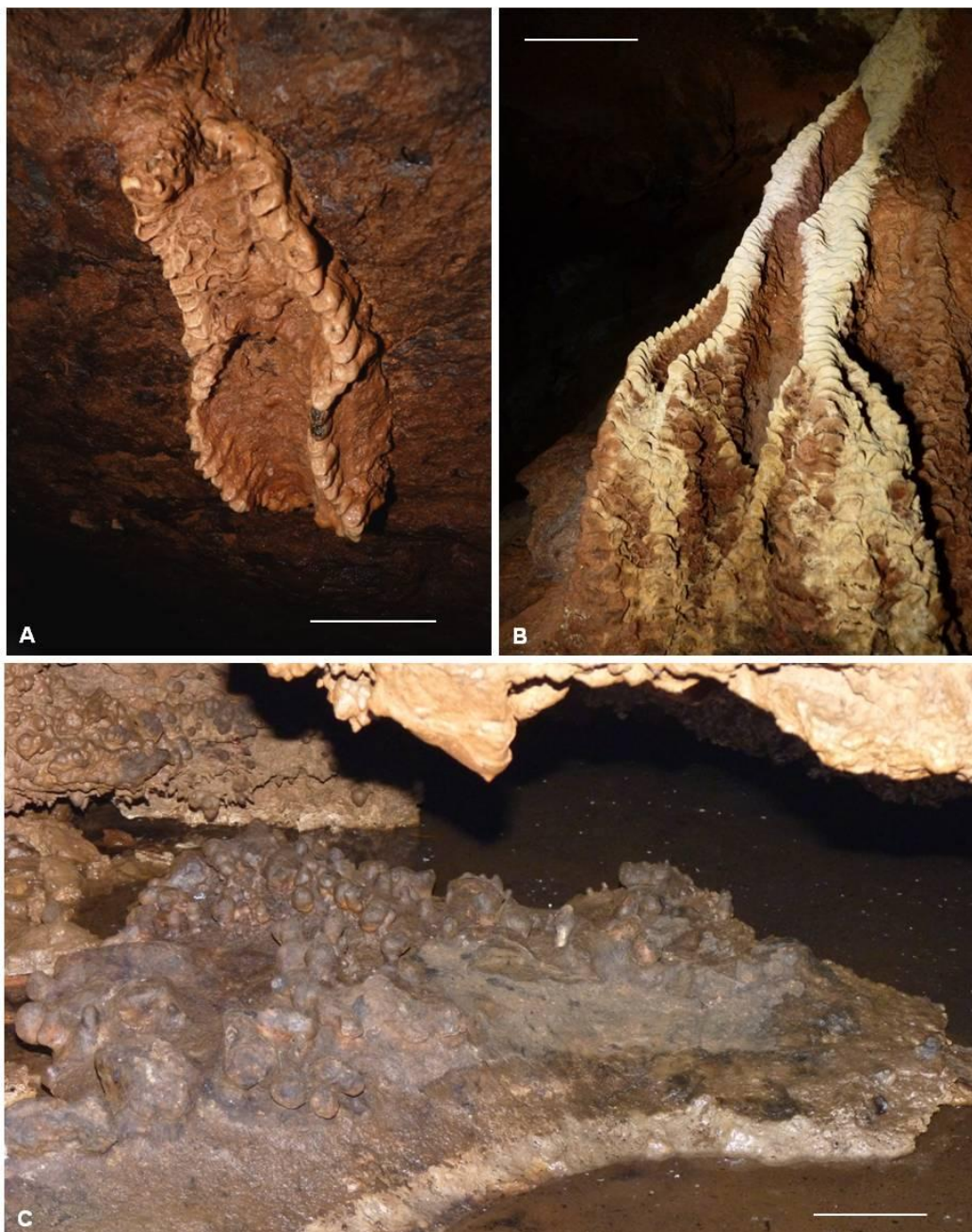


Figura 9. A) Espeleotema no teto da caverna. A simetria de suas estruturas se assemelha aos dentes de uma mandíbula (escala 5 centímetros). B) Deposição tipo “cortina”. Sua coloração esbranquiçada destaca uma constituição pouco comum em cavernas ferruginosas (escala 20 centímetros). C) Espeleotemas no piso da caverna semelhantes a estalagmites (escala 15 centímetros). Fotos: Flávio Fonseca.

3.2. Potencial paleontológico e arqueológico

Sulcos na rocha distribuídos em grandes áreas foram observados no interior de algumas cavernas. Alguns desses assemelham-se a registros de garras (icnofósseis) em paleotocas já registradas para o sul e sudeste do Brasil (BUCHMANN *et al*, 2009). Além das marcas nas paredes, alguns condutos das cavernas poderiam ter sua origem através de escavações, isso por que foi possível observar que o seu formato circular, com ranhuras nas paredes, diferenciava-se em relação aos outros condutos da mesma caverna (Fig. 10).

Outro conjunto de sulcos também encontrado nas cavernas lembra registros arqueológicos da arte rupestre descritos por Silva (1997), sendo representados por vários conjuntos de grafismos geométricos, principalmente traços paralelos em posições ritmadas (Fig. 11).

Além das ranhuras nas paredes, destacou-se em algumas cavernas o acúmulo de fragmentos ósseos (Fig. 12), os quais ainda carecem de uma análise acurada para definir se trata-se de material fóssil ou se são restos orgânicos recentes.



Figura 10. Ranhuras nas paredes parecidas com marcas de garras (escala 5 centímetros). Fotos: Flávio Fonseca.

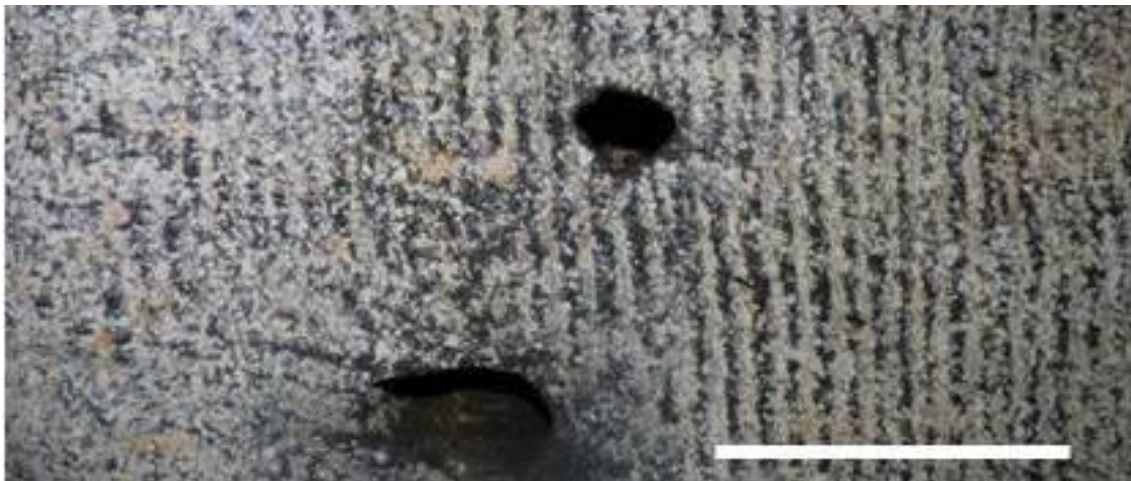


Figura 11. Traços paralelos e em disposições ritmadas (escala 10 centímetros). Fotos: Flávio Fonseca.

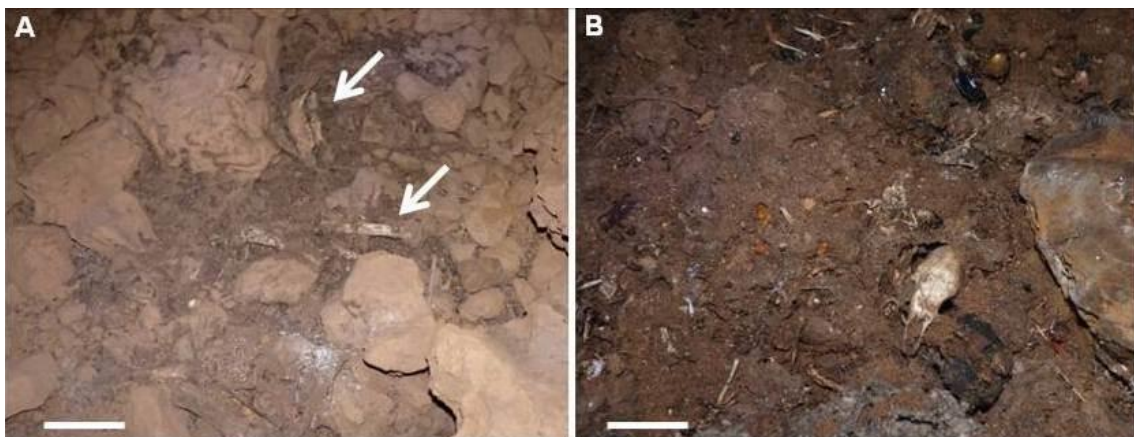


Figura 12. Registro de possível assembleia fóssil. A) Material inconsolidado, as setas indicam fragmentos de ossos (escala 20 centímetros). B) Área com acúmulo de ossos de pequenos mamíferos (escala 5 centímetros). Fotos: Flávio Fonseca.

4. SISTEMA CÁRSTICO FERRUGINOSO

Os extensos platôs formados pelas cangas representam as partes altas do relevo na região estudada. Esses platôs estão interconectados por vales e escarpas (Fig. 13). Macroformas características de um sistema cárstico como desfiladeiros (canyons), paredões com aspecto ruiforme e cavernas (HARDT, 2004) ocorrem frequentemente no Vale do Rio Peixe Bravo.

Pequenas depressões doliniformes foram encontradas na superfície das cangas. No interior de algumas cavernas foram observadas cúpulas de dissolução no teto e canais desenvolvidos perpendicularmente ao plano das paredes (Fig. 14) que se assemelham aos tubos cilíndricos descritos por Wray (2009). De acordo com esse autor, o conjunto de pequenos condutos cilíndricos constitui uma drenagem freática pouco documentada para quartzito e arenito. Considerando-se que estas macro

e microformas são típicas de ambientes cársticos, ou seja, ambientes onde o processo de dissolução é de fundamental relevância na construção da morfologia da paisagem, é possível levantar a hipótese de que a dissolução geoquímica teve papel pronunciado no modelado do relevo regional. Paralelamente, uma análise geomorfológica do Vale do Peixe Bravo demonstra a existência de uma considerável rede de drenagem subterrânea ou parcialmente subterrânea.

Nas cavidades diagnosticadas foram observadas drenagens subterrâneas perenes e temporárias e a presença de lagoas, o que por sua vez podem caracterizar as seguintes zonas hidrológicas no carste, seguindo Ford; Willians (1989), modificado em Hardt; Pinto (2009): zona vadosa subcutânea e de percolação por drenagem, zona de oscilação (epifreática) e zona freática rasa.

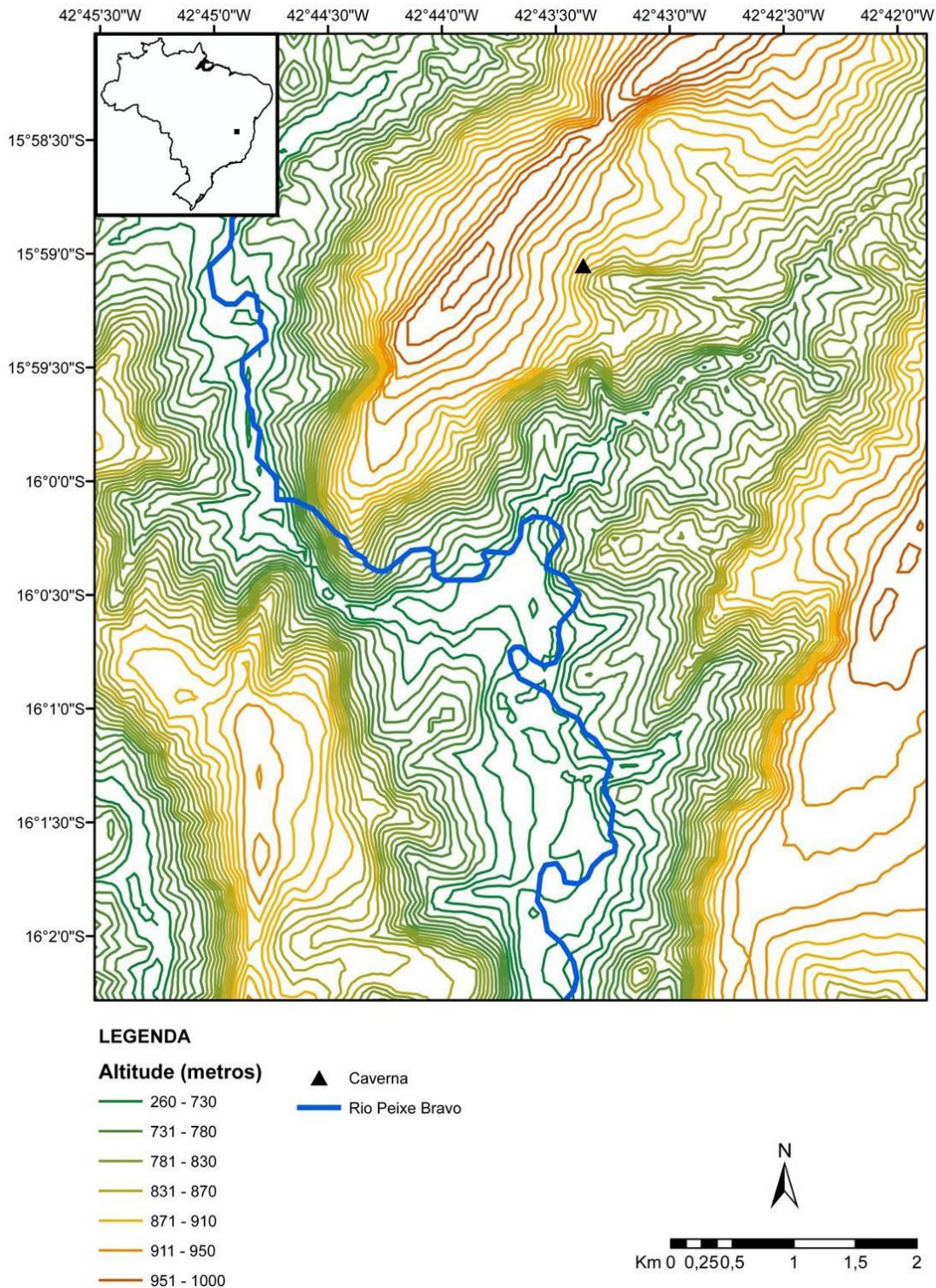


Figura 13 – Mapa planialtimétrico do setor setentrional do vale do Rio Peixe Bravo, MG. Em destaque, a localização das cavernas Lajedo I e II. Montante ao norte.



Figura 14. A) Rebaixamento da couraça de canga, semelhante ao processo de dolinamento. B) Zona freática rasa. A seta indica o nível da lâmina d'água. C) Drenagem intermitente em algumas cavidades, atestada pelo canal impresso no substrato. D) Dissolução da rocha por ação da drenagem subterrânea. Feições semelhantes a microtravertinos. E) Cúpulas de dissolução no teto de algumas cavernas sinalizando uma conexão vertical com o epicarste (escala 1 metro). F) Pequeno “tubo” horizontal na parede de uma cavidade (escala 15 centímetros).
Fotos: Flávio Fonseca.

Com base nas considerações acima expostas e filiando-se a um conceito de carste mais amplo, a exemplo daquele apresentado e discutido por Hardt *et al.* (2009), é possível afirmar que, no mínimo, a paisagem regional apresenta elementos morfológicos típicos das paisagens cársticas. Ou seja, a dissolução foi de fundamental importância na construção da paisagem natural. Vale ressaltar que, geneticamente, esta é uma característica relevante da área estudada, pois estas feições de dissolução são muito mais evidentes do que em outros geossistemas ferruginosos, como por exemplo, o Quadrilátero Ferrífero, MG. O conceito morfológico de carste, que independe do litotipo, *sensu* Hardt *et al.* (2009),

cita exemplos de carste em formações ferríferas no Gabão. No Brasil, vários trabalhos já descreveram feições cársticas em formações ferríferas na Serra de Carajás (MAURITY; KOTSCHOUBEY, 2005; ATZINGEN *et al.*, 2009) e no Quadrilátero Ferrífero (SIMMONS, 1963; PILÓ; AULER, 2005; SILVA; SALGADO, 2009).

5. VULNERABILIDADES E PERSPECTIVAS

A paisagem do Vale do Rio Peixe Bravo ainda não sofreu grandes intervenções humanas, ocorrendo extensas áreas com vegetação em bom estado de

conservação (Fig. 15). Essa condição provavelmente está relacionada ao relevo bastante acidentado e ao tipo de uso e ocupação do espaço, restrito à agricultura familiar em pequenas propriedades rurais.



Figura 15 – Rio do Peixe Bravo, municípios de Rio Pardo de Minas e Riacho dos Machados, MG.
Foto: Flávio Fonseca.

Entretanto, a vulnerabilidade das localidades que contêm os geossistemas ferruginosos pode ser afetada sobrepondo a distribuição dos títulos minerários de ferro de acordo com as fases do processo de definição e outorga da jazida, ou seja, fases de pesquisa geológica até o requerimento e concessão da lavra. Atualmente, as áreas outorgadas pelo Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) às empresas mineradoras de ferro abrangem cerca de 350 km². *A priori*, pode-se estimar uma vulnerabilidade alta para as áreas de cangas, pois os títulos que estão em fase mais avançada (requerimento de lavra) recobrem uma área de aproximadamente 80 km² do geossistema ferruginoso, conforme consulta realizada em outubro de 2010 aos bancos de dados digitais do Sistema Integrado de Informação Ambiental (SIAM/SEMAD) e do DNPM (SIGMINE/DNPM - Informações Geográficas da Mineração). Além

disso, de acordo com estudos do Plano Nacional de Mineração 2030 (MME, 2010), estima-se uma vida útil máxima de 29 anos para todas as reservas lavráveis de ferro conhecidas no país.

6. CONCLUSÃO

O Vale do Rio Peixe Bravo, considerando todo o potencial espeleológico e mineral, representa uma oportunidade única no que se refere à perspectiva de uso racional e da repartição dos benefícios dos recursos naturais. Talvez seja o primeiro caso no país em que o geossistema ferruginoso contendo uma megajazida ainda não explorada possa ser alvo de estudos ambientais sistemáticos. Esse novo sítio espeleológico atribui alta relevância ambiental para a região, sendo um novo alvo para criação de áreas de conservação desses sistemas ferruginosos pouco conhecidos. Logo, torna-se urgente aprofundar os estudos na região, bem como ampliar o arcabouço legal de proteção à área.

AGRADECIMENTOS

O Diagnóstico Ambiental está sendo desenvolvido em colaboração com o Ministério Público de Minas Gerais através da Coordenadoria Regional das Promotorias do Rio São Francisco, Sub-bacia do Rio Verde Grande e Bacia do Rio Pardo (PJSF) e com o Núcleo Interinstitucional de Estudos e Ações Ambientais do Norte de Minas (NIEA-NM). Os autores agradecem à Polícia Militar Ambiental do município de Taiobeiras (MG) pelo imprescindível apoio logístico e a Iara Campos pela elaboração do mapa. Agradecemos a Nilson Ferreira pelas valiosas contribuições durante os trabalhos de campo. Agradecemos aos dois revisores anônimos pelas excelentes contribuições. Felipe Fonseca agradece à CAPES pela bolsa de mestrado e à U.S. Fish & Wildlife Service pelo apoio financeiro em campo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ATZINGEN, N.; CRESCENCIO, G.; CUNHA JR, W.R. Estudos espeleológicos na serra dos Carajás, município de Parauapebas-PA. *Boletim Técnico*, n.4, p.51-73, 2009.
- AULER A. S.; PILÓ, L. B. Introdução às cavernas em minério de ferro e canga. *O Carste*, v.17, n.3, p.70-72, 2005.
- BUCHMANN, F. S.; CARON, F.; LOPES, R. P. Traços fósseis (paleotocas e crotovinas) da megafauna extinta no Rio grande do Sul, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, v.12, n.3, p. 247-256, 2009.

- CARMO, F.F. **Importância Ambiental e Estado de Conservação dos Ecossistemas de Cangas no Quadrilátero Ferrífero e Proposta de Áreas-alvo para a Investigação e Proteção da Biodiversidade em Minas Gerais**. 2010. 90p. Dissertação (Mestrado em Ecologia, Conservação e Manejo da Vida Silvestre). Instituto de Ciências Biológicas, Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte.
- CECAV. **Base de dados**. Brasília, CECV, 2011. Disponível em: www.icmbio.gov.br/cecav. Acesso em: 5 jan. 2011.
- CUNHA JR, W.R.; ATZINGEN, N.; CRESCENCIO, G. Estudos espeleológicos na serra dos Carajás, município de Parauapebas-PA. Congresso Brasileiro de Espeleologia, 29, Ouro Preto. **Anais**. Ouro Preto: SBE/SEE, 2007. p.97-103.
- DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral. **SIGMINE: Informações Geográficas da Mineração**. Disponível em sigmine.dnpm.gov.br. Acesso em: 5 nov. 2010.
- DORR II, J. v. N. Physiographic, stratigraphic and structural development of Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **USGS. Prof. Paper, 641-A**. Washington. 1969. 110 p.
- FERREIRA, R.L. A vida subterrânea nos campos ferruginosos. **O Carste**, v.17, n.3, p.106-115, 2005.
- FORD, D; WILLIAMS, P. **Karst geomorphology and hydrology**. London: Unwin Hyman, 1989.
- HARDT, R. **Aspectos da morfologia cárstica da Serra do Calcário – Cocalinho – MT**. Dissertação (Mestrado em Ocupação do Espaço). 2004. 98p. Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- HARDT, R.; PINTO, S.A.F. Carste em litologias não carbonáticas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.10, n. 2, p. 99-105, 2009.
- HARDT, R.; RODET, J.; PINTO, S. A. F.; WILLEMS, L. Exemplos de Carste em Arenito: Chapada dos Guimarães (MT) e Serra de Itaqueri (SP). **Espeleo-Tema**, v.20, n.1 e 2, p.7-23, 2009.
- IBRAM – Instituto Brasileiro de Mineração. **Informações e Análises da Economia Mineral Brasileira**. 5ª Edição. Disponível em: www.ibram.org. Acesso em: 5 nov. 2010.
- KLEIN, C. 2005. Some Precambrian banded iron-formation (BIFs) from around the world: their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. **American Mineralogist**, v.90, p.1473-1499, 2005.
- MATTOS, A. **Pré-história Brasileira**. Vol. 137, Série 5. Ed. Companhia Editora Nacional- Coleção Brasileira, 1939. p.59-60.
- MAURITY, C. W. ; KOTSCHOUBEY, B. Evolução recente da cobertura de alteração no Platô N1 Serra dos Carajás-PA. Degradação, pseudocarstificação, espeleotemas. **O Carste**, v.17, n.3, p.78-91, 2005.
- MIN - Ministério da Integração Nacional/SDR. **Relatório Final do Grupo de Trabalho Interministerial para Redelimitação do Semi-Árido Nordeste e do Polígono das Secas**. Brasília, 2005. p.33.
- MME - Ministério das Minas e Energia. **Plano Nacional de Mineração 2030**. Brasília, MME, v.1, 2010. 157 p.
- MOREIRA, J.R.A.; PAIVA, R.S. Levantamento bioespeleológico preliminar da Serra dos Carajás-PA-Brasil. Congresso de Espeleologia da América Latina e do Caribe. 1, Belo Horizonte. **Anais**. Belo Horizonte: SBE, 1988. p.142-150.
- NOCE, C.M.; PEDROSA-SORES, A.C.; GROSSI-SAD, J.H.; BAARS, F.J.; GUIMARÃES, M.V.; MOURÃO, M.A.A.; OLIVEIRA, M.J.R.; ROQUE, N.C. Nova Subdivisão Estratigráfica Regional do

- Grupo Macaúbas na Faixa Araçuaí: O Registro de uma Bacia Neoproterozóica. **Boletim do Núcleo Minas Gerais-Sociedade Brasileira de Geologia**, v.14, 29-31, 1997.
- PILÓ L. B.; AULER A. S. Cavernas em minério de ferro e canga de Capão Xavier, Quadrilátero Ferrífero, MG. **O Carste**, v.17, n.3, p.92-105, 2005.
- PILÓ, L. B.; AULER, A. Geoespeleologia das cavernas em rochas ferríferas da região de Carajás, PA. Congresso Brasileiro de Espeleologia, 30, Montes Claros. **Anais**. Montes Claros: SBE, p.181-186, 2009.
- PINHEIRO, R.V.L.; MAURITY, C.W. As cavernas em rochas intempéricas da Serra dos Carajás Brasil. Congresso de Espeleologia da América Latina e do Caribe. 1, Belo Horizonte. **Anais**. Belo Horizonte: SBE, p.179-186, 1988.
- RUBBIOLI, E.; MOURA, V. **Mapeamento de cavernas**: guia prático. São Paulo, Redespeleo Brasil, 2005. 92 p.
- SBE – Sociedade Brasileira de Espeleologia. **Cadastro Nacional de Cavernas do Brasil (CNC)**. Campinas: SBE, 2011. Disponível em: www.cavernas.org.br. Acesso em: 5 de nov. 2010.
- SEDE – Secretaria de Estado de Desenvolvimento Econômico. **Notícias**. Disponível em: www.desenvolvimento.mg.gov.br/pt/noticias/580-polo-mineral-e-uma-nova-alternativa-de-desenvolvimento-para-o-norte-de-minas. Acesso em: 10 jan. 2011.
- SGARBI, G.N.C. **Rochas sedimentares**. In: (Org.) SGARBI, G.N.C. Petrologia Macroscópica das Rochas ígneas, Sedimentares e Metamórficas. Belo Horizonte: Editora UFMG, 2007. p. 273-446.
- SIAM/SEMAD - Sistema Integrado de Informação Ambiental. **SIG para Mineração**. Disponível em: www2.siam.mg.gov.br/webgis/mineracao/viewer.htm. Acesso em: 17 out. 2010.
- SILVA, J. R.; SALGADO, A. A. R. Mapeamento das unidades de relevo da Serra do Gandarela - Quadrilátero Ferrífero-/MG. **Geografias** (UFMG), v. 5, p.107-125, 2009.
- SILVA, M.M.C. As gravuras do complexo Montalvânia – Vale do Rio Cochá, MG. **Arquivos do Museu de História Natural da Universidade Federal de Minas Gerais**, v.17/18, 287-329, 1997.
- SIMMONS, G. C.1963. Canga Caves in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **O Carste**, v.17, n.3, p.74-77, 2005. (Traduzido por Augusto Auler).
- SOUZA-SILVA, M. **Ecologia e conservação das comunidades de invertebrados cavernícolas na Mata Atlântica Brasileira**. 2008. 216 p. Tese (Doutorado em Ecologia, Conservação e Manejo da Vida Silvestre). Instituto de Ciências Biológicas, Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte.
- UHLEIN, A.; TROMPETTE, R.R.; EGYDIO-SILVA, M.; VAUCHEZ, A. A Glaciação Sturtiana (750 MA), a Estrutura do Rife Macaúbas-Santo Onofre e a Estratigrafia do Grupo Macaúbas, Faixa Araçuaí. **Geonomos**, v.15, n°1, 45-60 p.p., 2007.
- VILELA, O.V. **As jazidas de minério de ferro dos municípios de Porteirinha, Rio Pardo de Minas, Riacho dos Machados e Grão-Mogol, norte de Minas Gerais**. In: Schobbenhaus C. & Coelho C.E.S. Principais Depósitos Minerais do Brasil: Ferro e Metais da Indústria do Aço, v. 2, p.111-120, 1986.
- VILELA, O.V.; PENA, C.A.; BARSOTTI, T.M.; JORGE, A.S. **Prospecção das jazidas de minério de ferro dos municípios de Porteirinha, Rio Pardo de Minas, Riacho dos Machados e Grão-Mogol, norte de Minas Gerais**. Congresso Brasileiro de Geologia. 20, Recife. **Anais**. Recife: 1978. p.1914-1921.

WALDE, D.H.G. **Geologia do Ferro**. In: Schobbenhaus C. & Coelho C.E.S. Principais Depósitos Minerais do Brasil: Ferro e Metais da Indústria do Aço, v. 2, p. 3-6, 1986.

WRAY, R. A. L. Phreatic drainage conduits within quartz sandstone: Evidence from the Jurassic Precipice Sandstone, Carnarvon Range, Queensland, Australia. **Geomorphology**, v.110, 203–211, 2009.

Fluxo editorial:

Recebido em: 14.03.2011

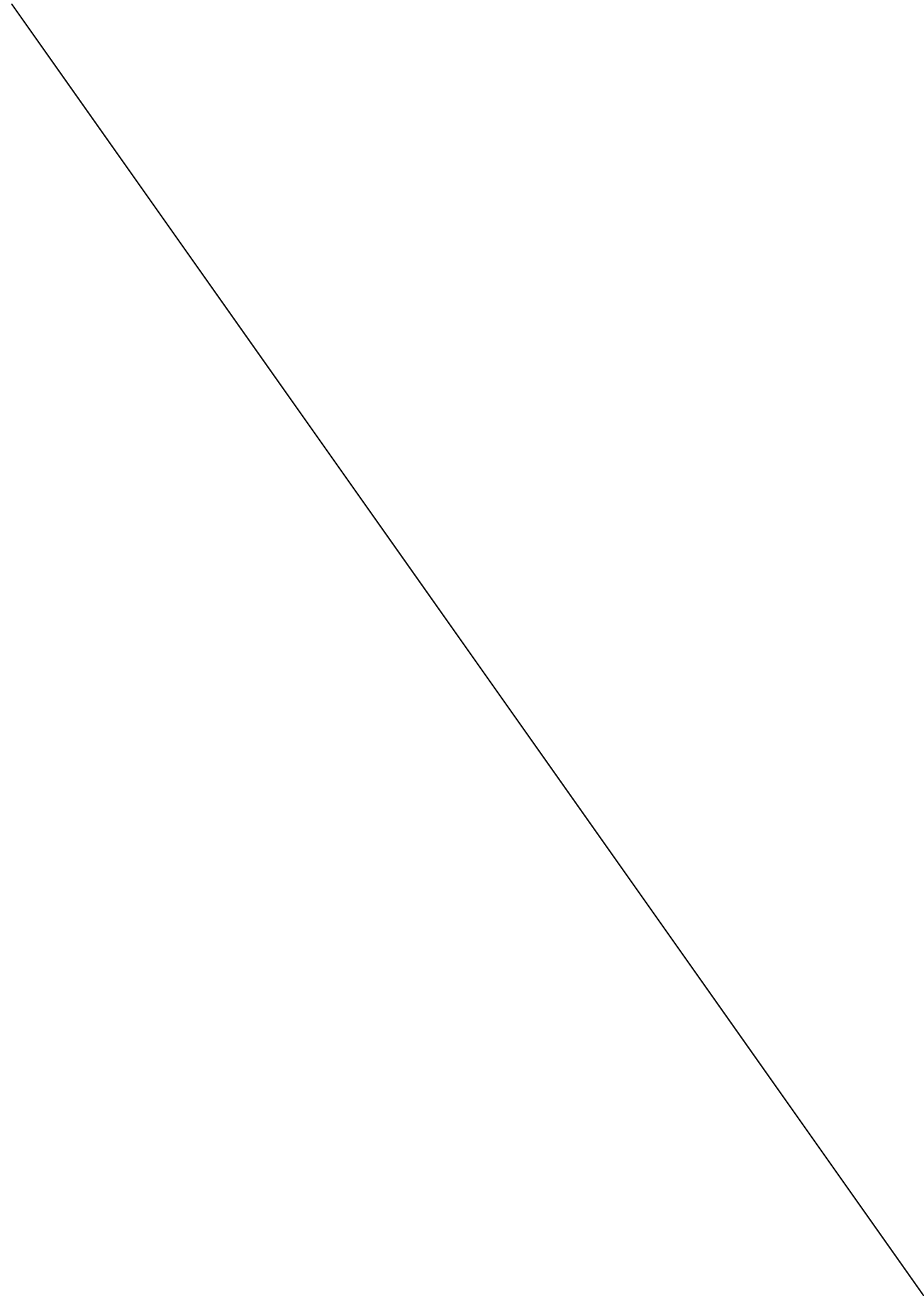
Corrigido em: 19.06.2011

Aprovado em: 01.07.2011



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

www.cavernas.org.br/espeleo-tema.asp



UNIDADE ESPELEOLÓGICA CARAJÁS: DELIMITAÇÃO DOS ENFOQUES REGIONAL E LOCAL, CONFORME METODOLOGIA DA IN-02/2009 MMA

UNIDAD ESPELEOLOGICA CARAJÁS: LOS LÍMITES DE ENFOQUES REGIONALES Y LUGAR COMO LA METODOLOGÍA IN-02/2009 MMA

Raul Fontes Valentim(1) & João Paulo R. Olivito(2)

(1) VALE s/a - Gerencia de Espeleologia e Tecnologia, Belo Horizonte – MG.

(2) VALE s/a – Núcleo de Espeleologia VALE, Belo Horizonte – MG.

Contatos: raul.valentim@vale.com; jpr_olivito@yahoo.com.br

Resumo

O decreto 6640/2008 estabelece que as cavidades naturais subterrâneas sejam classificadas de acordo com seu grau de relevância a partir do nível de importância dos atributos de biológicos, físicos e socioeconômicos das cavidades avaliadas sob o enfoque regional e local, descrito pela primeira vez neste instrumento. Uma definição mais clara desses enfoques, entretanto, surge com a publicação da Instrução Normativa 02/2009 do MMA, em 21/08/2009, que regulamenta o referido decreto. Segundo a IN-02/09, a análise sob enfoque local considera a “unidade geomorfológica”, expressamente compreendida como aquela que apresente continuidade espacial e que contemple, no mínimo, a área de influência da cavidade (§2 art. 14); já a análise sob enfoque regional leva em consideração o cenário da “unidade espeleológica”, formalmente definida como “área com homogeneidade fisiográfica (...) que pode congrega diversas formas de relevo cárstico e pseudocárstico (...), delimitada por um conjunto de fatores ambientais específicos para a sua formação” (§3 art. 14). A Vale, adequando-se aos termos do decreto para as áreas onde opera em formação ferrífera - que não constituem carste clássico – estabeleceu para a região do sudeste do Pará a unidade espeleológica Carajás, onde dez unidades sob o enfoque local foram definidas e denominadas de: 1- Serra Norte; 2- Serra Sul; 3- Serra da Bocaina; 4- Serra do Rabo – Estrela; 5- Serra Leste; 6- Serra do Cinzento; 7- Serra Aquiri; 8- Serra de São Felix e 9- Serra Arqueada.

Palavras-Chave: Unidade espeleológica; unidade geomorfológica; enfoque regional; enfoque local e Carajás.

Resumen

El Decreto 6640/2008 establece que las cavidades subterráneas naturales se clasifican según su grado de pertinencia con respecto al nivel de importancia de los atributos biológicos, físicos y socioeconómicos evaluados en el enfoque regional y local, describió por primera vez aquí. Una definición más clara de estos enfoques viene con la publicación de la Instrucción 02/2009 de la MMA en 08/21/2009, que regula el decreto. De acuerdo con la IN-02/09 el análisis bajo el enfoque local considera que la "unidad geomorfológica", como expresamente entendido que para proporcionar un espacio de continuidad y, como mínimo el área de influencia de la cavidad (§ 2 art. 14), ya enfoque regional en el análisis tiene en cuenta la etapa de la "unidad espeleológico", define formalmente como "(...) homogénea zona fisiográfica que puede traer juntos formas diferentes del karst (...), pseudokarstic, delimitada por un conjunto de factores ambientales específicos para su formación "(§ 3 arte. 14). La Vale SA, adaptándose a los términos del decreto para operar en las áreas de formación donde el hierro - que no son clásicos karst - creado para la región sudeste de Pará la Unidad Espeleológica del Carajás, donde diez unidades locales desde el enfoque se definieron y nombre : 1 - Sierra Norte 2 - Sierra Sur, 3 - Bocaina da Serra 4 - Serra do Rabo - Estrella, 5 - Sierra Oriental, 6 - Sierra gris, 7 - Aquiri Sierra; 8 - Sierra de San Félix y 9 - curvada sierra.

Palabras-clave: Unidad de espeleología; unidad geomorfológica; el enfoque regional; el enfoque local y Carajás.

1. INTRODUÇÃO

O referido artigo tem por finalidade atender o decreto 6640/2008 art 02 “A cavidade natural subterrânea será classificada de acordo com seu grau

de relevância em máximo, alto, médio ou baixo, determinado pela análise de atributos ecológicos, biológicos, geológicos, hidrológicos, paleontológicos, cênicos, histórico-culturais e

socioeconômicos, avaliados sob enfoque regional e local” e a IN nº 02/2009 art. 14, § 1º, § 2º e § 3º.

A definição da unidade espeleológica e de suas unidades geomorfológicas subsidiam os estudos espeleológicos, nos quais são identificados os atributos para a classificação da relevância de cavidades naturais subterrâneas presentes nas áreas de empreendimento mineral da Vale, tendo em vista que os conceitos definidos na referida instrução normativa não são facilmente aplicáveis às áreas com ocorrência de cavernas em formações ferríferas.

No decorrer do artigo será apresentada uma proposta de unidade espeleológica, com uma sucinta descrição fisiográfica, onde serão abordadas questões de geologia, geomorfologia, climatologia, recursos-hídricos, vegetação, onde foram utilizados: mapas geológicos, geomorfológicos, hídricos, pedológicos, topográficos, hipsométricos, aerofotografias e imagens de satélites (Ikonos, SPOT, LandSAT e Google Earth).

O período de elaboração deste estudo foi de junho a novembro de 2009, e envolveu extensas reuniões com muitos profissionais de diversas áreas ligadas à espeleologia os quais não poderia deixar mencioná-los, em ordem alfabética: Augusto Auler – Geólogo Instituto do Carste; Carlos Alberto Teles – Geólogo Vale; Daniel Jose Lima De Sousa – Geólogo Vale; Daniele Freitas Gonçalves – Geóloga Vale; Daniela Gonçalves Rodrigues da Silva – Bióloga Vale; Divino Fernando Rodrigues Fleury – Geólogo Vale; Douglas Zardo – Geólogo Vale; Gustavo Queiroz Rios – Geólogo Vale; Hugo Marx Gonzaga- Eng. Geólogo Vale; João Paulo R. Olivito – Geólogo Vale; José Andrade do Nascimento – Analista de Meio Ambiente Vale; Luiz Carlos Domingues Junior- Geólogo Vale; Otavio Sergio Da Conceição Rosendo– Geólogo Vale e Raul Fontes Valentim – Geólogo Vale.

2. UNIDADES ESPELEOLÓGICAS

A unidade espeleológica será utilizada como área de enfoque regional no que se refere à classificação de relevâncias de cavidades naturais subterrâneas. A definição de unidade espeleológica é dada pela IN MMA Nº 002/2009:

§ 3º Entende-se por unidade espeleológica a área com homogeneidade fisiográfica, geralmente associada à ocorrência de rochas solúveis, que pode congrega diversas formas do relevo cárstico e pseudocárstico tais como dolinas, sumidouros, ressurgências, vale cegos, lapíás

e cavernas, delimitada por um conjunto de fatores ambientais específicos para a sua formação.

Baseado na definição acima, para o ambiente pseudocarstico de ferro, foram abordado duas unidades espeleológicas (UE), por esse grupo de estudo: uma localizada no sul do Pará, denominada UE Carajás, objeto deste artigo, e outra na porção central de Minas Gerais, conhecida como UE Quadrilátero Ferrífero - Conceição. Os aspectos fisiográficos que justificam a definição da unidade espeleológica Carajás, bem como suas respectivas unidades geomorfológicas, de enfoque local, serão apresentados no item 2.1.

2.1. Unidade espeleológica de Carajás

A unidade espeleológica de Carajás situa-se no sudeste do Pará e é compreendida pela província mineral de Carajás, cujo padrão de relevo é marcado pela presença de serras de topos aplainados, denominados de Planaltos Residuais do Sul da Amazônia. Seus limites são os terrenos homogeneamente arrasados: a sul a depressão de Rio Maria, a norte a depressão de Bacajá, a leste a depressão Goiana-Paraense; e a oeste pela depressão do Xingu.

A Figura 1 ilustra a localização da unidade espeleológica de Carajás. Estudos espeleológicos na região de Carajás demonstraram grande similaridade geoespeleológica e bioespeleológica entre cavidades pertencentes a serras distintas (Golder Associates, 2009), o que reforça, junto com os atributos do meio físico que serão detalhados nos itens seguintes, a consolidação da unidade espeleológica de Carajás.

O Estudo de Similaridade, protocolado no IBAMA e ICMBio ambos de Brasília, avaliou 201 cavidades na Serra de Carajás (porção sul – Serra Sul e porção norte – Serra Norte), Serra do Cristalino e Serra Leste, e atestou que, em termos gerais, as cavidades mostram vasta similaridade entre si. Ocorrem em áreas com aspectos fisiográficos semelhantes, incluindo mesma configuração geomorfológica, mesmo domínio climático e mesmos litotipos.

Com relação aos aspectos litológicos, as cavidades ocorrem predominantemente em formações ferríferas, canga detrítica e rochas máficas, estas últimas com menor frequência. Quanto às estruturas, são importantes condicionantes na formação de cavidades os planos de bandamento da formação ferrífera e as fraturas e juntas de alívio.

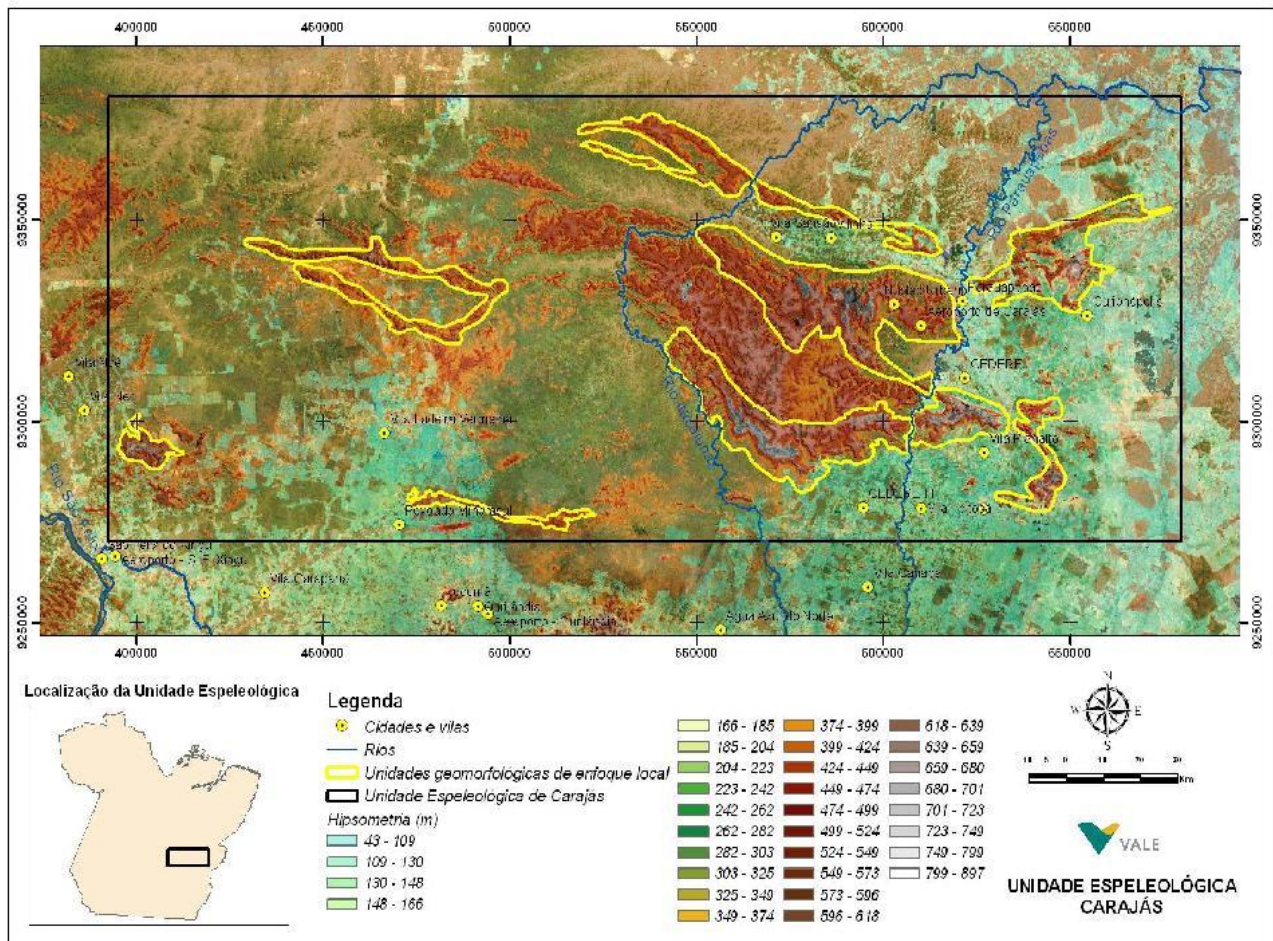


Figura 1: Mapa da localização da unidade espeleológica Carajás. Mapa hipsométrico sobre imagem de satélite destaca as principais serras da região.

Sedimentos clásticos e químicos ocorrem de forma muito semelhante em todas as cavidades. Dentre os depósitos químicos, os mais frequentes são crostas ferruginosas e coralóides, comumente originados por processos hidrogeológicos, dos quais o gotejamento mostra-se como principal. Podem ainda ocorrer surgências perenes e temporárias, bem como a erosão fluvial e a oscilação de lagoas que, com recorrência, colaboram para o desenvolvimento geomorfológico das cavidades.

A grande maioria das cavidades apresenta projeção horizontal inferior a 30 m e padrão morfológico espongiforme.

Os levantamentos faunísticos das cavidades da região de Carajás também demonstraram similaridade em relação às cavidades de diferentes províncias bioespeleológicas do país (Golder Associates, 2009).

Já no âmbito regional da Serra dos Carajás, a similaridade na composição faunística se acentua, incluindo gêneros ou mesmo espécies ocorrendo em diferentes áreas. Verificou-se ainda semelhança faunística entre cavidades de serras distintas, incluindo táxons troglomórficos.

2.1.1. Geologia da região de Carajás

Em âmbito regional, a unidade espeleológica de Carajás situa-se no Cráton Amazônico, mais especificadamente no domínio tectônico de Carajás da província homônima, como pode ser visto na Figura 2. Destacaremos aqui este domínio, com ênfase ao Supergrupo Itacaiunas, Grupo Grão-Pará, que abriga a grande maioria das cavidades em formações ferríferas e rochas máficas desta unidade.

As rochas no Domínio Carajás são predominantemente de idade Arqueana, e subordinadamente Proterozóica, cobertas por formações lateríticas aluminosas terciárias e sedimentos aluviais quaternários (Figura 3). Há uma forte estruturação disposta segundo WNW–ESE que condicionou a disposição do relevo dessa área.

Terrenos granito-gnáissicos tipo tonalito-trondhjemito-granodiorito (TTG) são tidos como pertencentes ao Complexo Xingú (Silva et al. 1974) e considerados como embasamento das rochas metavulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiunas. Junto com os granitos e granodioritos arqueanos da Suíte Plaquê (2,75 Ga – Huhn et al.

1999), formam as áreas topograficamente mais dissecadas da região, de relevos planos a colinosos.

O Supergrupo Itacaiúnas é formado por seqüências vulcanossedimentares em diferentes graus metamórficos e deformacionais – Grupos Igarapé Salobo, Grão-Pará, Igarapé Bahia, Igarapé Pojuca e Buritirama. Estas unidades apresentam vulcanismo básico predominante na base, com rochas sedimentares químicas intercaladas e sobrepostas por rochas sedimentares clásticas. Datações U-Pb e Pb-Pb no Supergrupo Itacaiúnas mostram que os grupos Grão Pará e Salobo apresentam idades mais antigas, em torno de 2,76 Ga, enquanto que os grupos Pojuca e Bahia têm idades de 2,73 e 2,75 Ga, respectivamente.

O Grupo Grão-Pará é constituído por uma espessa seqüência de rochas vulcânicas superiores e inferiores (Formação Parauapebas, Meireles et al. 1984), e jaspilitos com minério de ferro (Formação Carajás, CVRD/CMM 1972). É descrito como repousando discordantemente sobre os gnaisses do Complexo Xingu (Silva et al. 1974, Machado et al. 1991).

A Formação Parauapebas corresponde às rochas vulcânicas máficas que ocorrem na base e

topo da Formação Carajás, representando derrames basálticos, além de rochas vulcânicas félsicas subordinadas e intrusões máficas. Os basaltos superiores foram individualizados na Formação Igarapé Cigarra, conforme proposta de Macambira et al. (1990).

A Formação Carajás contém o protominério das jazidas de ferro de Carajás. É descrita como constituída por jaspilitos, com bandamento definido pela alternância de micro e mesobandas de óxidos de ferro (hematita, magnetita e martita), jaspe (chert impregnado por hematita fina) e/ou chert branco, além de carbonatos subordinados.

As sucessões psamíticas e pelíticas da Formação Águas Claras, depositadas em plataforma marinha progradante (Nogueira et al. 1995), recobrem os *greenstone belts* neoarqueanos da serra dos Carajás (Supergrupo Itacaiúnas). A idade mínima de deposição desta formação é dada pela intrusão de diques máficos de 2,71 Ga (Mougeot et al. 1996).

As rochas terrígenas da Formação Águas Claras e as metavulcano sedimentares do Supergrupo Itacaiúnas conformam as principais serras da região.

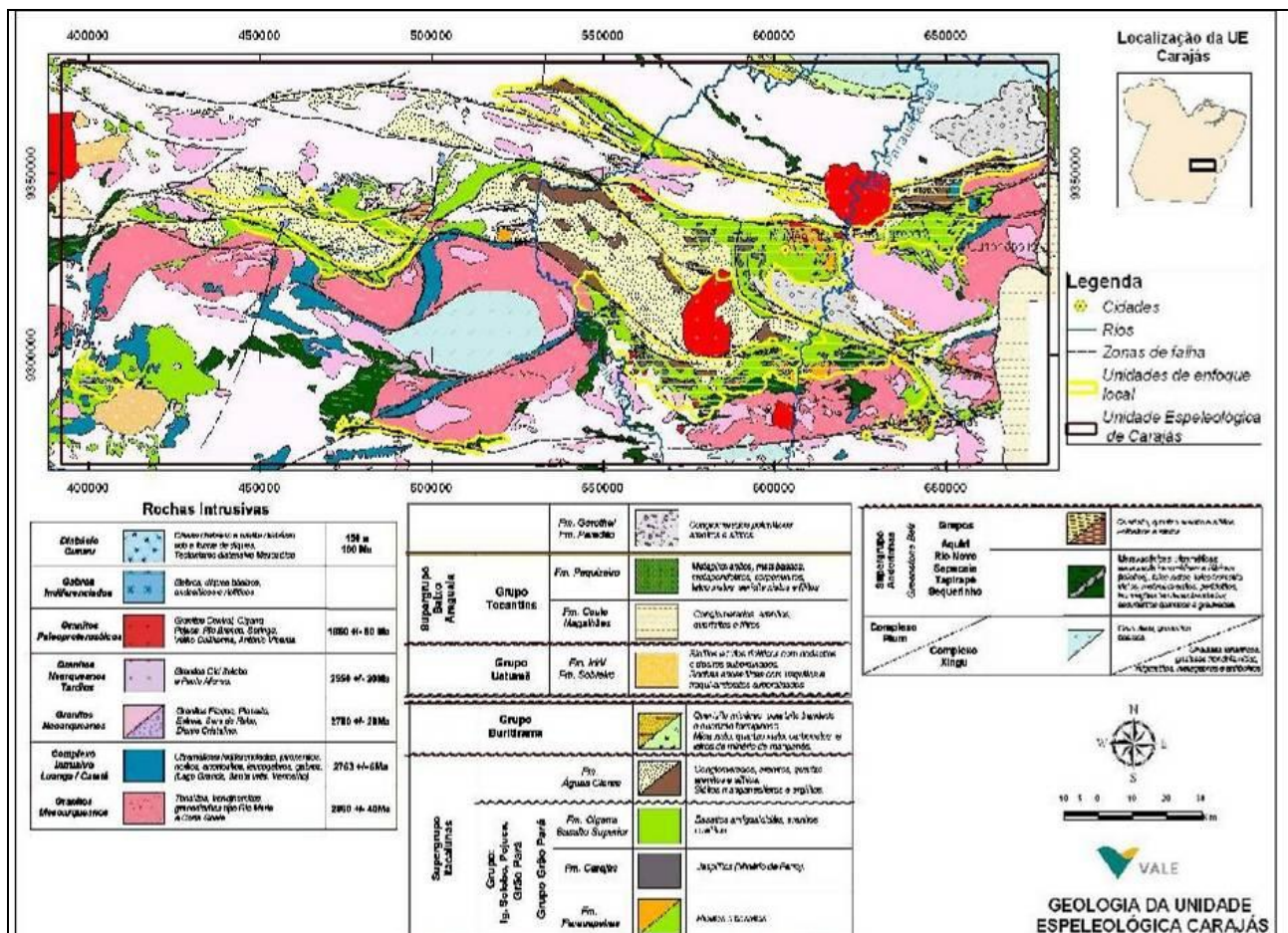


Figura 2: Mapa geológico da unidade espeleológica Carajás. Modificado de DOCEGEO (1988).

2.1.2. Geomorfologia

Associados às formações Ferríferas que recobrem parte dos topos da maioria das serras da unidade espeleológica de Carajás, ocorrem coberturas detrítico-lateríticas-aluminosas, constituídas por perfis lateríticos ferruginosos formados na base por horizonte mosqueado com espessuras maiores que 2 metros e recobertos por material argiloso com espessuras superiores a 2 metros e por uma carapaça ferralítica. Camadas bauxíticas com até 4,5 metros de espessura podem ocorrer sobre camada de laterita ferruginosa de alta porosidade, com espessuras de até 9 metros, abaixo das quais forma-se horizonte argiloso com alteração de rochas máficas. Salienta-se que há uma grande variação da espessura destes horizontes pedogenéticos e que nem sempre todos estão presentes.

As coberturas aluviais de idade quaternária que ocorrem na região estão associados a planícies fluviais de inundação e terraços em geral baixos, e apresentam composições granulométricas variáveis, onde se misturam cascalhos, areias, siltes e argilas em arranjos e espessuras variadas.

Quanto à distribuição de cavidades nos litotipos da unidade espeleológica de Carajás, há um amplo predomínio nas formações ferríferas da Formação Carajás e nos depósitos de canga que a recobrem. Com menos frequência ocorrem também cavidades nas rochas máficas da Formação Parauapebas e do complexo Vermelho.

Os dados geomorfológicos apresentados neste item basearam-se em estudos regionais anteriores – Projeto RADAM (Silva, 1974) e Geomorfologia da Amazônia Legal (2004), além de mapas hipsométricos e de modelo digital de terreno gerados a partir de dados de radar da NASA (Shuttle Radar Topography Mission – SRTM). O primeiro deles aborda o relevo identificando unidades morfoestruturais e formas de relevo predominantes na escala 1:1.000.000. O segundo estudo regional citado, na escala 1:2.500.000, compartimentou o relevo segundo um critério apenas da geometria das formas e graus de dissecação desse relevo.

Foram ainda considerados estudos de detalhe do relevo realizados para as Florestas Nacionais (FLONAs) de Carajás e Tapirapé-Aquiri, que propõem uma compartimentação a partir das principais características topográficas, abordando ainda aspectos da dinâmica superficial relacionadas com a estabilidade das unidades frente aos processos erosivos.

Dois grandes compartimentos morfoestruturais foram identificados na unidade

espeleológica de Carajás: os Planaltos Residuais do Sul da Amazônia e a Depressão Interplanáltica da Amazônia Meridional, conforme pode ser visto nas Figuras 3 e 4.

2.1.2.1. Planaltos Residuais do Sul da Amazônia

Este compartimento é descrito como unidade regional de relevo caracterizada por maciços residuais de topo plano a ondulado e conjunto de cristas e picos, envolvidos por faixas de terrenos rebaixados, com altitudes em torno de 250 e 300m. O topo dos maciços residuais varia entre 500 e 600 metros, com trechos mais elevados na região da Serra dos Carajás, onde estas chegam a 700 metros. Caracterizam-se por revelar notável amplitude dos macro-relevos componentes, com desníveis superiores a 200 metros – manifestando-se tanto em serras ou morros –, marcados por acentuado grau de dissecação, referência diferenciadora fundamental com relação à Depressão Interplanáltica (Figura 3).

O domínio dos Planaltos Residuais do Sul da Amazônia é representado pelas serras de Carajás, Leste, Cristalino, Arqueada, dentre outras que irão definir as unidades geomorfológicas de enfoque local. Os topos destas serras são comumente sustentados por litotipos mais resistentes, tais como meta-arenitos da Formação Águas Claras, formações ferríferas, jaspilitos e rochas vulcânicas do Grupo Grão Pará, além de crostas lateríticas ferruginosas (canga).

Padrões distintos de dissecação dos planaltos ora condicionados por fatores estruturais, ora influenciados pela morfologia dominante, podem ser observados na Figura 6. As formas distintas de dissecação mais comuns são as seguintes:

- Dissecação em interflúvios tabulares: Forma de dissecação determinada pelo aprofundamento de talwegues em relevos tabulares, geralmente formando um padrão de drenagem retangular. Este padrão de dissecação pode ser observado nas porções cimeiras da Serra dos Carajás, incluindo seus flancos sul (Serra Sul) e norte (Serra Norte), onde predominam amplas superfícies planas, cobertas por solos espessos, sob floresta ombrófila densa. Tais áreas são caracterizadas pela presença de encostas muito abruptas marcando o contorno dos domínios planos. Nestas ocorrem escarpas erosivas, a partir de onde a erosão regressiva desmantela as superfícies tabulares.
- Dissecação em cristas: Forma de dissecação de maciços residuais, por vales profundos, geralmente adaptados a uma rede de fraturas que apresenta uma ou duas direções preferenciais. Este padrão de

dissecação pode ser observado nos rebordos dos principais alinhamentos serranos da unidade espeleológica de Carajás e mostra-se intimamente associado à orientação dos principais lineamentos estruturais observados em seu domínio. Destacam-se duas formas de relevo desenvolvidas por este tipo de dissecação: Cristas estruturais e interflúvios tabulares, com predomínio dos primeiros, sendo as serras Leste, do Rabo, Estrela e do Cinzento exemplos; e Cristas estruturais com topos aguçados, alongados, vertentes íngremes e controle de falhas geológicas, sendo exemplo as serras do Aquiri, Arqueada e Paredão.

- Dissecado em cristas com ravinamentos: Formas resultantes da dissecação de relevos bem pronunciados por uma rede de drenagem orientada, cujos afluentes apresentam ramificações.

2.1.2.2. Depressão Interplanáltica da Amazônia Meridional

Este compartimento é caracterizado como uma depressão que circunda o compartimento planáltico ora descrito, sendo ocupada por geoformas que se organizam em torno de dois “sistemas de relevo”, um deles representado por conjuntos de morros, correspondentes aos terrenos a sul da Serra de Carajás, o outro por conjuntos de colinas, notadamente distribuídos a norte da mesma serra (Figuras 4 e 5). Essas formas de relevo são predominantemente moldadas em rochas granitóides (granitos e gnaisses do Complexo Xingu, entre outros), e subordinadamente em metavulcânicas e metassedimentares pré-cambrianas. Apresentam um

padrão de dissecação pouco desenvolvido, com cotas altimétricas em torno de 200m, podendo atingir a cota de 300m em algumas áreas de cabeceiras de drenagem.

O substrato é muito variado, composto de rochas gnáissicas, graníticas, anfibolíticas, charnockíticas e xistos dispostos em faixas grosseiramente E-W. Os solos são mais espessos, predominando latossolos ao sul deste setor sobre os granitos, gnaisses e relevos mais planos, e argissolos ao norte sobre anfibolitos, gnaisses e relevos de colinas.

O “Sistema de Morros” agrega morros com aspecto de serras baixas ou cristas, geralmente isoladas, mas por vezes alinhadas. A altura dessas unidades morfológicas situa-se, em média, em torno de 100 metros, com encostas côncavos-convexas cujas declividades variam de íngremes a moderadas e topos de formas extremamente variáveis. Distribuem-se predominantemente na porção sul da unidade espeleológica de Carajás.

A topografia é plana a suave ondulada, a rede de drenagem tem uma dissecação fraca com desníveis entre topo e fundo de vale entre 10-20m. Alguns morrotes graníticos e matacões destacam-se na superfície. Os conjuntos maiores e as formas isoladas mais expressivas foram diferenciados, como exemplo o Morro do Vermelho, que abriga depósito de níquel laterítico, mas outros menores, devido à escala, estão incluídos na unidade da Depressão. Eles se elevam entre 20 e 30 metros acima da superfície e originam-se pela erosão diferencial em núcleos graníticos mais resistentes.



Figura 3: No plano de fundo, a Serra de Carajás, representante da unidade dos Planatos Residuais do Sul da Amazônia e, em primeiro plano, a morfologia que caracteriza a Depressão Interplanáltica da Amazônia Meridional, marcada na região desta foto por colinas de topo plano e flanco de baixo declive.

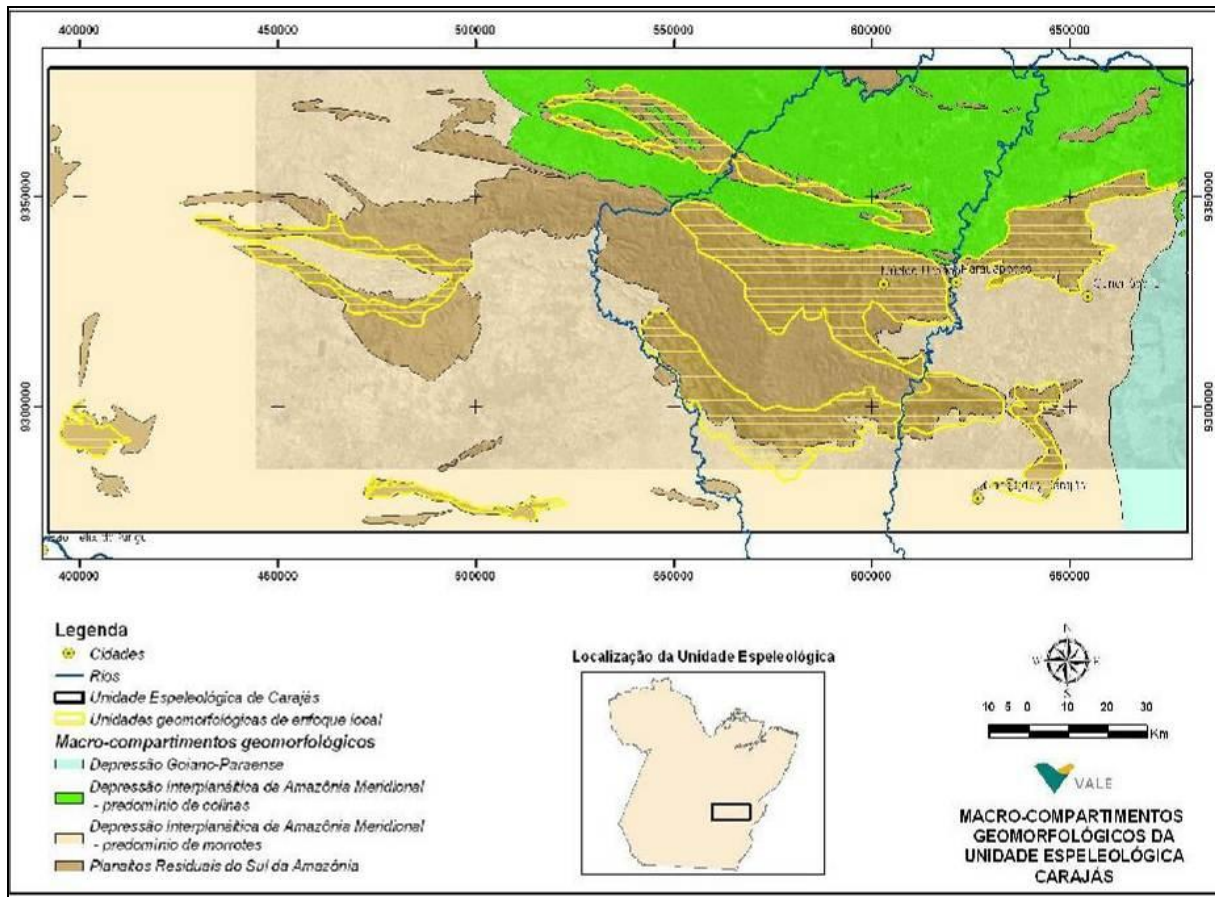


Figura 4: Macro-compartimentos geomorfológicos da UE Carajás.

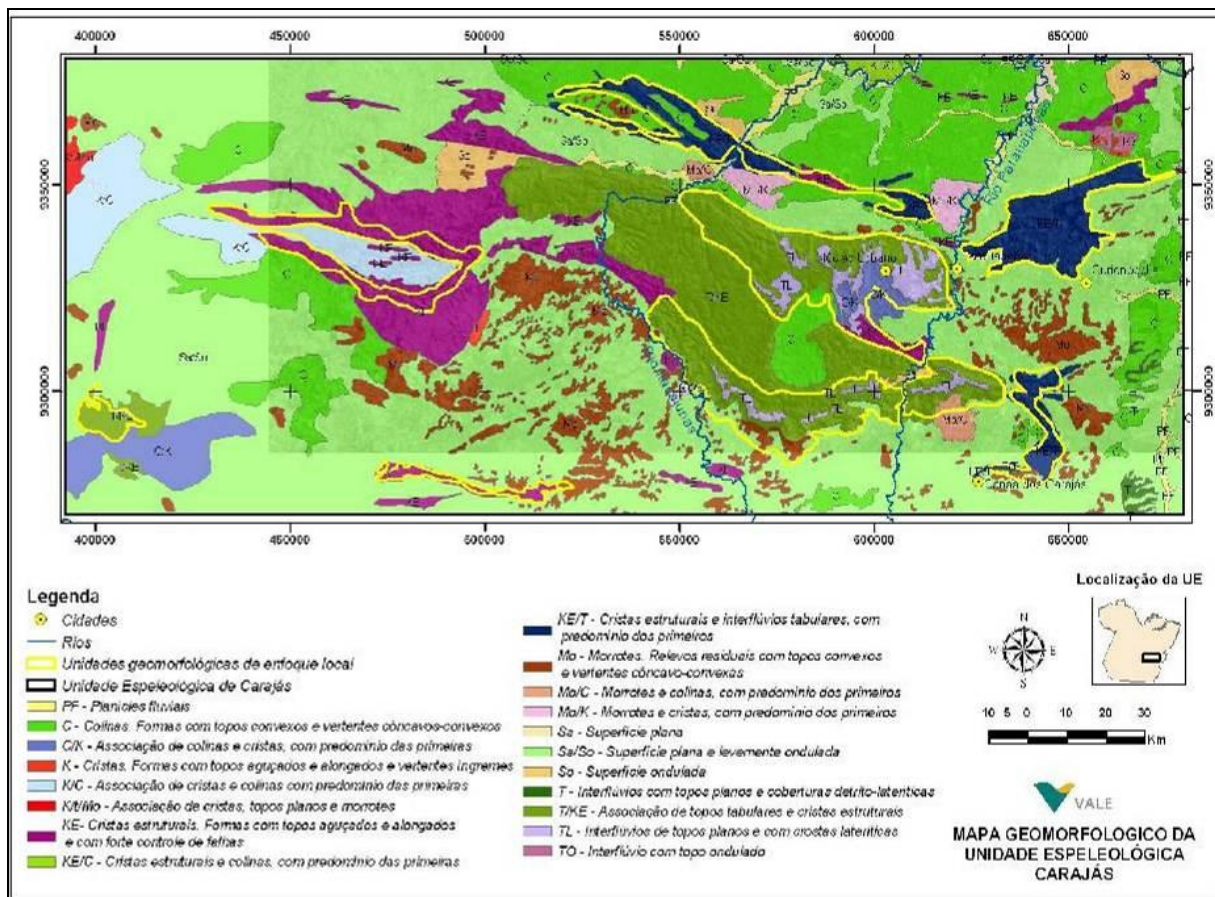


Figura 5: Mapa geomorfológico da unidade espeleológica de Carajás

O “Sistema de Colinas” é representativo das porções mais aplainadas, situadas notadamente na faixa a norte da serra dos Carajás. Com altura média em torno de 200 m e altitude das mais elevadas colinas atingindo a cota 300 m, elas apresentam encostas com declividades suaves e topos relativamente aplainados (Figura 3).

Neste sistema, a Depressão apresenta-se mais dissecada, com desníveis topo-fundo de vale entre 25-75 m, e declividades entre 8 e 45%, com a dissecção aumentando na direção de jusante do vale do Rio Itacaiúnas. Secundariamente, há trechos planos a suave ondulados (0-8%), com desníveis topo-fundo de vale inferiores a 20 metros, intercalados entre colinas.

2.1.3. Recursos hídricos

A unidade espeleológica Carajás abriga as bacias hidrográficas dos rios Xingu a oeste e Tocantins-Araguaia a leste, conforme pode ser visto na Figura 6, sendo que 2/3 da área compreende a

bacia do Rio Itacaiunas, afluente de margem esquerda do Rio Tocantins.

A bacia hidrográfica do rio Itacaiúnas caracteriza-se por uma rede hidrográfica fortemente condicionada à estruturação tectônica do local, consistindo de padrão retangular a subretangular. É subdividida nas sub-bacias: Vermelho, Tapirapé, Cinzento, Cataté, Aquiri, Sororó, Preto, Parauapebas e Itacaiúnas, sendo as duas últimas mais expressivas em termos de área.

A rede de drenagem é condicionada principalmente pelo regime de chuvas ocorrente na região. A área possui elevada variação altimétrica, correspondendo à porção mais acidentada o domínio compreendido pela Serra dos Carajás e adjacências, atingindo elevações que variam em torno de 700 a 850 m de altitude em relação ao nível do mar.

Na porção ocidental, distribuem-se os afluentes da margem direita do Rio Xingu, com destaque para o Rio Fresco.

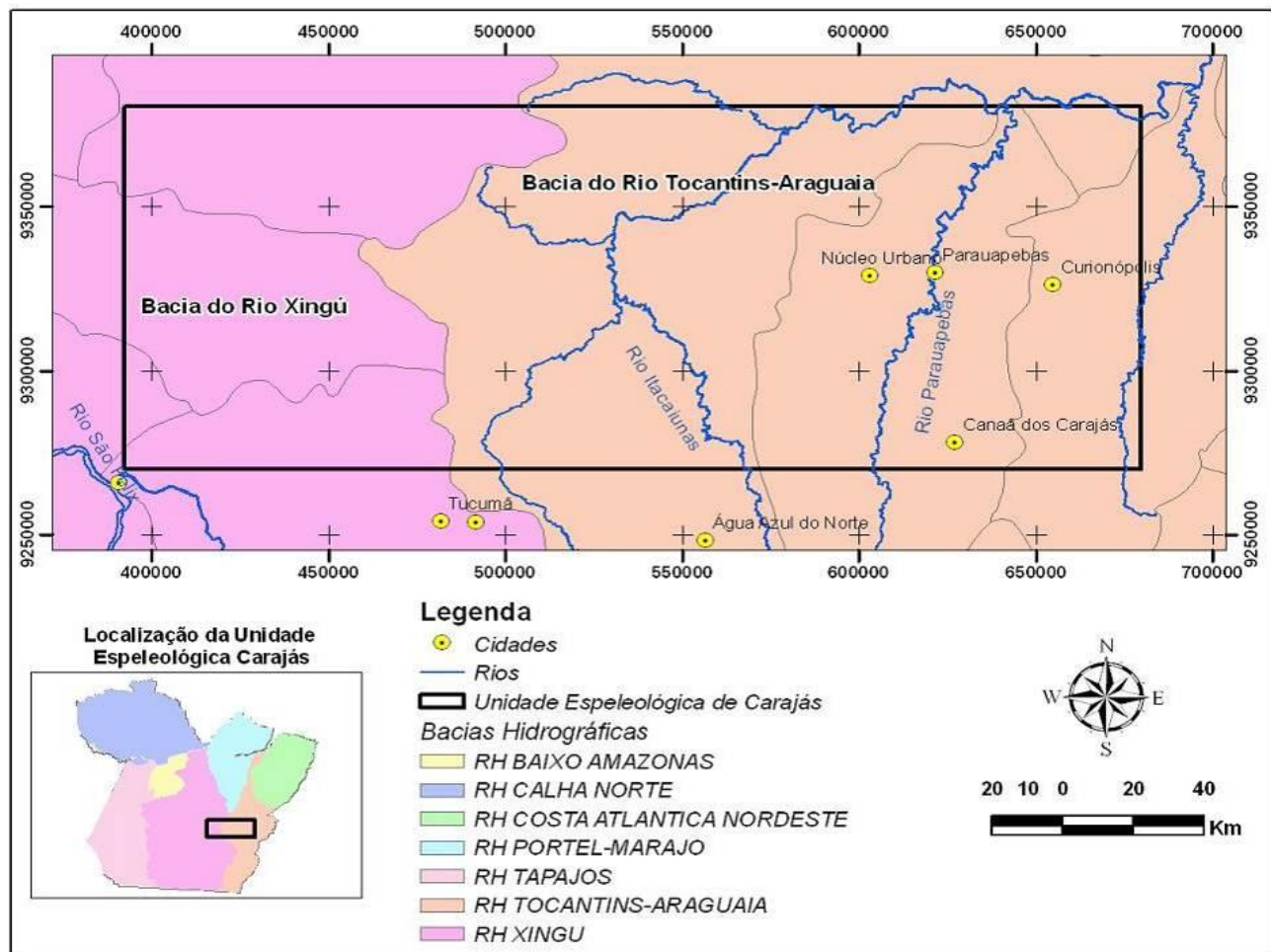


Figura 6: Mapa das bacias hidrográficas da unidade espeleológica de Carajás

2.1.4. Clima e Meteorologia

O clima e as condições meteorológicas são condicionados pela localização geográfica (latitude) e relevo, que, em ação conjunta com os grandes sistemas atmosféricos, controlam a distribuição pluviométrica, evaporação, temperatura, umidade do ar e regime de ventos

Segundo a classificação de Köppen, o clima da Amazônia é do tipo A, ou seja, tropical úmido com a temperatura média do mês mais frio superior a 18°C, com a seguinte subclassificação para o clima da região amazônica: a) clima tropical úmido, com precipitação média maior ou igual a 60 mm para o mês mais seco (Af); b) clima tropical úmido de monção, com precipitação excessiva durante alguns meses (Am); c) clima tropical úmido, com inverno seco e precipitação média menor que 60 mm para o mês mais seco (Aw).

A unidade espeleológica de Carajás enquadra-se na subclassificação Aw. Na estação chuvosa, os volumes mais expressivos concentram-se no período de janeiro a março e a precipitação média mensal desse intervalo é da ordem de 300 mm. O período seco inclui os meses de junho, julho e agosto, cuja

média mensal de precipitação é da ordem de 30 mm (Vale, 2008).

Conforme representado na Figura 7, a estação chuvosa (novembro a abril) concentra aproximadamente 80% do total anual. A estação seca (junho a setembro) apresenta médias mensais de 24 mm para as estações analisadas. Considerando os valores anuais, a precipitação que ocorre no período de estiagem corresponde a menos de 5% da precipitação total.

Conforme consta nos estudos da STCP (2003), durante os meses mais chuvosos, entre dezembro e março, a existência de maior nebulosidade resulta em diminuição da insolação. Desse modo, no verão, as temperaturas são mais amenas. Da mesma forma, no período seco, que corresponde ao inverno, a baixa nebulosidade possibilita maior incidência de radiação solar e as temperaturas são maiores.

A inserção da unidade espeleológica de Carajás em uma área sob condições climáticas semelhantes reforça o conceito de homogeneidade fisiográfica, também observado no campo da geomorfologia, geologia, recursos hídricos e vegetação.

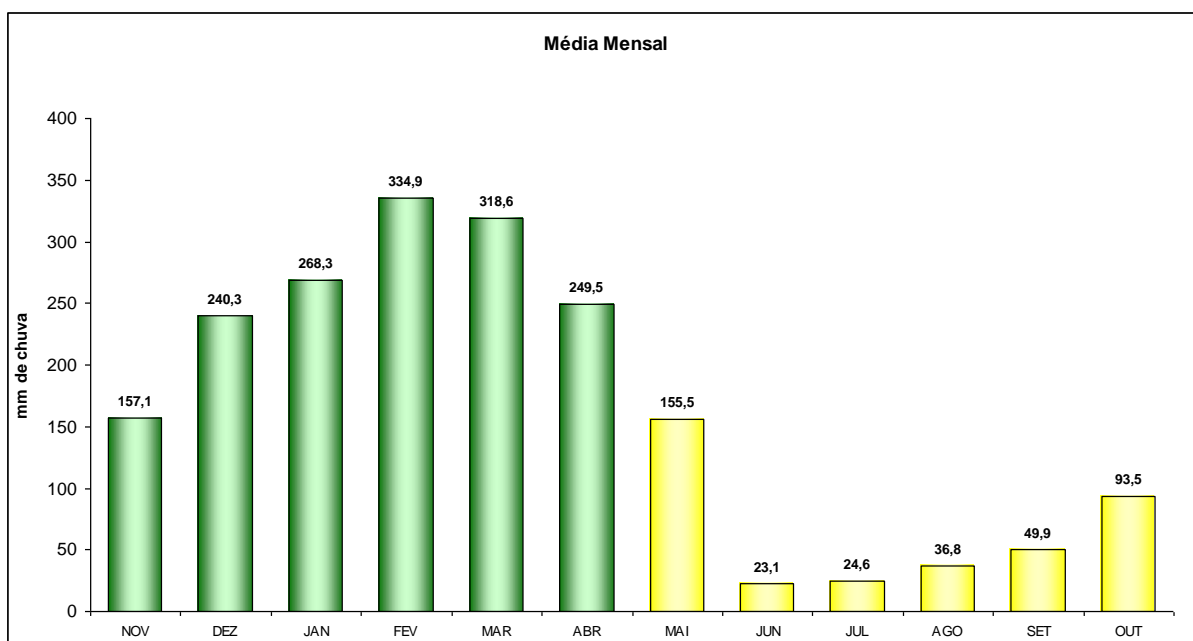


Figura 7: Médias Mensais de Precipitações Pluviométricas na Área de Estudo

2.1.5. Vegetação

A unidade espeleológica Carajás situa-se integralmente no Bioma Amazônico, de acordo com o mapa do IBGE (2004), mais especificamente na província do Xingu/Madeira (Prance, 1977; Rizzini, 1979; Braga, 1979), ou, adotando-se um conceito mais recente, insere-se na Ecoregião do “Interflúvio

do Xingu/Tocantins/Araguaia” (Ferreira, 2001). A subclasse de vegetação predominante desta região é a da Floresta Ombrófila, com até 4 meses secos por ano, podendo variar nas fisionomias Floresta Ombrófila Densa e Floresta Ombrófila Aberta. Estas fisionomias podem ser classificadas em formações pela posição no relevo: Aluvial (na Floresta Densa),

Terras Baixas, Submontana e Montana (Veloso *et al.*, 1991).

Apesar do predomínio das fisionomias florestais citadas, destaca-se ainda nesta região a ocorrência de uma vegetação sobre um substrato hematítico (vulgarmente denominado de canga), que possui aspecto savânico (Porto & Silva, 1989) ou de vegetação rupestre (Silva *et al.*, 1996). Ela possui limites bem definidos, constituindo-se como um "encrave", circundado por Floresta Ombrófila, que vem sendo ocupado pela expansão das coberturas florestais do entorno, principalmente a partir do Holoceno, quando do término da última glaciação, a partir de 10.000 anos atrás (Ab'Saber, 1986). Recentemente foi ainda observada a presença da uma fisionomia florestal com caráter decidual, ocorrendo na forma de manchas ou fragmentos de floresta sobre solos rasos e bem drenados que condicionam esta fisionomia, ainda em estudo, mas provavelmente relacionada ao substrato raso (Golder, 2008).

Uma síntese dos estudos regionais mostra a ocorrência de aproximadamente 1580 espécies vegetais pertencentes a 130 famílias botânicas, com potencial para mais espécies, principalmente herbáceas e trepadeiras, que são menos estudadas. Em relação às famílias botânicas, observa-se nestes estudos uma maior riqueza de espécies em Leguminosae (259 espécies), Sapotaceae (66), Euphorbiaceae (52), Annonaceae (47) e Burseraceae (29).

2.1.5.1. Características Gerais da Floresta Ombrófila de Carajás

A Floresta Ombrófila Densa cobre cerca de 51% do mosaico de UCs de Carajás (Floresta Nacional de Carajás, APA do Gelado, Reserva Biológica de Itapirape-Aquiri, Floresta Nacional de Itapirapé e Reserva Indígena dos Xicrins) e a Floresta Ombrófila Aberta 49,1% (com exceção da APA do Gelado, já bastante antropizada). A floresta densa apresenta uma estrutura de dossel mais uniforme, mas ambas são semelhantes floristicamente (IBAMA, 2003), diferindo, principalmente, porque a floresta aberta apresenta maior espaçamento entre grandes árvores, muitas espécies semidecíduas, grande quantidade de lianas e a ocorrência de muitas palmeiras (Radambrasil, 1974; Pires & Prance, 1985; Silva & Rosa, 1989; Paradella *et al.*, 1994).

A floresta aberta é muito característica na região das bacias do Itacaiúnas, Tapirapé, Salobo e Cinzento (Flona do Tapirapé-Aquiri), onde inclusive são comuns os agrupamentos de *Attalea speciosa*

(babaçu) e *Bertholletia excelsa* (castanheira) (Pires, 1973, IBAMA, 2006). Uma característica marcante da floresta aberta na região é a subformação com cipós e palmeiras, principalmente na Unidade de Conservação - UC vizinha, Flona Tapirapé-Aquiri (Pires, 1973, IBAMA, 2006). A predominância de cipós pode ser atribuída à instabilidade do terreno nas escarpas, que intensifica a dinâmica de clareiras e permite maior penetração de luz, favorecendo aquelas espécies que crescem melhor à luz e se utilizam das árvores como suporte, formando verdadeiras colunas de massa vegetal (Silva, 1988; Salomão *et al.*, 1988; Paradella *et al.*, 1994; Ibama, 2003).

Algumas das famílias mais ricas em espécies nos inventários florestais e estudos fitossociológicos da região são: Leguminosae, Lauraceae, Sapotaceae, Burseraceae, Chrysobalanaceae e Lecythidaceae. Alguns dos gêneros mais ricos nestes estudos são: *Pouteria*, *Protium*, *Licania* e *Inga*. A média a alta riqueza nestes táxons é um padrão na região amazônica (Barros, 1986; Gentry, 1986; Salomão & Lisboa, 1988; França, 1991; Salomão 1991; Silva *et al.*, 1992; Ferreira & Prance, 1998; Rolim & Nascimento, 2006).

Com relação às espécies arbóreas, aquelas com maior densidade relativa variam conforme o trecho amostrado. Algumas das principais espécies que podem ser observadas são: *Acacia polyphylla*, *Poecilanthus effusus*, *Inga edulis*, *Aparisthimium cordatum*, *Tetragastris altissima*, *Cenostigma tocanthum*, *Inga alba*, *Alexa grandiflora*, *Cordia bicolor*, *Jacaranda copaia*, *Randia armata*, *Pouteria* spp, *Protium* spp, *Eschweilera coriacea*, *Minuartia guianensis*, *Trattinickia rhoifolia*, *Lecythis idatimon* e *Rinorea guianensis*.

Algumas das grandes árvores que podem ser observadas são: *Bertholletia excelsa*, *Piptadenia suaveolens*, *Bagassa guianensis*, *Parkia pendula*, *Apuleia leiocarpa*, *Manilkara huberi*, *Dipteryx odorata*, *Caryocar villosum*, *Cedrelinga catenaeformis*, *Erismia uncinatum*, *Parkia paraensis*, *Theobroma speciosum*, *Astronium lecointei* e *Parkia multijuga* (Silva & Rosa, 1989; Silva *et al.*, 1986; Silva *et al.*, 1987; Salomão *et al.*, 1988; Morellato & Rosa, 1991; Paradella *et al.*, 1994; Rolim *et al.*, 2008). Muitas destas espécies também são bem comuns em várias partes da Amazônia oriental (Dantas & Muller 1979; Rodrigues, 1986; Salomão 1991; Soares & Carvalho, 1999; Silva, 2004; Souza *et al.*, 2006; Rolim & Nascimento, 2007).

Estas fisionomias podem ser classificadas de acordo com a posição no relevo, nas formações: montanas, submontanas, de terras baixas e aluvial. Embora a formação florestal de terras baixas seja

muito comum na Amazônia (Rizzini, 1979), é pouco expressiva na Flona de Carajás. A floresta submontana ocorre geralmente em áreas mais escarpadas com altura média do dossel inferior à floresta montana, que chega a 30 m nos platôs mais elevados. Destas a mais distinta é a floresta ombrófila aluvial, que se distribui ao longo das planícies de rios e igarapés da região. Também apresenta dossel uniforme onde se destacam as palmeiras açai (*Euterpe oleracea*) e em alguns locais o inajá (*Maximiliana maripa*), o buruti (*Mauritia flexuosa*) e o babaçu (*Attalea speciosa*).

2.2. Áreas de enfoque local na unidade espeleológica de Carajás

A delimitação das áreas de enfoque local seguiu a definição da IN MMA N° 2/2009, que vincula esta área a “*unidade geomorfológica que apresente continuidade espacial, podendo abranger feições como serras, morrotes ou sistema cárstico, o que for mais restritivo em termos de área, desde que contemplada a área de influência da cavidade*”.

Para a definição dos limites das unidades geomorfológicas (UG) utilizou-se de mapas geomorfológicos compatíveis com as definições acima, mapas hipsométricos gerados a partir de dados topográficos SRTM, imagens de satélite *landsat*, mapas geológicos e rede hidrográfica.

As unidades geomorfológicas da unidade espeleológica de Carajás são representadas por serras de topo aplainado ou aguçado, que correspondem ao Planalto Residual do Sul da Amazônia (Figuras 4 e 5).

Os limites destas serras são dados pelo relevo de entorno arrasado, correspondentes à Depressão Interplanáltica da Amazônia Meridional, ou para se privilegiar áreas mais restritivas, utilizou-se como critério subdividir uma mesma serra onde esta é cortada por grandes rios. Onde se desenvolve outra unidade geomorfológica entre elas, constituída por regiões mais arrasadas da planície de inundação, como é o caso, por exemplo, da individualização da Serra da Bocaina, que se trata da extremidade leste da Serra de Carajás, “separada” desta pelo entalhe do rio Parauapebas (figura 08).

Nove áreas de enfoque local, ou unidades geomorfológicas (UG), foram definidas na unidade espeleológica de Carajás, as quais apresentam cavidades desenvolvidas em formações ferríferas e rochas associadas (canga de minério de ferro e rochas máficas), a saber: UG Serra Norte; UG Serra Sul; UG Serra da Bocaina; UG Serra do Rabo – Estrela; UG Serra Leste; UG Serra do Cinzento; UG Aquiri; UG Serra de São Felix; e UG serra Arqueada (Figura 9). As quatro últimas UGs apresentam potencial espeleológico, mas ainda não há estudos que comprovem a existência de cavidades nestas áreas. Segue descrição detalhada de cada UG.



Figura 8: Exemplo de descontinuidade entre duas unidades geomorfológicas de serra: Serra Sul (flanco sul da Serra de Carajás) e Serra da Bocaina (extremidade leste da Serra de Carajás), com uma unidade geomorfológica da planície do Rio das Parauapebas entre elas.

I – UG Serra Norte:

Localiza-se na porção centro-leste da unidade espeleológica Carajás, mais especificadamente na porção norte da serra homônima (Figura 10). Engloba os depósitos de ferro de N1 a N9. É conformada por relevo de serra alinhada com topo plano com orientação predominante WNW-ESE. Apresentam altitudes que variam de 400 a 600 m, podendo alcançar altitudes de 700 a 800 m. Estas serras são sustentadas pelos tipos litológicos do Grupo Grão Pará, onde predominam expressivos depósitos de ferro. As encostas dessas serras possuem declividades médias (20 a 40 %) a íngremes (45 a 100 %).

O limite leste desta unidade é a planície aluvial do Rio Parauapebas, enquanto o oeste é o Rio Itacaiunas. Possui cerca de 76 Km de extensão, correspondendo a 1157 km² de área.

II – UG Serra Sul:

Corresponde ao flanco sul da Serra de Carajás, recebendo a denominação local de Serra Sul devido aos depósitos de ferro que ocorrem em tal borda. Possui aproximadamente 73 Km de extensão e 845 km² de área. Engloba relevo de serra alinhada com orientação WNW-ESE, com alturas que variam de 100 a 300 m, atingindo frequentemente altitudes superiores a 600 m (Figura 11). É sustentada predominantemente por litotipos do Grupo Grão Pará (formação ferrífera e vulcânicas básicas associadas), e subordinadamente por metassedimentos terrígenos da Formação Águas Claras (metaconglomerados, meta-arenitos arcoseanos e metassiltitos laminados). Este relevo de serra pode apresentar topo aplainado, angulares e até arredondado, e com vertentes côncavas-convexas mais acentuadas na base. Os topos mais aplainados são sustentados por formações ferríferas e canga de minério de ferro.

Os limites leste e sudoeste desta UG são, respectivamente, como na UG Serra Norte, os rios Parauapebas e Itacaiunas.

III – UG Serra da Bocaina

O compartimento denominado de Serra da Bocaina, localizado na porção sudeste da unidade espeleológica Carajás, corresponde à continuidade leste da Serra Sul, separada desta pelo entalhe fluvial do Rio Parauapebas, conforme pode ser visto nas Figuras 12. Seu limite leste é dado por planície aluvial do Rio Verde, afluente de margem direita do Rio Parauapebas, que a separa das serras do Rabo e da Estrela.

Sua fisiografia é muito semelhante a da Serra Sul, com altitudes superiores a 600 m e topos planos

com ocorrências de canga laterítica. Apresenta 257 km² de área e 24 km de extensão segundo a direção E-W.

IV – UG Serra do Rabo - Estrela

Localiza-se na porção sudeste da unidade espeleológica Carajás, correspondendo a extremidade leste da Serra Sul, sendo individualizada desta devido à presença de uma depressão topográfica formada pelo entalhe de Rio Verde. É constituída pelas serras do Rabo, a sul, e a da Estrela, a norte, interligadas fisicamente, apesar da variação de toponímia, perfazendo 30 km de extensão segundo a direção norte-sul e 197 km² de área (Figura 13). As altitudes nesta unidade variam de 350 a 900 m, apresentando desníveis de 150 a 400m em relação à Depressão Interplanáltica que a circunda.

A morfologia predominante corresponde a topos planos a ondulados, comumente convexos (platôs) com altitudes entre 650 e 900 m além de cristas estruturais com altitudes entre 500 e 600 m. Os vales são muito encaixados, fortemente controlados por falhamentos de direção NW-SE. As encostas apresentam declividades superiores a 20% e frequentemente acima de 45%.

Assim como as demais UGs, é sustentada principalmente por rochas vulcânicas máficas e formações ferríferas associadas ao Grupo Grão-Pará.

V – UG Serra Leste

A UG Serra Leste, com 549 km² de área, situa-se na porção leste da unidade espeleológica de Carajás, a norte das cidades de Parauapebas e Curionópolis (Figura 14).

Caracterizam-se por cristas estruturais NE-SW que seguem por cerca de 49 km, e vales encaixados, desenvolvidos sobre rochas metavulcanossedimentares (anfíbolito, serpentinito, quartzito). Ocorre ainda, com menor expressão espacial, topos planos a ondulados recobertos por laterita, degradados pela atividade pecuária.

As altitudes dos topos situam-se entre 400 e 600 metros, com desníveis de até 200 metros em relação aos fundos dos vales. As vertentes são íngremes, com declividades superiores a 45%.

Tem o Rio Parauapebas como seu limitante ocidental, e a Depressão Goiano-Paraense no limite oriental.

VI – UG Serra do Cinzento

Situada na parte norte da unidade espeleológica Carajás, esta unidade apresenta 514

km² de área e é composta por cristas estruturais orientadas WNW-ESE com cerca de 100 km de extensão, balizadas por uma região de cisalhamento, com alguns topos planos a ondulados e altitudes entre 550 e 800 metros (Figura 15).

A drenagem é encaixada, seccionando as cristas transversalmente, condicionando desníveis entre 150-250 metros. As vertentes são retilíneas e côncavas com declividades superiores a 45%. O substrato é constituído por rochas metavulcanossedimentares como actinolita-xisto e anfíbolito.

No interior da serra e em seu entorno afloram partes do embasamento gnáissico e granítico, dissecado em formas de colinas com altitudes de 300 metros e morrotes esparsos, pertencentes à Depressão Interplanáltica.

VII – UG Aquiri

Localiza-se na porção oeste da unidade espeleológica Carajás. É conformada por relevo de serras estruturadas, alinhadas na direção E-W, com altitudes em torno de 400 a 500 m e topo com formas aguçadas e alongadas em geral (Figura 16). O padrão de vertentes é íngremes e com forte controle estrutural. Apresenta cerca de 65 km de extensão, correspondendo a uma área de 423 km² de área.

Relevos de menor amplitude, como associação de colinas e morros, predominando as colinas, ocorrem no interior e no entorno desta unidade.

As serras são suportadas pelos tipos litológicos do Grupo Grão Pará, como metabasaltos e formações ferríferas associadas, além de metassedimentos da Formação Águas Claras, como metarenitos e metassiltitos.

VIII – UG Serra de São Felix

Situa-se na extremidade ocidental da unidade espeleológica Carajás, 30 km a norte da cidade de São Félix do Xingu. Trata-se de uma serra alinhada segundo a direção E-W, com 11 km de extensão, cujo topo é aplainado a ligeiramente ondulado, com altitudes alcançando de 600 a 650 m, e as encostas são íngremes, escarpadas, com declividade variando de 45° a 60° (Figura 17). Possui 101 km² de área.

A Serra de São Félix é sustentada por rochas vulcânicas de natureza ácida e básica, e formações ferríferas correlacionáveis à Formação Carajás.

O padrão de drenagem pode ser definido como dendrítico a subdendrítico, onde há o domínio de drenagens de 1ª e 2ª ordens. No relevo de serra predominam drenagens encaixadas com a forma do

leito geralmente em “V”. O padrão de drenagem instalada na região da Serra de São Félix faz parte do contexto da grande bacia do médio Rio Xingu.

VIII – UG Serra Arqueada

A Serra Arqueada, localmente conhecida como Serra da Motuca, constitui uma expressão geomorfológica de 102 km² de área e aproximadamente 51 km de extensão, com direção leste-oeste, situada entre as serras do Onça, a sul, e do Puma, a norte.

O arcabouço litológico da serra Arqueada é constituído, em linhas gerais, por rochas vulcânicas ácidas foliadas e milonitizadas, xistos e formações ferríferas, provavelmente parte de uma seqüência vulcanossedimentar que forma o conjunto de rochas supracrustais atribuído ao Grupo Sapucaia.

Apresenta crista estrutural, com topo aguçado e alongado, vertentes íngremes e com forte controle de falhas. Altitudes superiores a 600 m marcam um desnível de mais de 300 m quando comparado com a Depressão Interplanáltica que a circunda (Figura 18).

Formações ferríferas afloram no topo, junto com couraças ferruginosas (cangas).

3. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A unidade espeleológica de Carajás, é caracterizada por conjunto de serras com topo em geral aplainado, correspondentes ao Planalto Residual da Amazônia Meridional. Tais serras apresentam altitudes entre 500 e 700 m, contrastando com a Depressão Interplanáltica da Amazônia Meridional, cuja altitude está em torno de 200 m.

Nove unidades geomorfológicas locais foram delimitadas na unidade espeleológica de Carajás, a saber: UG Serra Norte; UG Serra Sul; UG Serra da Bocaina; UG Serra Leste; UG Cristalino; UG Serra Arqueada; UG Serra de São Felix; UG Aquiri; e UG Serra do Cinzento. atendendo o Decreto 6.640/2008 e IN MMA 02/2009.

No atual cenário, com uma produção de conhecimento acerca do conjunto espeleológico na região de estudo, tornam-se necessárias constantes revisões da proposta apresentada, pois estudos espeleológicos, recentes comprovam similaridades geoespeleológica e bioespeleológica em cavidades localizadas na região de Carajás, estudadas até então, reforçam a idéia de unificar as unidades geomorfológicas (Serra Sul e Serra da Bocaina) e possível adição de outra unidade geomorfológica, a Serra do Pardo.

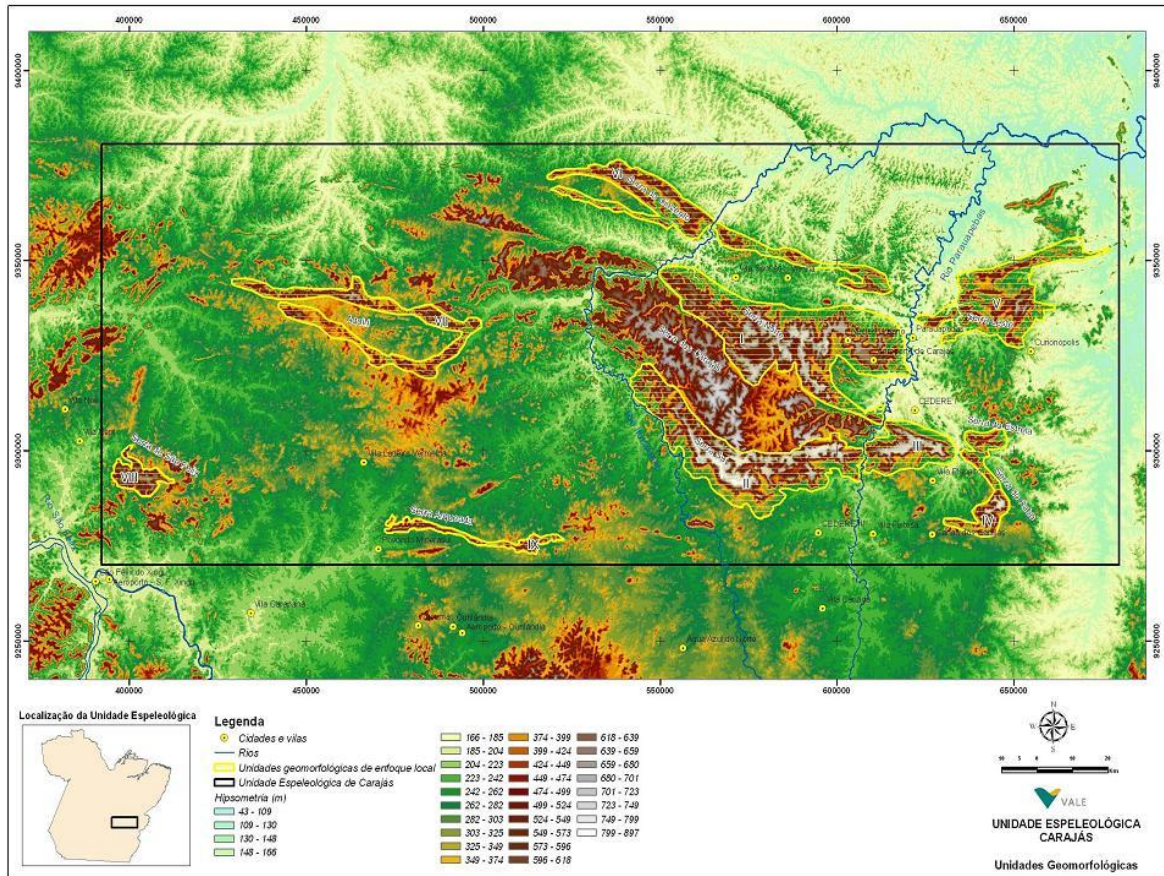


Figura 09: Unidades geomorfológicas de enfoque local: I) UG Serra Norte; II) UG Serra Sul; III) UG Serra da Bocaina; IV) UG Serra do Rabo – Estrela; V) UG Serra Leste; VI) UG Serra do Cinzento; VII) UG Aquiri; VIII) UG Serra de São Felix; e IX) UG serra Arqueada

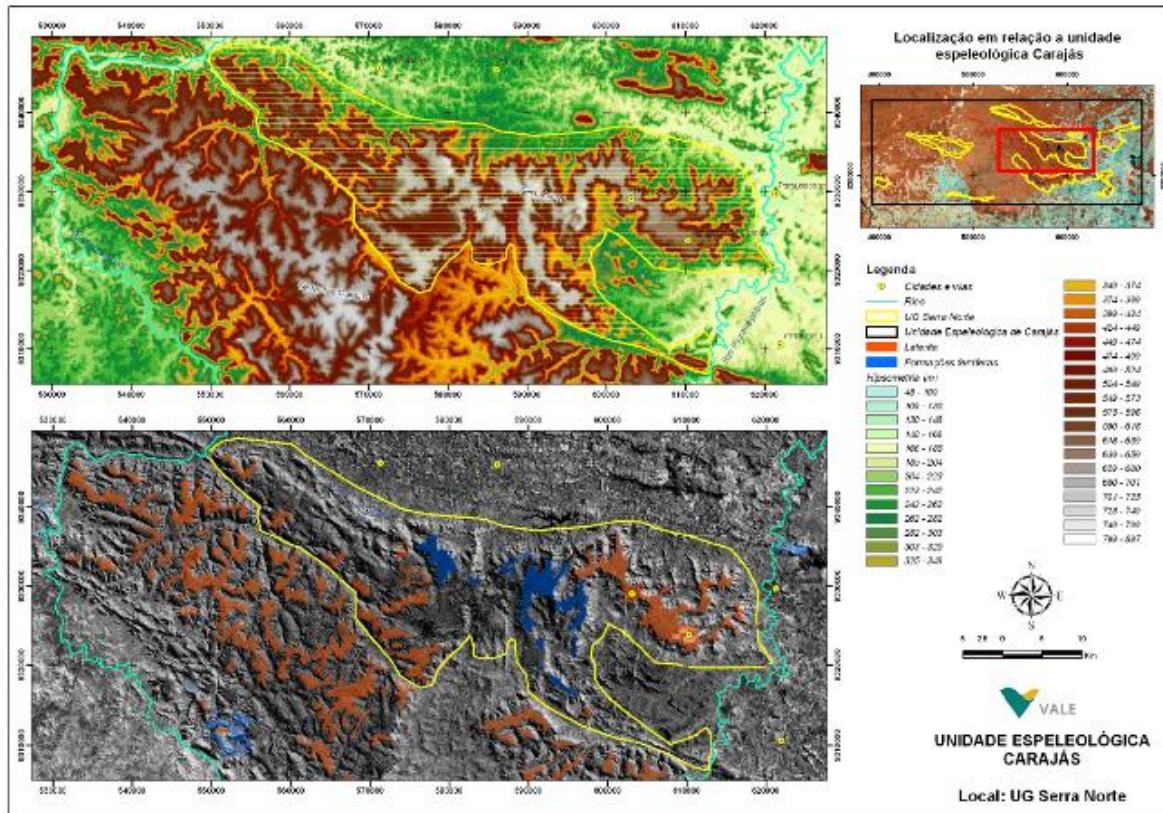


Figura 10: Mapa da localização da unidade geomorfológica Serra Norte. Mapa hipsométrico sobre imagem de satélite destaca as principais serras da região.

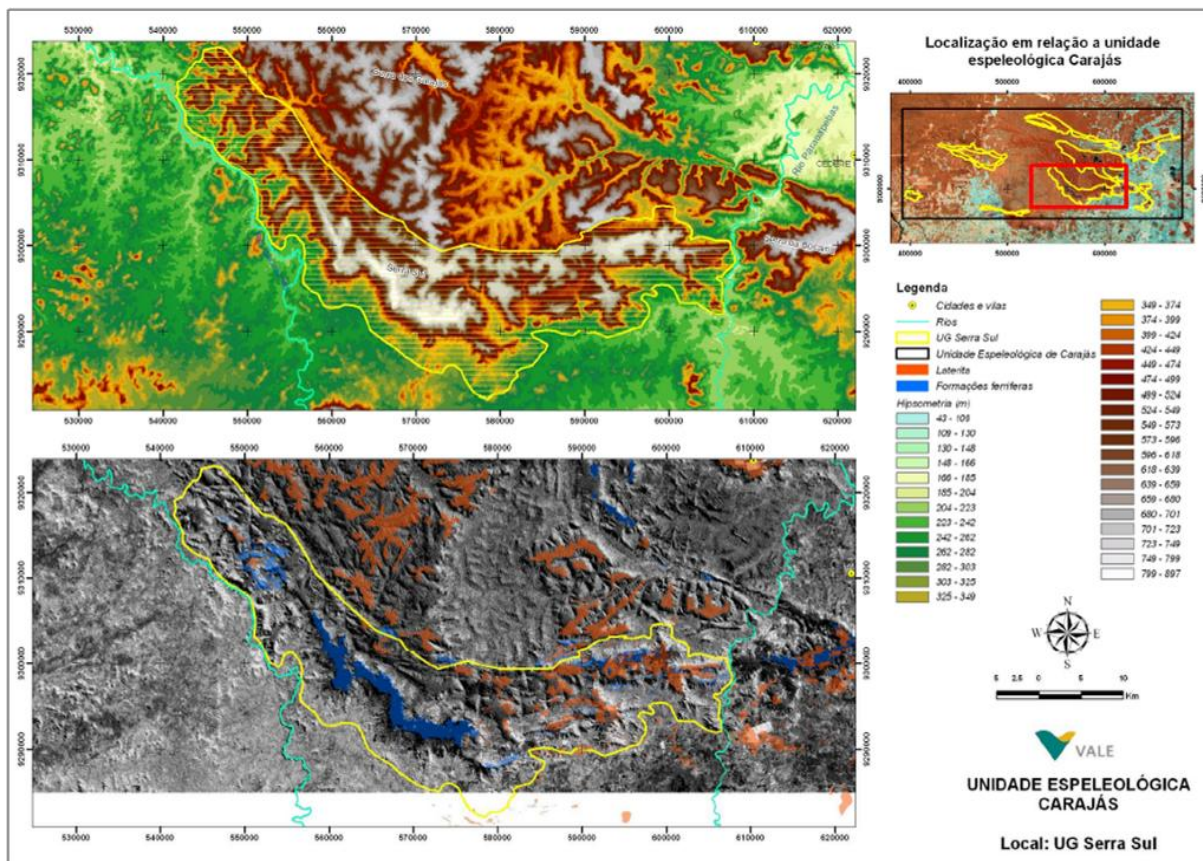


Figura 11: Mapa da localização da unidade geomorfológica Serra Sul. Mapa hipsométrico sobre imagem de satélite destaca as principais serras da região.

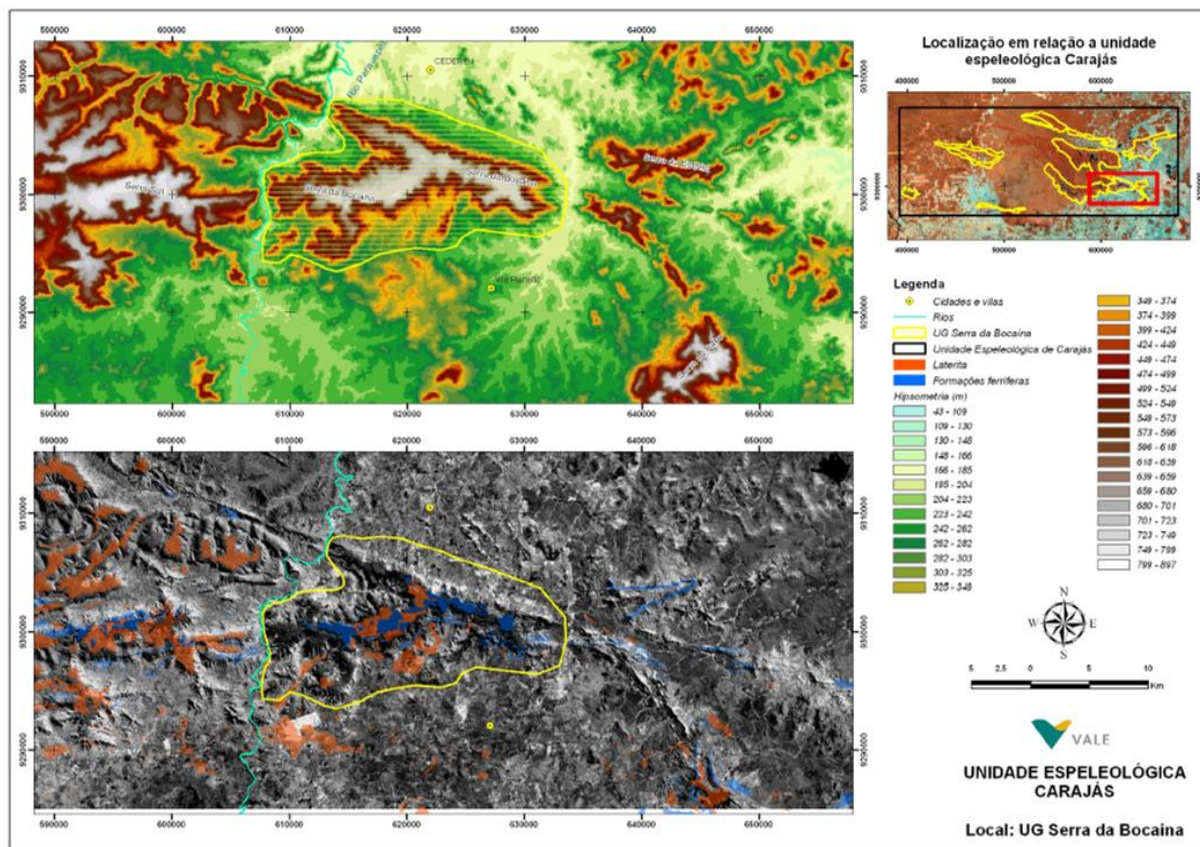


Figura 12: Mapa da localização da unidade geomorfológica Serra da Bocaina. Mapa hipsométrico sobre imagem de satélite destaca as principais serras da região.

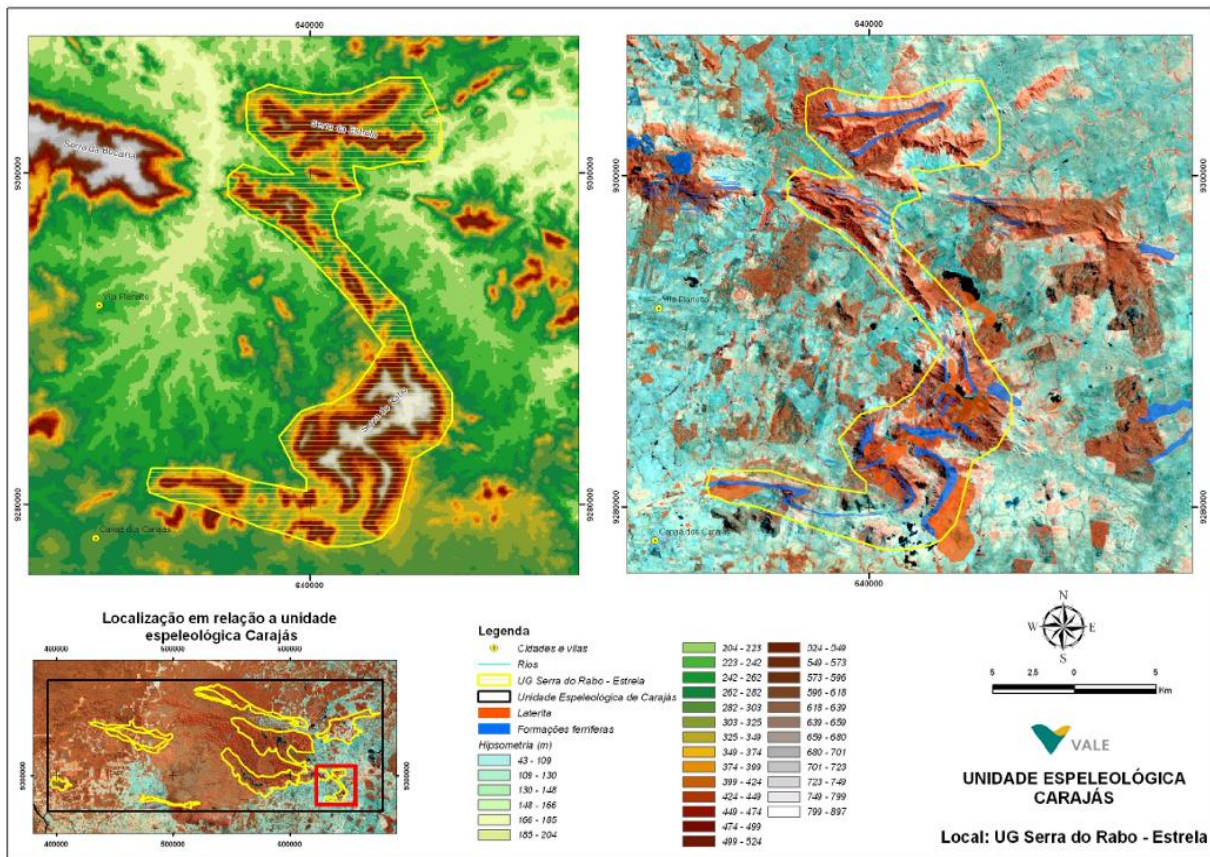


Figura 13: Mapa da localização da unidade geomorfológica Serra do Rabo - Estrela. Mapa hipsométrico sobre imagem de satélite destaca as principais serras da região.

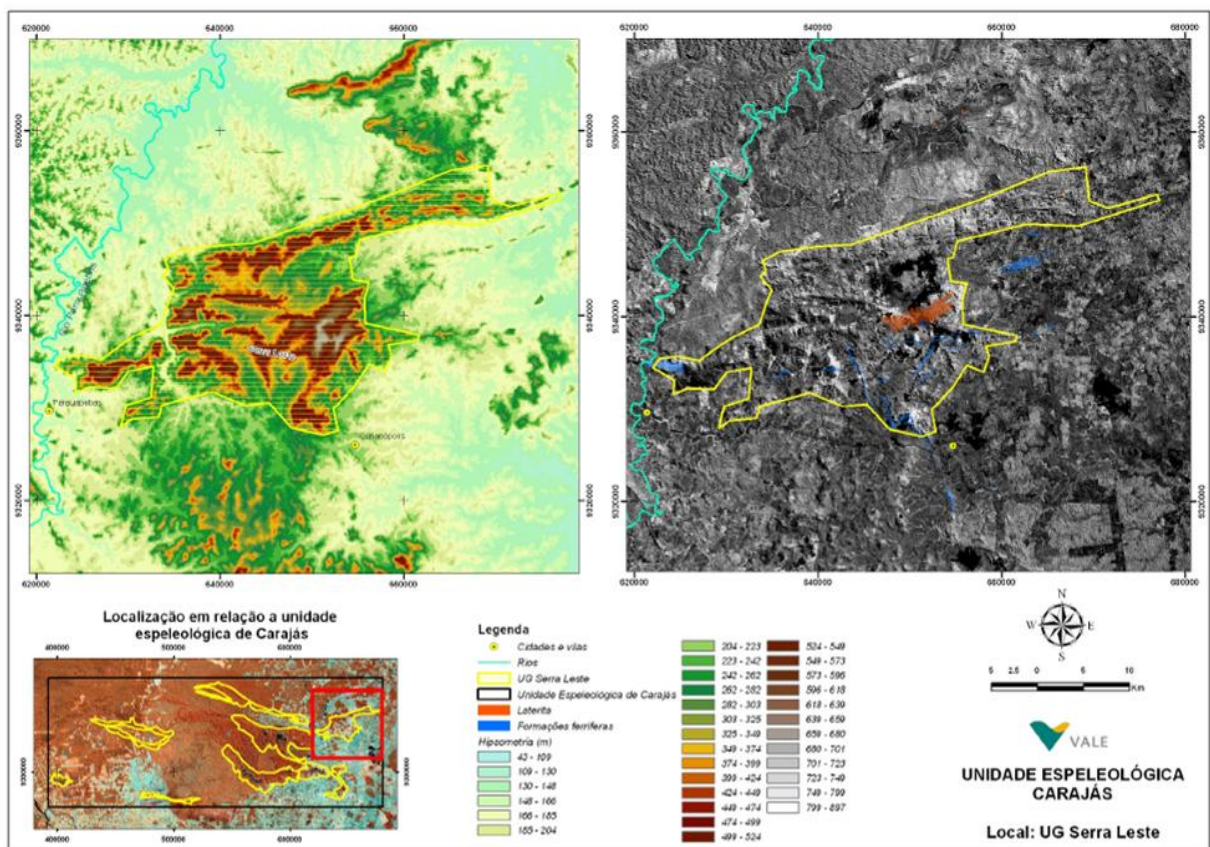


Figura 14: Mapa da localização da unidade geomorfológica Serra Leste. Mapa hipsométrico sobre imagem de satélite destaca as principais serras da região.

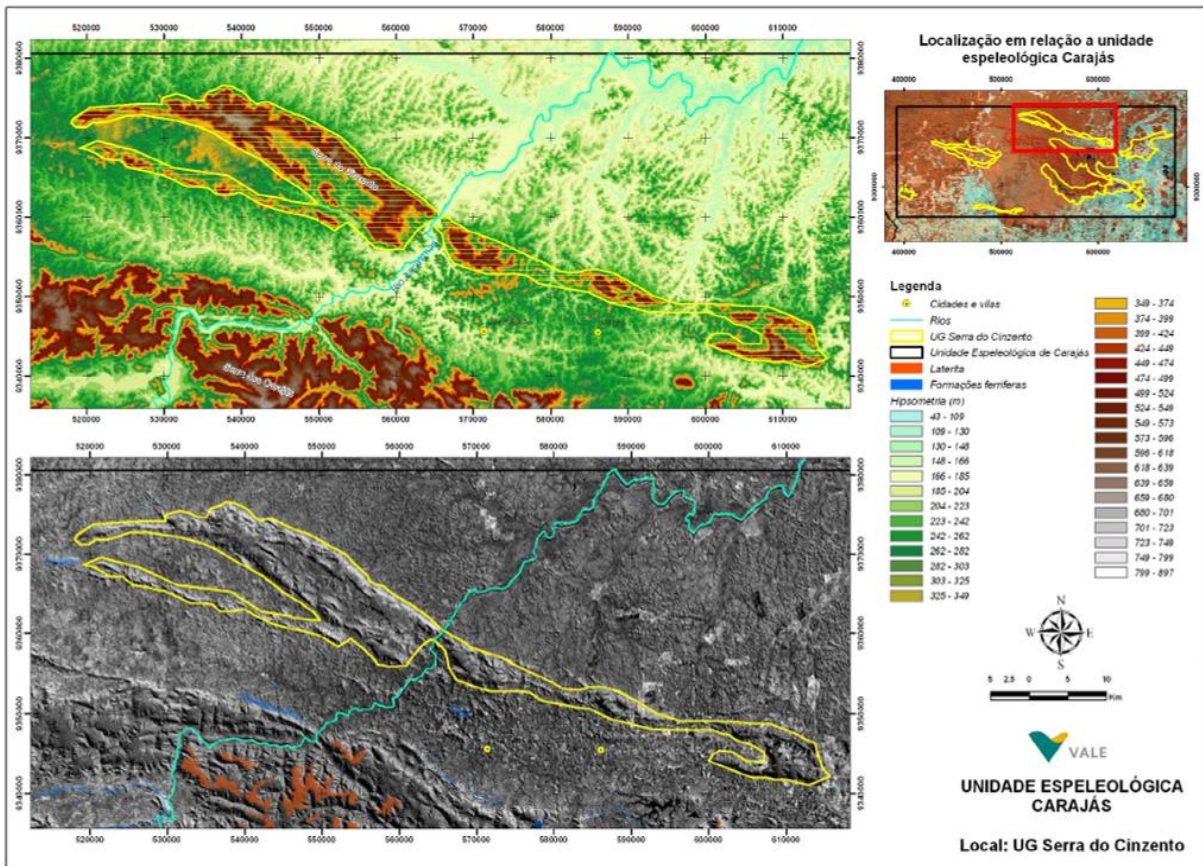


Figura 15: Mapa da localização da unidade geomorfológica Serra do Cinzento. Mapa hipsométrico sobre imagem de satélite destaca as principais serras da região.

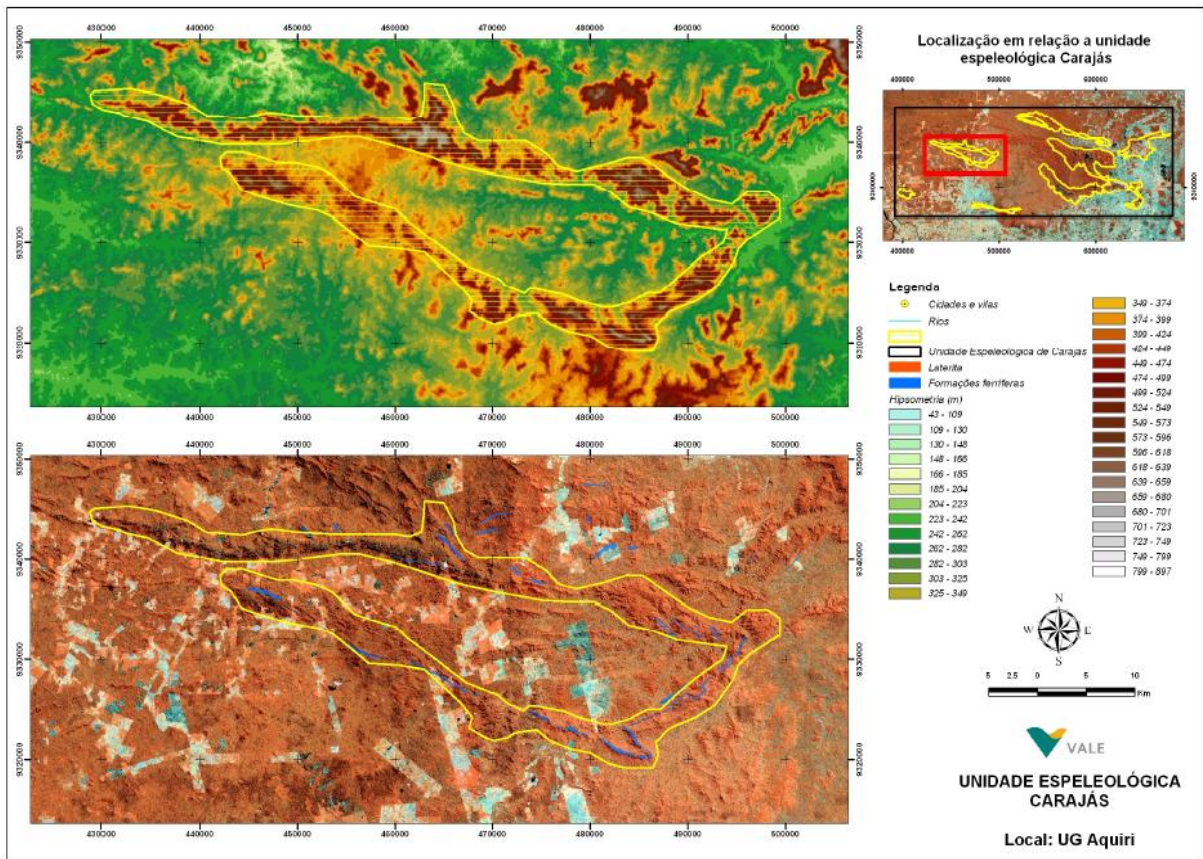


Figura 16: Mapa da localização da unidade geomorfológica Serra do Aquiri. Mapa hipsométrico sobre imagem de satélite destaca as principais serras da região.

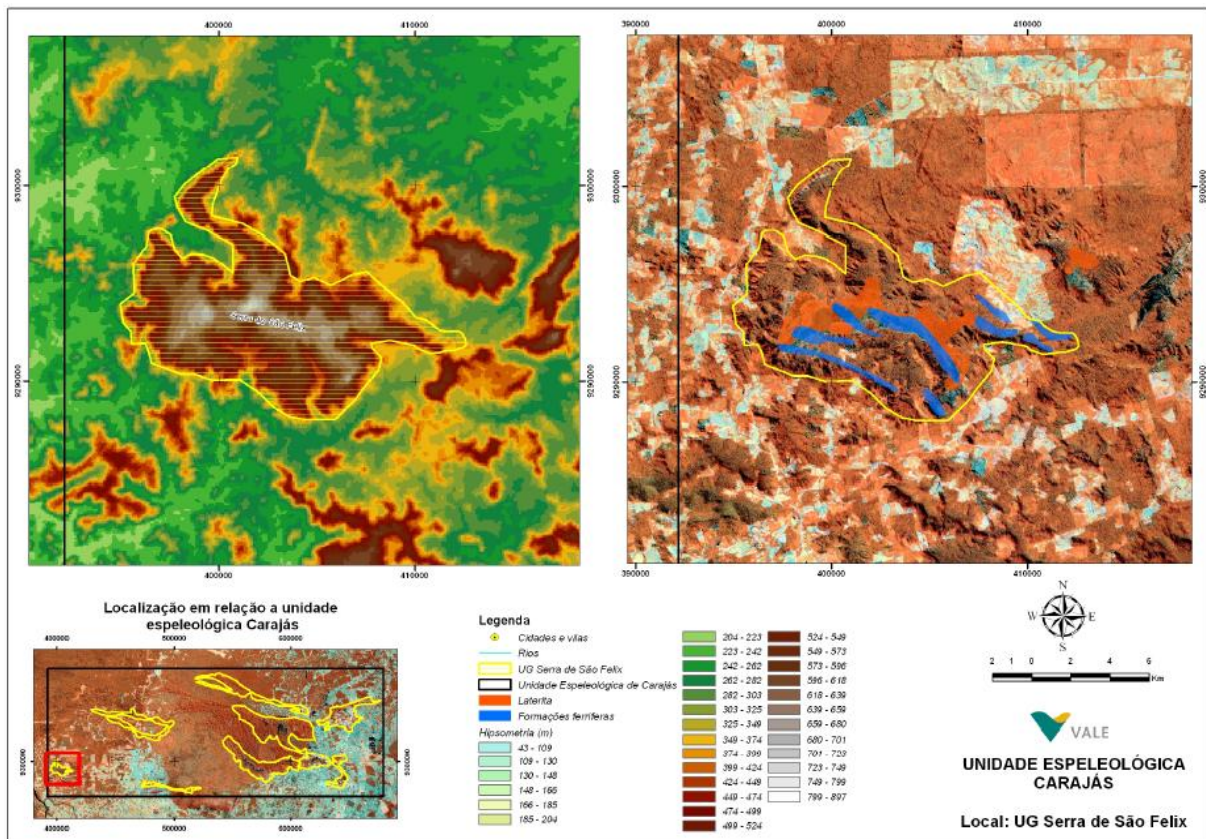


Figura 17: Mapa da localização da unidade geomorfológica Serra de São Felix. Mapa hipsométrico sobre imagem de satélite destaca as principais serras da região.

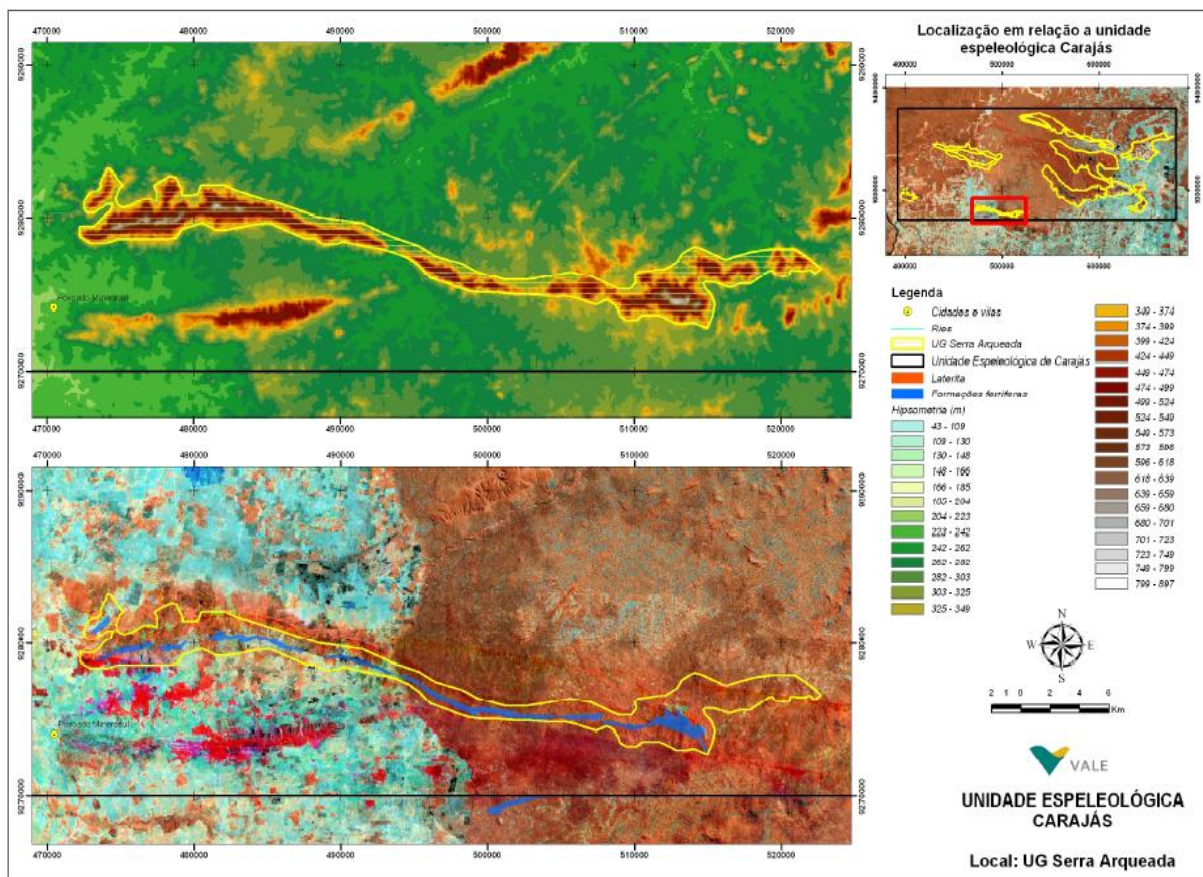


Figura 18: Mapa da localização da unidade geomorfológica Serra Arqueada. Mapa hipsométrico sobre imagem de satélite destaca as principais serras da região.

BIBLIOGRAFIA

- Alkmim, F. F., and Marshak, S. *Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero: Precambrian Research*, v. 90, 1998 p. 29 - 58.
- Auler, A; Rubbioli, E; Brandi, R.. **As Grandes Cavernas do Brasil**. Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas, 2001. 228 p.
- Auler, A.S; Piló, L.B.. Aspectos morfológicos e evolução de cavernas em minério de ferro no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: *II Encontro Brasileiro de Estudos do Instituto de Geociências, IG-USP. Caderno de Resumos*, 2007. 8 p.
- CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. **Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará : Sistema de Informações Geográficas – SIG** : texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Organizadores: Vasquez, M. L., Rosa-Costa, L. T.. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM, 2008. 328 p.
- CVRD/CMM. Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26. **Resumos das Comunicações**. Belém: SBGNúcleo Norte, 1972. v. 2, p. 78-80.
- DOCEGEO. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**. Anais. Belém: CVRD/SBG, 1988. p. 11–59.
- Hill, C.; Forti, P. *Cave Minerals of the World*. National Speleological Society. 1997. 463p.
- Hühn, S.R.B.; Macambira, M.J.B, Dall’agnol, R. Geologia e Geocronologia Pb/Pb do Granito Alcalino Arqueano Planalto, Região da Serra do Rabo – Carajás – PA In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA. **Resumos expandidos**. Manaus: SBG, 1999a. 463-466p.
- IBGE - **Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística**. Mapa de climas do Brasil. Escala 1:5.000.000. 2002
- IBGE - **Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística**. Mapa de Biomas do Brasil. Diretoria de Geociências. Rio de Janeiro 2004.
- Macambira *et al.*. **Projeto Serra Norte e Projeto Pojuca**: relatório final. Belém: SEPLAN/Docegeo/UFPA; DNPM/Docegeo/UFPA, 1990. 150 p.
- Machado, N.; Lindenmayer, Z.G.; Krogh, T.E. *U-Pb Geochronology of archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. Precambrian Research*, v. 49. 1991. 329-354 p.
- Meireles *et al.* Geologia das folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral dos Carajás, estado do Pará. In: Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais**. Rio de Janeiro: SBG, 1984. v.5, 1984. 2164-2174p.
- Morellato, L.P.C.; Rosa, N.A. Caracterização de alguns tipos de vegetação na região amazônica, Serra dos Carajás, Pará, Brasil. *Revista Brasileira de Botânica*, 1991. 14: 1-14.
- Mougeot *et al.* *Geochronological constraints for the age of the Águas Claras Formation (Carajás Province, Pará State, Brazil)*. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39. **Resumos expandidos**. Salvador: SBG, 1996. v. 6, 579-581 p.
- Nogueira, A.C.R.; Truckenbrodt, W.; Pinheiro, R.V.L. Formação Águas Claras, Précambriano da serra do Carajás: redescrição e redefinição litoestratigráfica. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**. 1995 v. 7, 177-197 p.

- Paradella, W.R.; Silva, M.F.F.; Rosa, N.A. *A geobotanical approach to the tropical rain forest environment of the Carajás Mineral Province (Amazon Region Brazil) based on digital TM and DEM data. International Journal of Remote Sensing*, 1994. 15(8): 1633-1648 p.
- Pires, J.M. *Tipos de Vegetação da Amazônia*. In: Simões, M.F. ed. "O Museu no Ano do Sesquicentenário". **Publ. Avuls.** Mus. Para. Emílio Goeldi, Belém. 1973. 179-202 p.
- Pires, M.P.; Prance, G.T. *The Vegetation Types of the Brazilian Amazon*. In: Prance, G.T.; Lovejoy, T.E (eds). *Key environments: Amazonia*. **Pergamon Press**. Oxford. 1985 109-145 p.
- Porto, M.L. & Silva, M.F.F. da. *Tipos de Vegetação Metalófila da Área da Serra dos Carajás e Minas Gerais*. **Acta Botânica Brasileira**. 1989. Vol. 3(2): 13-21 p.
- Radambrasil. **Projeto Radambrasil**. *Levantamento de recursos naturais*. Folha SB.22 Araguaia e parte da folha SC.22 Tocantins. Rio de Janeiro. 1974 v.4 p.
- Radambrasil. **Projeto Radambrasil**. Folhas SF23/24 Rio de Janeiro e Vitória: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1983. 780 p.
- Salomão, R.P.; Silva, M.F.F.; Rosa, N.A. Inventário ecológico em floresta pluvial tropical de terra firme, Serra Norte, Carajás, Pará. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Botânica**. 1988. 4(1): 1-46 p.
- Santos, J.O.S. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: BIZZI, L.A. et al. (Ed.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**: texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 2003. 169-226 p.
- Silva, G.G. et al. Departamento Nacional da Produção Mineral. **Projeto Radam**. Folha SB. 22 - Araguaia e parte da folha SC. 22 - Tocantins: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1974. il. p. I/3- I/143.
- Silva, M.F.F.; Rosa, N.A.; Salomão, R.P. **Estudos botânicos na área do Projeto Ferro Carajás**. 3. Aspectos florísticos da 114, VOL. 36(1) 2006: 107 – 114.
- Silva, M.F.F.; Rosa, N.A.; Oliveira, J. Estudos botânicos na área do Projeto Ferro Carajás. 5. Aspectos florísticos da mata do rio Gelado, Pará. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Botânica**. 1987 3(1): 1-20 p.
- Silva, M.F.F.; Rosa, N.A. Análise do estrato arbóreo da vegetação sobre jazidas de cobre na Serra dos Carajás - PA. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Botânica**. 1985. 5(2): 175-205 p.
- Silva, M. F. F. & Secco, R. S. & Lobo, M. G. A. Aspectos ecológicos da vegetação rupestre da Serra dos Carajás (PA). **Acta Amazônica**. 1996. 26: 17-44 p.
- Veloso, HP. Rangel Filho, A.C.R. Lima, J.C. A - Classificação da vegetação Brasileira adaptada a um sistema universal. **IBGE** 1991.

Fluxo editorial:

Recebido em: 29.03.2011

Corrigido em: 05.05.2011

Aprovado em: 12.05.2011

A revista *Espeleo-Tema* é uma publicação da Sociedade Brasileira de Espeleologia (SBE).

Para submissão de artigos ou consulta aos já publicados visite:

www.cavernas.org.br/espeleo-tema.asp

CARACTERIZAÇÃO DA UNIDADE ESPELOLÓGICA E DAS UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS DA REGIÃO DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO - MG

CHARACTERIZATION OF THE SPELEOLOGICAL UNIT AND OF THE GEOMORPHOLOGICAL UNITS OF THE QUADRILÁTERO FERRÍFERO REGION - MG

Oswaldo A. Belo de Oliveira, João Paulo R. Olivito & Daniela Rodrigues-Silva

Vale - Gerência de Espeleologia e Tecnologia, Belo Horizonte-MG.

Contatos: osvaldo.belo@vale.com; jpr_olivito@yahoo.com.br; daniela.silva@vale.com.

Resumo

A metodologia da instrução normativa MMA 2/09, para a avaliação do grau de relevância das cavidades naturais subterrâneas nos processos de licenciamento ambiental, estabelece que a análise da importância dos seus atributos seja feita simultaneamente sob o enfoque regional e local, definidos como unidades espeleológica e geomorfológica. Para o atendimento a essa instrução, a Vale S.A. apresentou ao CECAV-ICMBio as unidades espeleológica e geomorfológicas que subsidiaram a classificação da relevância de cavidades naturais subterrâneas presentes nas áreas onde opera, na região do Quadrilátero Ferrífero – MG. A delimitação dessas unidades - feita com base na geologia e geomorfologia, através da interpretação de mapas geológicos, geomorfológicos, topográficos, hipsométricos e imagens de satélite - é apresentada neste trabalho com uma primeira revisão, que norteará os processos de licenciamento ambiental nesta importante província mineral, que não constitui um carste clássico.

Palavras-Chave: Licenciamento ambiental; Quadrilátero Ferrífero, unidade espeleológica; unidade geomorfológica.

Abstract

The methodology of normative instruction MMA 2/09, to assess the degree of relevance of the natural underground cavities in the environmental licensing process, requires that the analysis of the importance of its attributes be made simultaneously in the regional and local focuses, defined as speleological and geomorphological units. To meet this instruction, Vale S.A. presented to CECAV-ICMBio the speleological and geomorphological units that supported the classification of the relevance of natural underground cavities present in the areas where it operates, in the Quadrilátero Ferrífero region - MG. The delimitation of these units - made on the basis of geology and geomorphology, through the interpretation of geological, geomorphological, topographical and hypsometric maps and satellite images - is presented in this paper with a first review, which will guide the process of environmental licensing in this important mineral province, which is not a classic karst.

Key-Words: Environmental licensing; Quadrilátero Ferrífero; speleological unit; geomorphological unit.

1. INTRODUÇÃO

O Decreto 6640/2008 estabelece que as cavidades naturais subterrâneas sejam classificadas de acordo com seu grau de relevância a partir do nível de importância dos atributos biológicos, físicos e socioeconômicos das cavidades, avaliadas sobre o enfoque regional e local, enfoque estes descritos pela primeira vez naquele instrumento. Uma definição mais clara destes enfoques, entretanto, surge com a publicação da Instrução Normativa nº 02/2009 do MMA (IN), em 21/08/2009, que regulamenta o decreto supracitado. Segundo a IN, a análise sob enfoque local considera a “unidade geomorfológica”, expressamente compreendida,

como aquela que apresenta continuidade espacial e que contempla, no mínimo, a área de influência da cavidade (art. 14 §2); já a análise sob enfoque regional leva em consideração o cenário da “unidade espeleológica”, formalmente definida como “área com homogeneidade fisiográfica (...) que pode congrega diversas formas de relevo cárstico e pseudocárstico (...), delimitada por um conjunto de fatores ambientais específicos para a sua formação” (art. 14 §3).

Com a publicação do Decreto 6640, em 08 de novembro de 2009, o impacto irreversível em cavernas passou a ter uma regulamentação específica, diferente da situação jurídica anterior –

quando, pela ação do Decreto 99.556/1990, nenhum impacto a cavernas era admitido no Brasil. A aplicação do decreto - por meio da metodologia definida pela IN - depende da comparação de diversos atributos geológicos e biológicos entre as cavidades naturais subterrâneas, em escala regional e local, tornando necessária a definição das unidades espeleológica e geomorfológica.

Não há correspondência conceitual entre os enfoques de comparação previstos na IN e as províncias espeleológicas, já discutidas, principalmente para o calcário, pela comunidade espeleológica (Karmann e Sanchez, 1979). Portanto, propostas a serem aplicadas de maneira uniforme em todo o território nacional devem ser apresentadas, para que os estudos espeleológicos vinculados aos processos de licenciamento ambiental utilizem a mesma amostra comparativa.

Importante ressaltar, porém, que a determinação dos limites geográficos para os enfoques previstos na IN somente atingirá o objetivo maior - de maior compatibilidade entre os estudos produzidos nas diversas regiões do Brasil, com a disponibilização do Cadastro Nacional de Informações Espeleológicas - CANIE - quando se tornará possível a coleta de informações para a composição das amostras, de acordo com o enfoque.

2. UNIDADE ESPELEOLÓGICA DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO - CONCEIÇÃO.

O Quadrilátero Ferrífero (QF) é considerada uma das mais importantes províncias minerais do Brasil, devido principalmente às suas jazidas de ouro e ferro. Corresponde a uma área de 7.200 km² coberta por levantamentos geológicos sistemáticos na escala 1:25.000, a partir de convênio firmado entre os governos dos EUA e do Brasil (USGS-DNPM) - em meados do século XX (Dorr, 1969) - levantamentos esses que servem de referência a todos estudos posteriores.

Para adequação à definição de unidade espeleológica, especificada na IN, foi estabelecida a unidade espeleológica denominada Quadrilátero Ferrífero - Conceição, que engloba, no enfoque local, dez unidades geomorfológicas, de acordo com a norma, que prescreve que as análises de atributos das cavernas estejam vinculadas (enfoque local e regional). O termo unidade espeleológica

Quadrilátero Ferrífero já havia sido estabelecido por Auler *et al* (2001), com base na ocorrência de algumas cavidades em dolomitos nas formações geológicas Gandarela e Fecho do Funil (Dorr, 1969).

Extrapolando o limite do QF para norte, com base nas características geológicas - a despeito de sua descontinuidade - a unidade espeleológica do QF - Conceição compreende, além do QF, a região de Conceição do Mato Dentro. Sua delimitação foi definida com base no trabalho do USGS-DNPM, que estendeu as unidades geológicas do QF até a região de Itabira - limite do referido levantamento geológico - e em dados da CPRM (2001), que correlacionam temporalmente as rochas do QF com aquelas da região de Conceição do Mato Dentro - um conjunto de elevações que se estende por mais de 50 km, desde a cidade de Santo Antônio do Rio Abaixo até a localidade de São Sebastião do Bom Sucesso. (figura 1).

A delimitação das áreas de enfoque regional e local foi feita por profissionais da Vale e consultores com base na interpretação de mapas geológicos, geomorfológicos, topográficos, hipsométricos e imagens de satélite, além de trabalhos publicados que evidenciam o forte controle litoestrutural e tectônico no arcabouço geomorfológico da unidade espeleológica QF - Conceição.

2.1 Geologia.

O QF localiza-se no centro sul do Cráton do São Francisco (Almeida, 1977), uma porção antiga da crosta parcialmente coberta por sequências, paleo e mesoproterozóicas (Dorr, 1969; Marshak & Alkmim, 1989; Alkmim & Marshak, 1998). Representa uma típica província metalogenética de terrenos do tipo domos e quilhas, cujas unidades estratigráficas registram complexa evolução durante o Arqueano e o Paleoproterozóico, com retrabalhamento parcial no Neoproterozóico. Na região do QF podem ser individualizadas cinco unidades: terrenos granito-gnáissicos arqueanos, Supergrupo Rio das Velhas, Supergrupo Minas, Grupo Itacolomi e o Supergrupo Espinhaço, apresentadas na figura 2 e com algumas idades absolutas na coluna estratigráfica da figura 3. Sua denominação deve-se à forma quadrangular da região, delineada pela distribuição das rochas metassedimentares do Supergrupo Minas.

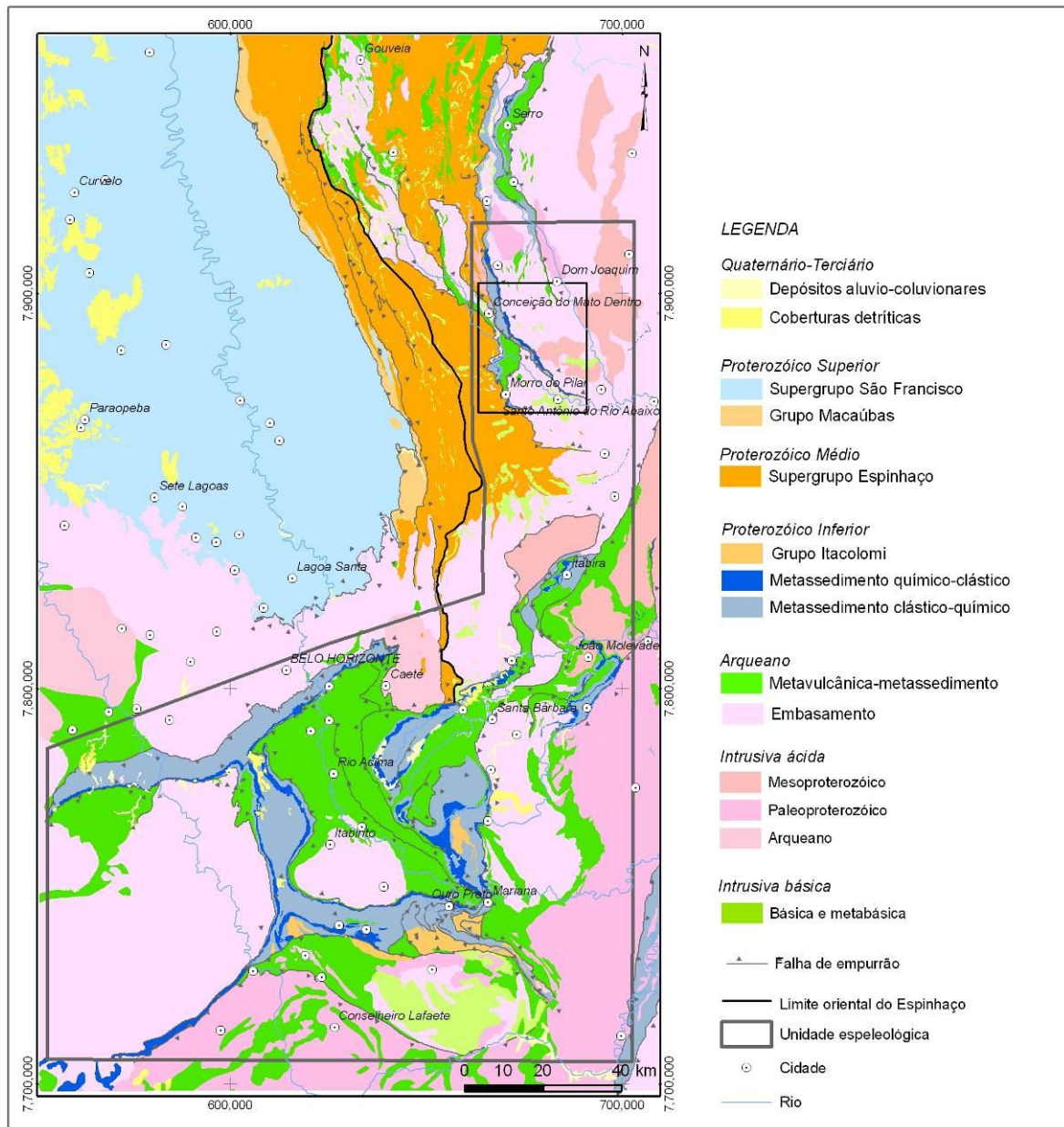


Figura 1 - Mapa geológico da unidade espeleológica QF – Conceição (simplificado de CPRM, 2001)

Os terrenos arqueanos compreendem diversos complexos granito-gnáissicos, periféricos ao QF e no seu interior - cortados por granitos arqueanos, paleoproterozóicos e mesoproterozóicos (Machado *et al.*, 1992; Noce, 1995; Dossin *et al.*, 1993) - e rochas supracrustais do Supergrupo Rio das Velhas, constituído por rochas metavulcânicas e metassedimentares que caracterizam o *greenstone belt* homônimo de idade arqueana (Dorr, 1969; Machado *et al.*, 1992).

O Grupo Caraça é formado essencialmente de metassedimentos clásticos e subdividido em duas formações: a Formação Moeda – basal, composta por quartzitos, conglomerados e filitos quartzosos - e a Formação Batatal - superior que compreende filitos, metacherts e lentes de formação ferrífera.

O Grupo Itabira é representado por uma sequência de metassedimentos químicos, subdividido nas formações Cauê e Gandarela. A Formação Cauê é caracterizada por conter formações ferríferas do tipo Lago Superior (itabiritos, itabiritos dolomíticos, itabiritos anfíbolíticos), filitos e horizontes manganíferos. A época de deposição dessas rochas foi estimada em 2.52 Ga. por Babinski *et al.* (1991), que consideraram uma espessura verdadeira entre 400 e 500 m. A Formação Gandarela é composta de rochas carbonáticas, mármore e filitos carbonáticos.

Os terrenos paleoproterozóicos correspondem às rochas do Supergrupo Minas, cuja estratigrafia foi originalmente definida por quatro grandes grupos; Tamanduá, Caraça, Itabira e Piracicaba, respectivamente da base para o topo (Dorr, 1969).

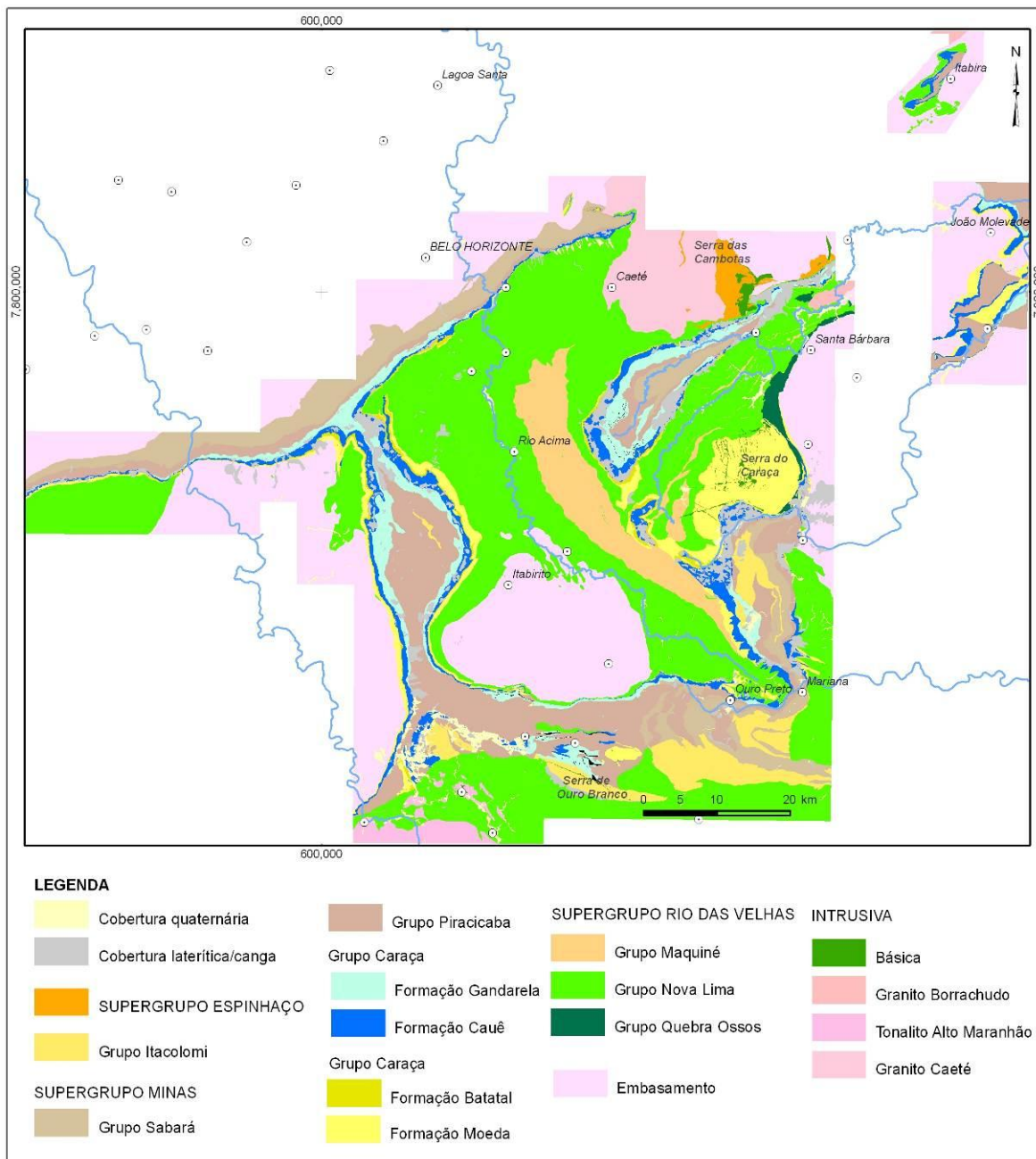


Figura 2 - Mapa geológico simplificado do QF modificado de Dorr (1969)

O Grupo Piracicaba originalmente compreendia cinco formações siliciclásticas, onde a Formação Fecho do Funil destaca-se pela relevante contribuição de rochas carbonáticas. A Formação Sabará interpretada como turbiditos do geossinclinal Minas (Dorr, 1969), com estudos posteriores, foi promovida ao Grupo Sabará (Pires, 1979; Machado *et al.*, 1996). O Grupo Itacolomi foi interpretado originalmente como uma sequência molássica intermontana, depositada no Mesoproterozóico e correlacionada ao Supergrupo Espinhaço (Barbosa, 1968; Dorr, 1969).

Coberturas sedimentares fanerozóicas destacam-se na estratigrafia da unidade espeleológica QF – Conceição, como cangas e sedimentos terrígenos fluviais e lacustres,

relacionados às coberturas lateríticas de idade Terciária. As coberturas de canga são o principal condicionador na espeleogênese associada aos depósitos de ferro laterítico.

No extremo norte da unidade espeleológica QF-Conceição - ao longo da borda oriental do Espinhaço - estreitas faixas descontínuas, geralmente constituídas por rochas metamáficas, metaltramáficas, formações ferríferas, xistos, e quartzitos, têm sido aventadas por diversos pesquisadores - sob o ponto de vista petrográfico, químico e de enquadramento geológico - como possíveis sequências do tipo *greenstone belts*, correlacionáveis ao Supergrupo Rio das Velhas (Uhlein, 1982; Fogaça, 1985; Neves, 1998).

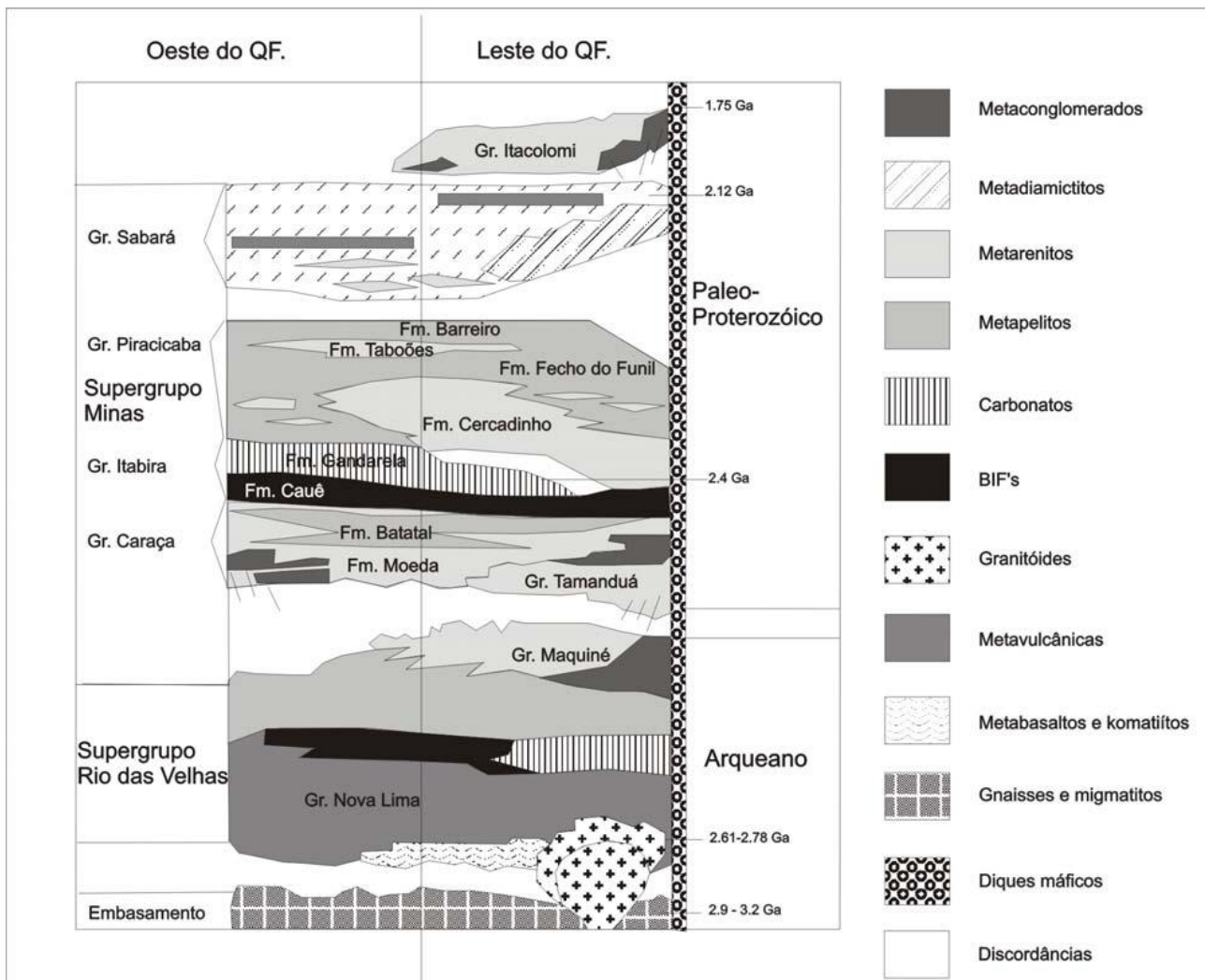


Figura 3 - Coluna estratigráfica para o QF, apresentando algumas idades absolutas (Alkmim & Marshak, 1998).

Associada a essas rochas ocorre uma sequência epiclástica fina com sedimentação química associada (figura 4), semelhante ao Supergrupo Minas do QF (Dorr, 1969). Essas estreitas faixas descontínuas de metassedimentos se destacam no relevo e são constituídas principalmente por quartzitos, quartzitos sericíticos e ferruginosos, xistos, filitos e itabiritos, com espessura estimada de 300 a 500 metros. Essa unidade, definida pela Vale como Grupo Conceição do Mato Dentro e anteriormente descrita por diversos autores, (Pflug & Renger, 1973; Uhlein, 1982; Vilela & Santos, 1983; Assis & Marini, 1983) é correlacionada ao Supergrupo Minas (CPRM, 2001), apesar da descontinuidade física entre ambas.

Do ponto de vista estrutural, o QF é delineado por feições fortemente condicionadas pela tectônica, onde se destacam grandes sinclinais e anticlinais, que conformam a geometria poligonal que lhe dá nome, produto de pelo menos três eventos tectônicos compressivos (Dorr, 1969; Noce 1995; Alkmim & Marshak, 1998). Esse registro tectônico ocorre também na região de Conceição do Mato Dentro.

2.2. Geomorfologia

O papel do controle estrutural e tectônico sobre a organização geomorfológica do QF – que se estende à unidade espeológica – representa, há décadas, um ponto de convergência de opiniões de muitos geocientistas, que dedicaram atenção ao estudo da morfogênese desta região. A partir de Harder & Chaberlin (1915), que relacionaram a evolução do relevo do QF com suas estruturas geológicas, substrato rochoso e erosão diferencial definindo três domínios denominados de terras altas, medianas e baixas, respectivamente correspondentes a quartzitos e itabiritos, xistos e filitos e granito-gnaisses, outras considerações foram feitas sobre a sua conformação geomorfológica - todas também controladas por estruturas geológicas (dobras e falhas) e pela erosão diferencial - destacando-se King (1956), Barbosa & Rodrigues (1965), Dorr (1969) e Barbosa (1980).

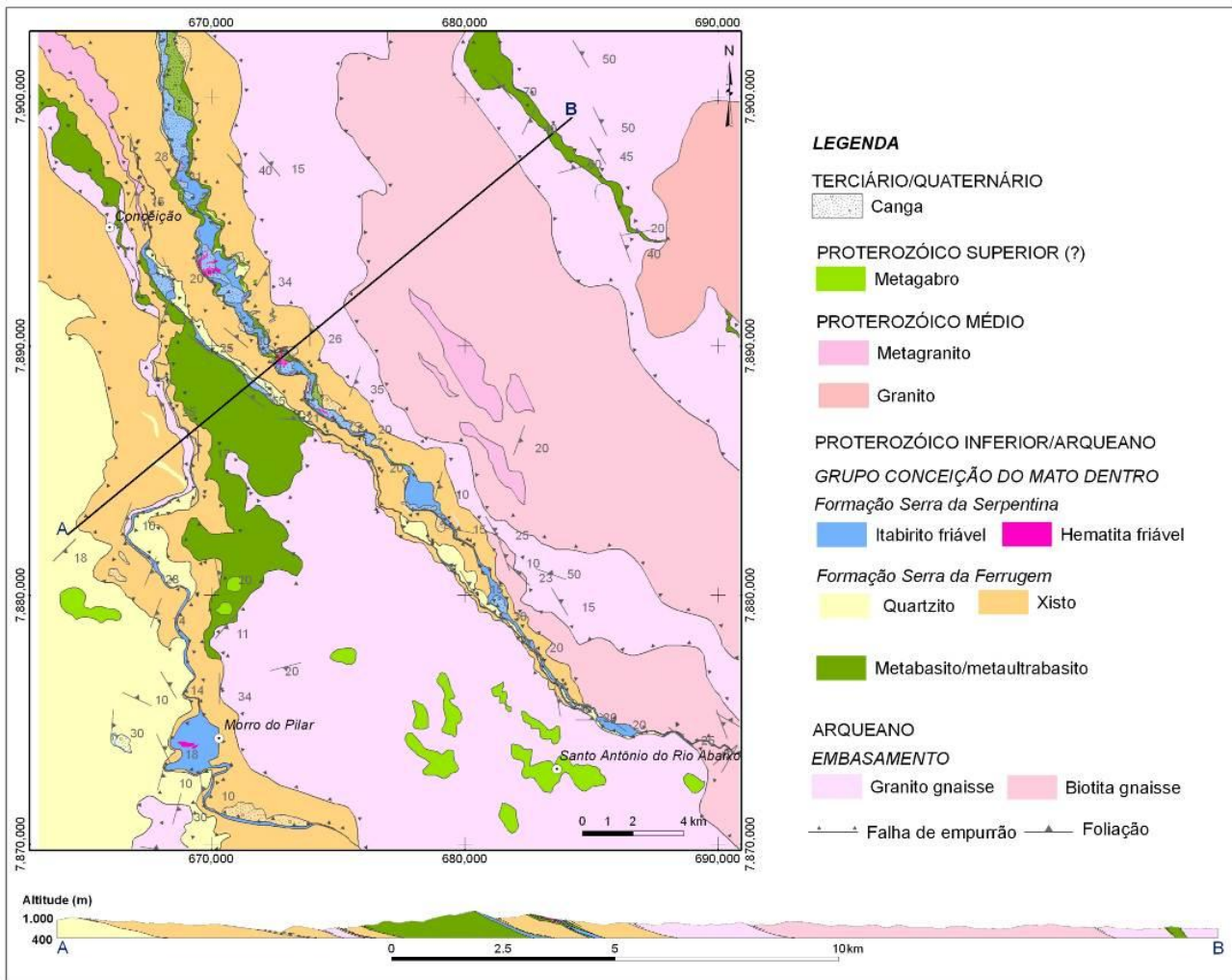


Figura 4 - Mapa geológico da região de Conceição do Mato Dentro (Rel. Interno Vale)

Varajão (1991) verificou que a quantidade de ciclos erosivos, identificados em cada um dos trabalhos realizados anteriormente, dependia do conceito que cada autor possuía a respeito de superfície de aplainamento, bem como do intervalo altimétrico considerado. Com base em dados quantitativos, Varajão et al. (2009) sugerem que o relevo do QF é um produto de constante e intenso processo erosivo onde as superfícies cimeiras - interpretadas por diversos autores como de idade cretácea - são protegidas da erosão por coberturas de canga formadas, principalmente, durante o Eoceno.

O relevo se divide basicamente em dois tipos. O primeiro é distinto pela continuidade e extensão da forma, além de sua altimetria elevada - com altitudes acima de 1.200 metros e alcançando níveis superiores a 2000 metros na Serra do Caraça. Geralmente estão associados a processos estruturais de elaboração do relevo, tais como as falhas de empurrão e normal e fatores litológicos (canga, itabiritos e quartzitos).

O segundo é evidenciado por relevos de dissecação homogênea, situado na parte central e no entorno do QF, abrangendo colinas um pouco alongadas e de topos convexos e tabulares dos complexos metamórficos granítico-gnáissicos (Projeto RADAMBRASIL, 1983). Apresenta altitudes entre 750 a 950 m, onde se destacam relevos com cotas superiores nos topos de colinas e nas regiões de montante das principais bacias hidrográficas, compreendendo as unidades geomorfológicas contidas na porção oriental e norte da unidade espeleológica QF - Conceição (figura 5).

Ao norte a Serra da Serpentina - com altitudes acima de 900 m (máxima de 1.175 m) - constitui um conjunto geomórfico de expressão na área, com espetacular influência das estruturas e da natureza do substrato rochoso, onde são comuns formas escarpadas do tipo *hogbacks* relacionadas a estruturas homoclinais (figura 6), com cristas alinhadas e alongadas segundo a direção NW-SE e NS sustentadas por itabiritos e/ou quartzitos.

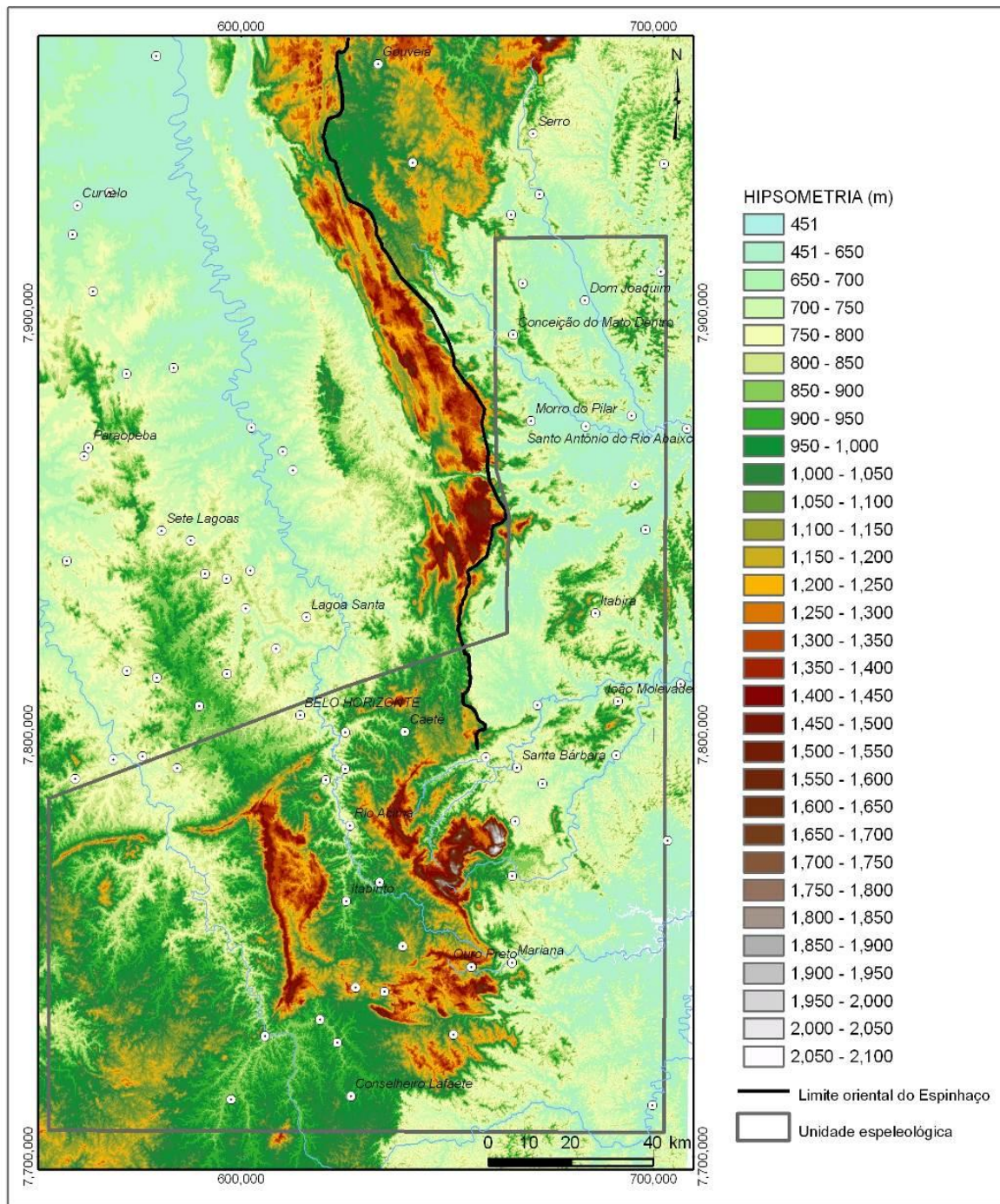


Figura 5 - Mapa hipsométrico da unidade espeleológica QF – Conceição destacando o limite oriental da cordilheira do Espinhaço

A água, como parâmetro mais importante da configuração e dinâmica dos ecossistemas cársticos (rochas carbonáticas), tem uma representatividade espacial na unidade espeleológica QF – Conceição distinta daquela referida no glossário da IN: “Sistema cárstico: conjunto de elementos interdependentes, relacionados à ação da água e seu poder corrosivo junto a rochas solúveis, que dão origem a sistemas de drenagem complexos, englobando sistemas de cavernas e demais feições superficiais destes ambientes, como as dolinas, sumidouros, vales secos, maciços lapiezados e

outras áreas de recarga. Incluem-se neste conceito todas as formas geradas pela associação de águas corrosivas e rochas solúveis que resultam na paisagem cárstica. É constituído por suas diversas zonas: exocarste, epicarste e endocarste”.

Esta definição refere-se mais ao grupo de rochas carbonáticas, a exemplo do Grupo Bambuí, onde a influência da água é muito mais abrangente - podendo corresponder a um aquífero ou mesmo extrapolar mais de uma bacia hidrográfica - do que ao grupo de rochas lateríticas – que inclui o minério de ferro – e de rochas siliciclásticas – que inclui os

quartzitos. Essas litologias na unidade geoespeleológica distinguem-na das rochas carbonáticas não só por suas estruturas, espessuras, composição, porosidade e permeabilidade como pelos padrões de recarga subterrânea.



Figura 6 -Relevo do tipo *hogback* sustentado por formação ferrífera, característico das escarpas alinhadas que compõem o relevo do QF e Conceição do Mato Dentro (Pico do Soldado - Serra da Serpentina)

Duas bacias abrangem a unidade espeleológica do QF – Conceição, a do Rio Doce a oeste e a do Rio São Francisco a leste. O divisor de águas dessas bacias é a Serra do Espinhaço, que no QF se estende pelas serras das Cambotas, Gandarela, Ouro Fino e Antônio Pereira até a proximidade de Ouro Preto. Na bacia do rio São Francisco destacam-se as sub-bacias dos rios das Velhas, Paraopeba e Pará, enquanto que na do Rio Doce destacam-se as sub-bacias dos rios do Carmo, Piracicaba e Santa Bárbara, no QF, e Santo Antônio e Peixe em Conceição do Mato Dentro (figura 7).

2.3. Espeleologia

A delimitação da unidade espeleológica, dentro do enfoque regional, apresentada pela Vale ao CECAV-ICMBio, foi condicionada ao Supergrupo Minas (Dorr, 1969) e às rochas cronocorrelatas (CPRM, 2001) que se estendem até a região de Conceição do Mato Dentro (figura 1). Pelo conceito determinado na IN, essa unidade poderia ser estendida até Serro e mesmo até a região de Porteirinha, onde dezenas de cavernas foram recentemente identificadas em rochas ferríferas - diamictitos hematíferos - da Formação Nova Aurora, situada em cotas entre 900 e 1.070 metros (Carmo *et al.* 2010).

A unidade espeleológica do QF – Conceição congrega três formas de ocorrências de cavernas,

vinculadas a três grupos de rochas, respectivamente em ordem de importância (número de ocorrências): lateríticas, siliciclásticas e carbonáticas. As rochas lateríticas compreendem mais de 500 cavernas descritas em cangas, minério de ferro, itabiritos, hematita compacta e laterita. As rochas siliciclásticas compreendem principalmente quartzitos e conglomerados, onde aproximadamente uma centena de cavidades é conhecida, com grande potencial de novas descobertas com os programas de prospecção espeleológica em andamento. As rochas carbonáticas abrangem dolomitos e calcários, restritas ao QF, onde apenas poucas cavidades são conhecidas.

O grupo das lateritas compreende rochas cuja classificação em campo normalmente envolve denominações às vezes pouco precisas e conflitantes, como formação ferrífera x itabirito, minério de ferro x itabirito/canga e canga x laterita. Considera-se que as rochas desse grupo tenham um teor de Fe_2O_3 acima de 15%, onde a classificação de minério depende principalmente de critérios químicos, físicos e mineralógicos.

Os minérios de ferro do QF são classificados como depósitos de ferro laterítico de classe mundial, cujas datações de itabiritos e canga - pelo método Ar/Ar - mostraram idades, principalmente, a partir do início do Terciário (Spier, 2005). Tais depósitos estão condicionados por fatores tectônicos, morfoclimáticos e litológicos, onde as coberturas de canga/laterita - em diversos patamares altimétricos, com cotas que variam de 1.800 a 800 metros – são responsáveis pela existência da maioria das cavernas nesse grupo de rochas.

As cavidades naturais nesse grupo de rochas têm como principal característica sua proximidade à superfície e seu pequeno desenvolvimento, em torno de 25 metros, o que as diferem das cavernas em rochas carbonáticas, que atingem um maior grau de desenvolvimento e têm maior probabilidade de apresentarem drenagens predominantemente subterrâneas e portanto mais susceptíveis às alterações ambientais.

As coberturas lateríticas distinguem-se das rochas dos grupos siliciclásticos e carbonáticos por não terem sido afetadas pelos eventos tectônicos distensionais e compressionais dos ciclos Transamazônico e Brasileiro, cujas estruturas estão sempre presentes nos maciços rochosos quartzíticos e carbonáticos, não só do QF como das principais províncias espeleológicas do Brasil (Karmann & Sanches, 1979). As estruturas observadas nessas coberturas estão relacionadas a reativações de estruturas pretéritas arqueanas e proterozóicas.

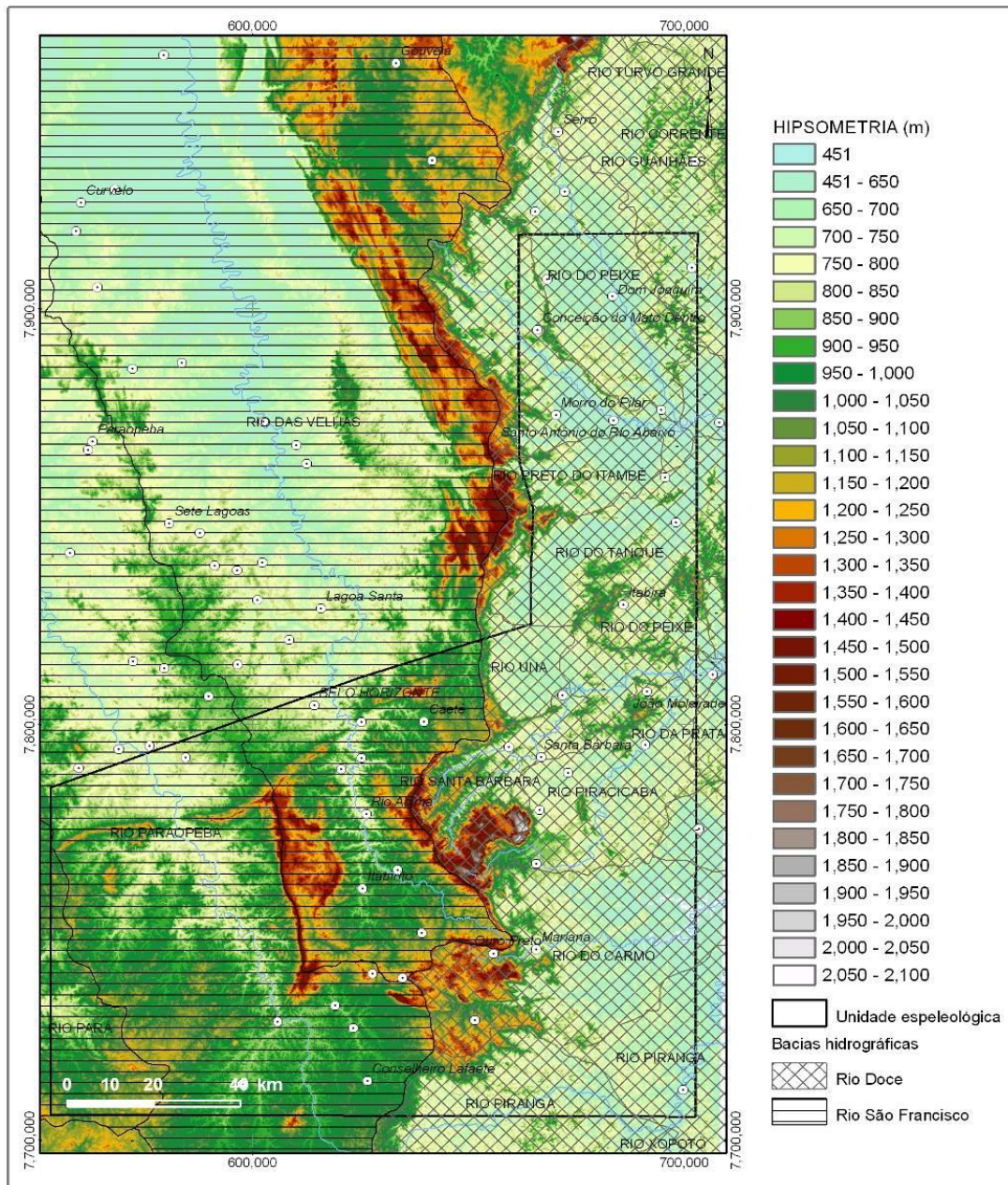


Figura 7 - Distribuição das bacias hidrográficas na unidade espeleológica do QF - Conceição.

No grupo de rochas siliclásticas no QF destacam-se as cavernas em quartzito da Serra do Caraça, entre as quais a gruta do Centenário, uma das maiores cavernas deste tipo de rocha no mundo, com 3.490 metros de projeção horizontal e desnível de 481 metros, o maior do Brasil (Dutra *et al.*, 2002). Esse grupo de rochas tem grande potencial para a descoberta de novas cavidades, incluindo além do Grupo Caraça, os grupos Itacolomi, Conceição do Mato Dentro e mesmo o Grupo Maquiné.

3. UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS

Dentro da unidade espeleológica QF – Conceição foram delimitadas pela Vale e apresentadas ao CECAV-ICMBio dez unidades

geomorfológicas (figura 8), aplicando-se o conceito da IN “análises referentes ao enfoque local são delimitadas pela unidade geomorfológica que apresente continuidade espacial podendo abranger feições como serras, morrotes ou sistema cárstico o que for mais restritivo em termos de área, desde que contemplada a área de influência da cavidade” (art. 14 §1). A delimitação dessas unidades, feita dois meses após a publicação da IN, teve como objetivo a adequação de suas operações, conforme a determinação do Decreto 99.956/90, com redação dada pelo Decreto 6640/08 (art. 5 §3).

A demarcação das dez unidades geomorfológicas foi feita com base em critério litológico-fisiográfico e em sua continuidade espacial, utilizando-se mapas geológico e hipsométrico, imagens de satélite e de ortofotos de

alta resolução e da rede hidrográfica. Como o critério litológico/fisiográfico utilizou-se as rochas do Supergrupo Minas - principalmente as formações Moeda, Cauê e Gandarela - e como critério de descontinuidade a presença de planície de inundação, com áreas mais arrasadas, a exemplo dos rios Paraopebas e Velhas. As dez áreas de enfoque local - ou unidades geomorfológicas, definidas conforme os critérios destacados acima - foram denominadas Serra da Serpentina, Itabira, João Monlevade, Serra da Piedade; Quadrilátero Oeste; Serra Azul; Morrarias de Dom Bosco, Serra do Gandarela, Serra de Ouro Preto - Antônio Pereira e Escarpa Oriental do Caraça (figura 8), descritas adiante.

3.1. Serra da Serpentina

Esta unidade geomorfológica (UG), com 168 km² de área, localiza-se no extremo norte da unidade espeleológica QF – Conceição. Trata-se de um conjunto de elevações que se estende segundo a direção NNW por 58 km, desde a cidade de Santo Antônio do Rio Abaixo até ao norte da cidade de Conceição do Mato Dentro. Apresenta altitudes em geral acima de 900 m, com máxima de 1.175 m, contrastando com o relevo mais arrasado ao seu lado (inferior a 650 m), onde se destacam as planícies aluvionares do Rio do Peixe a leste e do Rio Santo Antônio a oeste. As formações ferríferas ocorrem no topo da serra e/ou em sua encosta leste (figura 9).

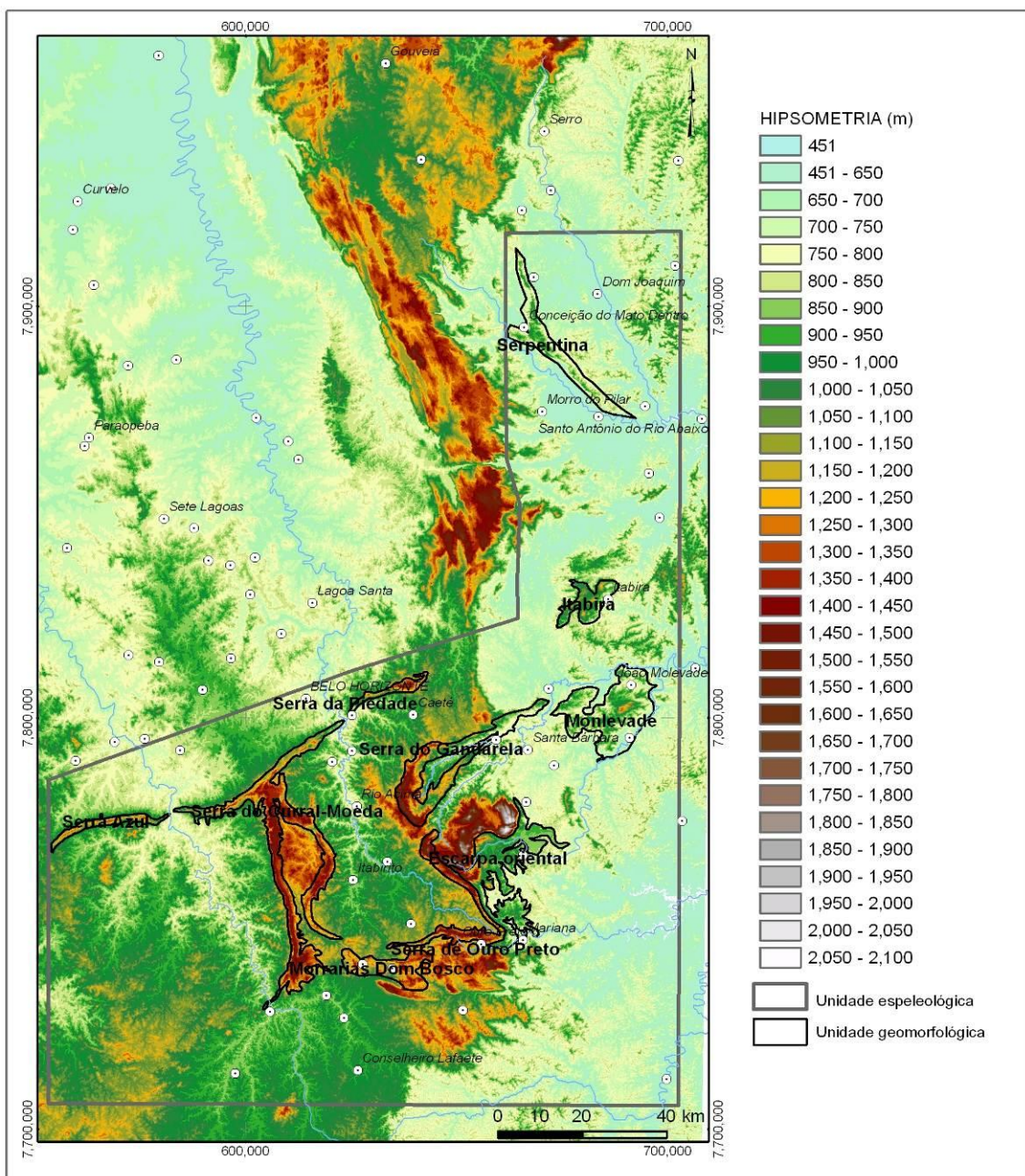


Figura 8 – Localização das unidades geomorfológicas na unidade espeleológica QF – Conceição

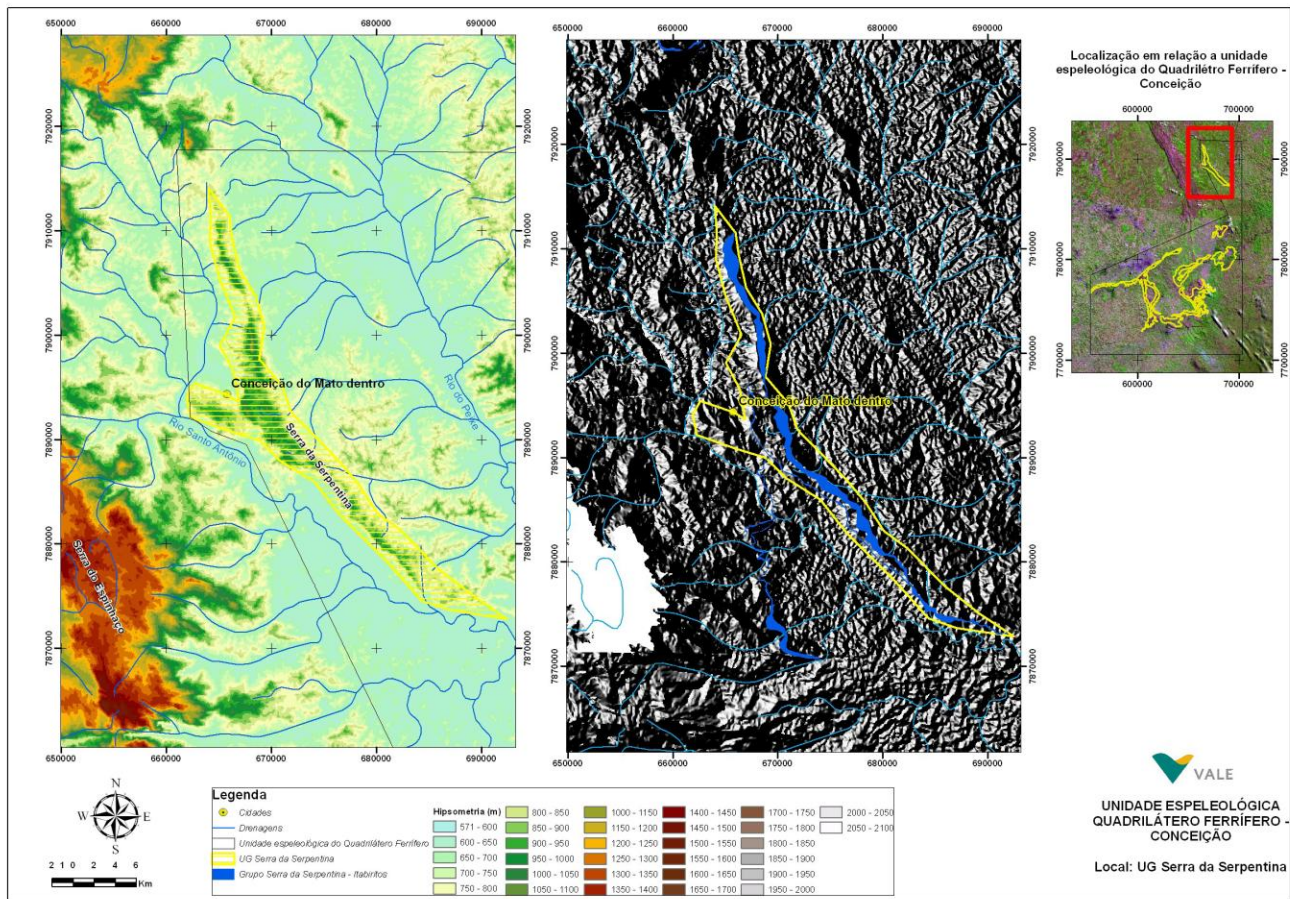


Figura 9 - Unidade geomorfológica Serra da Serpentina

3.2. Itabira

Localizada a nordeste do QF encontra-se em contexto geomorfológico muito semelhante a esta última a UG Serra da Serpentina, com relevo mais alto, em torno de 1100 m, que ocorre isolado em meio a terrenos homogeneamente dissecados pelos Ribeirão Jirau, Rio do Tanque e afluentes do Rio Santa Bárbara, cuja altimetria está na faixa de 600 a 800 m. Tal unidade geomorfológica apresenta 12 km de extensão e 79 km² de área, sendo que apenas em sua porção leste afloram formações ferríferas (figura 10).

3.3. João Monlevade

Localiza-se ao sul da UG de Itabira, num mesmo contexto geomorfológico. Apresenta relevo em torno de 1000 m, podendo atingir 1300 m. Destaca-se do relevo colinoso de entorno, mais arrasado e homogêneo, com altitudes entre 600 e 800 m. Seus limites são dados pelas planícies fluviais dos rios Piracicaba e Santa Bárbara. Possui 282 km² de área e cerca de 20 km de extensão. As formações ferríferas se situam a leste desta unidade geomorfológica (figura 11).

3.4. Serra da Piedade

Localiza-se na porção norte-nordeste do QF, a leste da zona urbana de Belo Horizonte e a nordeste de Sabará. Corresponde ao mesmo alinhamento da Serra do Curral, separada desta pela planície aluvial do Rio das Velhas. Apresenta 36 km² de área e cerca de 20 km de extensão segundo a direção ENE. O topo desta serra, sustentada por formações ferríferas e canga laterítica, tem altimetria variando entre 1200 a 1700 m, (figura 12).

3.5. Quadrilátero Oeste

Esta unidade local compreende 391 km² de área e situa-se na borda oeste do QF, imediatamente a sul de Belo Horizonte, seguindo até as cidades de Jeceaba e Congonhas do Campo. Trata-se uma unidade geomorfológica de serra, com continuidade espacial, embora apresente inflexões em sua direção e variações de toponímia - Curral, Moeda e Itabirito (figura 13).

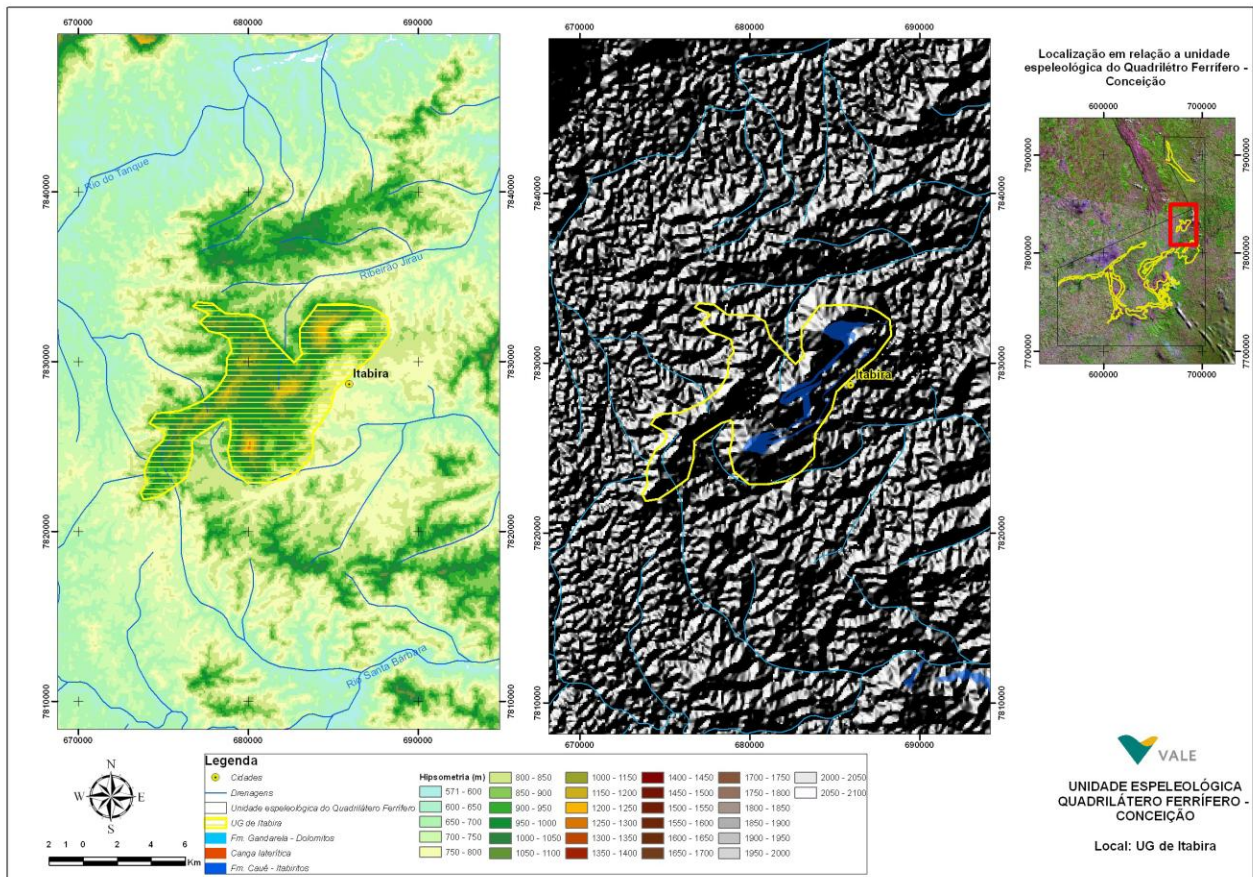


Figura 10 - Unidade geomorfológica Itabira

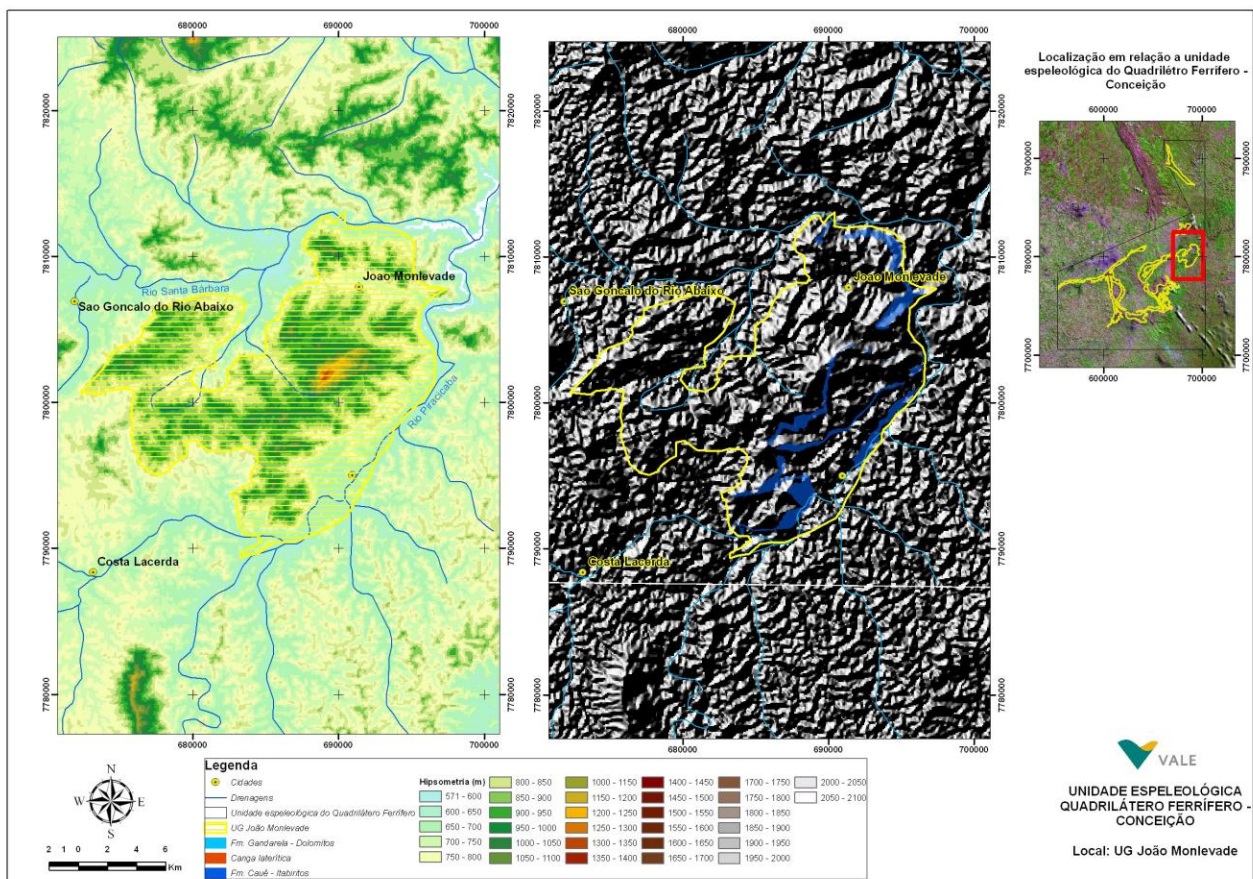


Figura 11 - Unidade geomorfológica João Monlevade

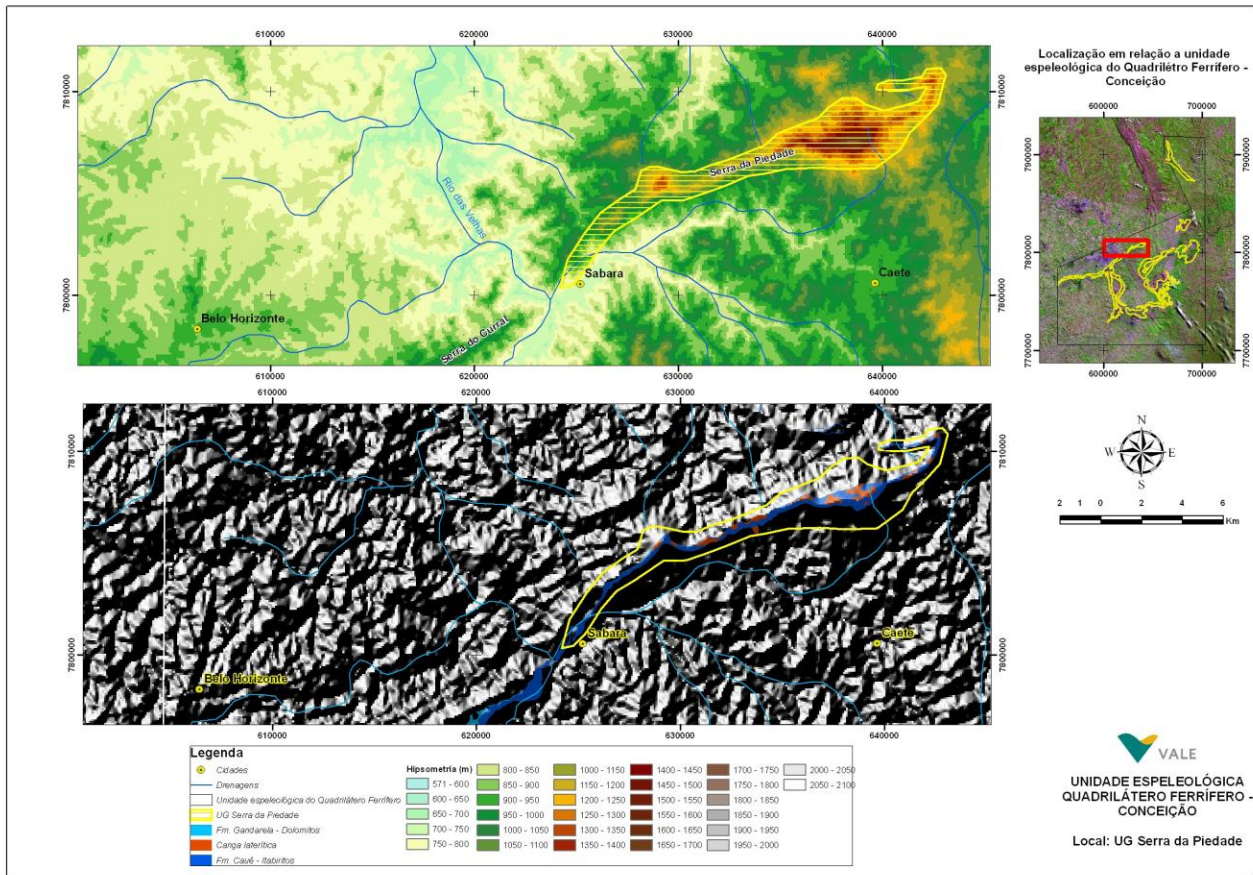


Figura 12 - Unidade geomorfológica Serra da Piedade

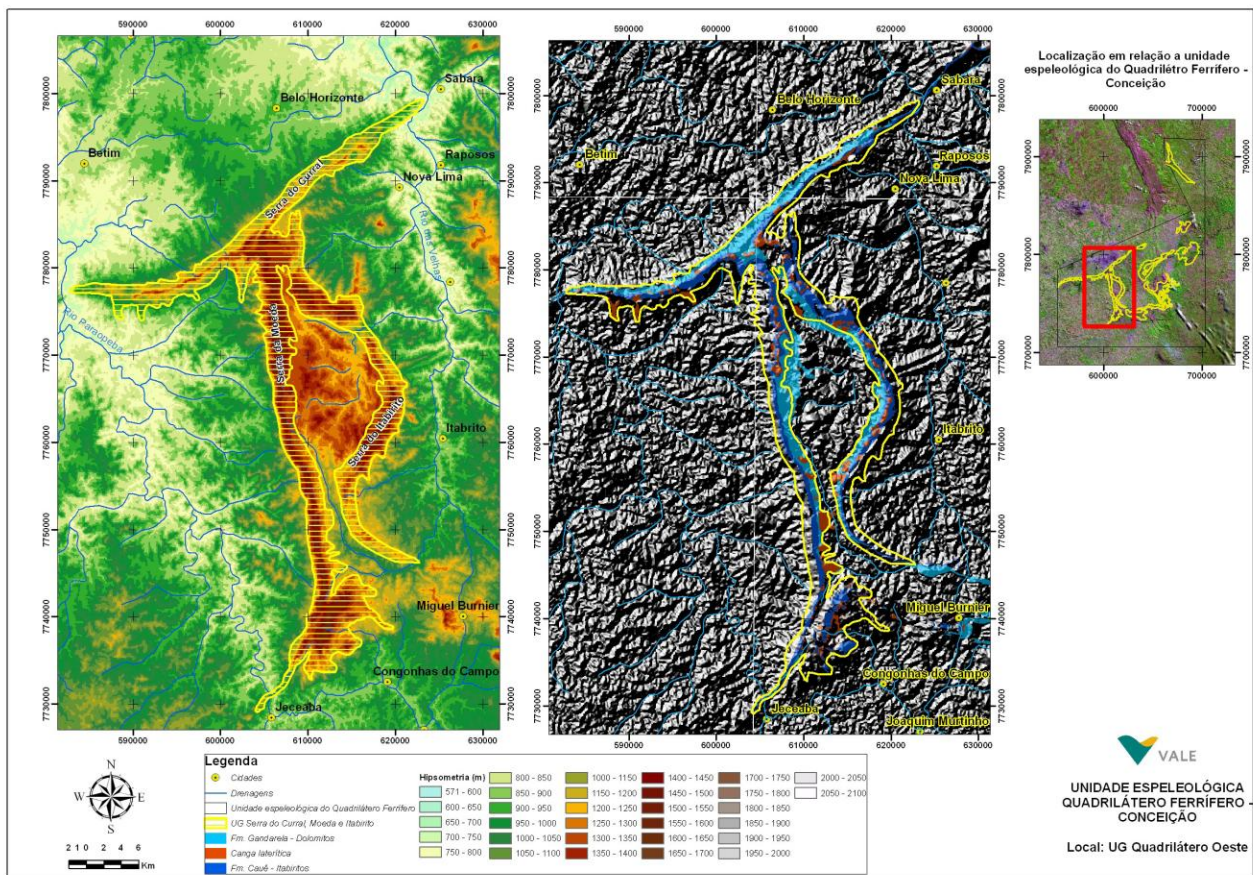


Figura 13 - Unidade geomorfológica Quadrilátero Oeste

O segmento da Serra do Curral corresponde ao alinhamento de direção nordeste, na porção norte da unidade. Apresenta 47 km de extensão e seus limites são dados pelas planícies fluviais dos rios Paraopeba e das Velhas, localizados em suas extremidades sudoeste e nordeste, respectivamente. Na porção central da Serra do Curral se juntam as serras da Moeda e de Itabirito, que seguem para sul, a primeira mais a oeste e a segunda a leste. A Serra da Moeda, com 51 km de extensão, é delimitada em sua porção sul, próximo à cidade de Jeceaba, por rochas do embasamento num relevo mais arrasado e trabalhado pelo mesmo Rio das Velhas, em sua porção mais a montante. Já a Serra de Itabirito é interrompida em sua extremidade sul pelas planícies das cabeceiras do Rio das Velhas. Entre as serras da Moeda e Itabirito há uma região quase tão acidentada quanto estas, sustentadas por metassedimentos do Grupo Piracicaba, que compreende uma unidade geomorfológica de morrotes.

3.6. Serra Azul

Situada no extremo oeste do QF, corresponde ao segmento de serra do mesmo alinhamento da Serra do Curral, separada desta em sua porção leste pela planície aluvionar do Rio Paraopeba. Apresenta elevações em torno de 1200 m, enquanto seu entorno em geral não passa de 800 m de altitude. Possui 50 km² de área e cerca de 30 km de comprimento, alinhados segundo a direção ENE (figura 14).

3.7. Morrarias de Dom Bosco

Localiza-se na porção sul do QF, na região da cidade de Miguel Burnier. Corresponde a uma área elevada em geral acima de 1200 m, configurando um relevo de morros que é limitado a leste pela região de planalto da Serra de Itacolomi e a oeste por relevos mais arrasados nas cabeceiras do Rio das Velhas e Rio Maranhão, afluente da margem direita do Rio Paraopeba. Apresenta 17 km de extensão, alinhando-se segundo a direção E-W. Sua área é de 111 km². As porções mais altas são sustentadas por formações ferríferas da Formação Cauê e quartzitos do Grupo Piracicaba (figura 15).

3.8. Serra do Gandarela

Localizada na porção nordeste do QF, coincide com estrutura geológica do sinclinal do Gandarela. Essa unidade geomorfológica tem 43 km de extensão ao longo de seu eixo central, alongando-se segundo a direção nordeste, o que corresponde a

uma área de 217 km². Na sua parte central ocorre relevo mais arrasado devido ao trabalho do Rio Santa Bárbara, onde ocorrem os metassedimentos do Grupo Piracicaba. A porção sudoeste da Serra do Gandarela apresenta maiores altitudes (em torno de 1600 m) quando comparada à extremidade nordeste, em geral inferior a 1000 m. As formações ferríferas e cangas ocorrem no topo e nas encostas internas da serra (figura 16).

3.9. Serra de Ouro Preto - Antonio Pereira

Esta UG engloba as serras que delimitam a porção sul e sudeste do QF, serras de Ouro Preto e Antônio Pereira, totalizando 112 km² de área. A Serra de Ouro Preto segue uma direção aproximada E-W, por 31 km, inflectindo para noroeste na região de Mariana, onde então passa a ser chamada de Serra de Antônio Pereira. Segue por 18 km segundo a direção NW, quando então se bifurca ao se deparar com o elevado platô da Serra do Caraça, feição mais alta do QF, sustentado por quartzitos (figura 17).

3.10. Escarpa Oriental do Caraça

Trata-se de uma unidade de relevo de transição entre as serras alinhadas da porção leste do QF e as áreas mais arrasadas de dissecação homogênea. Compreende toda a encosta oriental da Serra de Antônio Pereira e do platô do Caraça, onde predominam altitudes entre 850 a 1000 m, distinguindo-se da UG Serra de Ouro Preto - Antonio Pereira por apresentar cristas alinhadas cujas altitudes do topo superam 1200 m. O limite leste desta UG é dado pelo relevo mais arrasado com cotas inferiores a 800 m, onde se destacam as planícies aluvionares dos rios do Norte e Carmo. Possui 268 km² de área e uma extensão de 47 km, alinhada preferencialmente segundo a direção EW (figura 18).

4. CONCLUSÕES

A delimitação das dez unidades espeleológicas e geomorfológicas dentro do enfoque local e regional no QF atendem o Decreto 6.640/2008 e a IN MMA 02/2009. A unidade espeleológica do QF - Conceição já se destaca pelas inúmeras ocorrências de cavidades naturais subterrâneas já conhecidas, e que vêm sendo descobertas através de levantamentos espeleológicos em andamento. Estes levantamentos promoverão um maior conhecimento do patrimônio espeleológico nacional com a consequente ampliação do universo amostral para estudos comparativos de relevância.

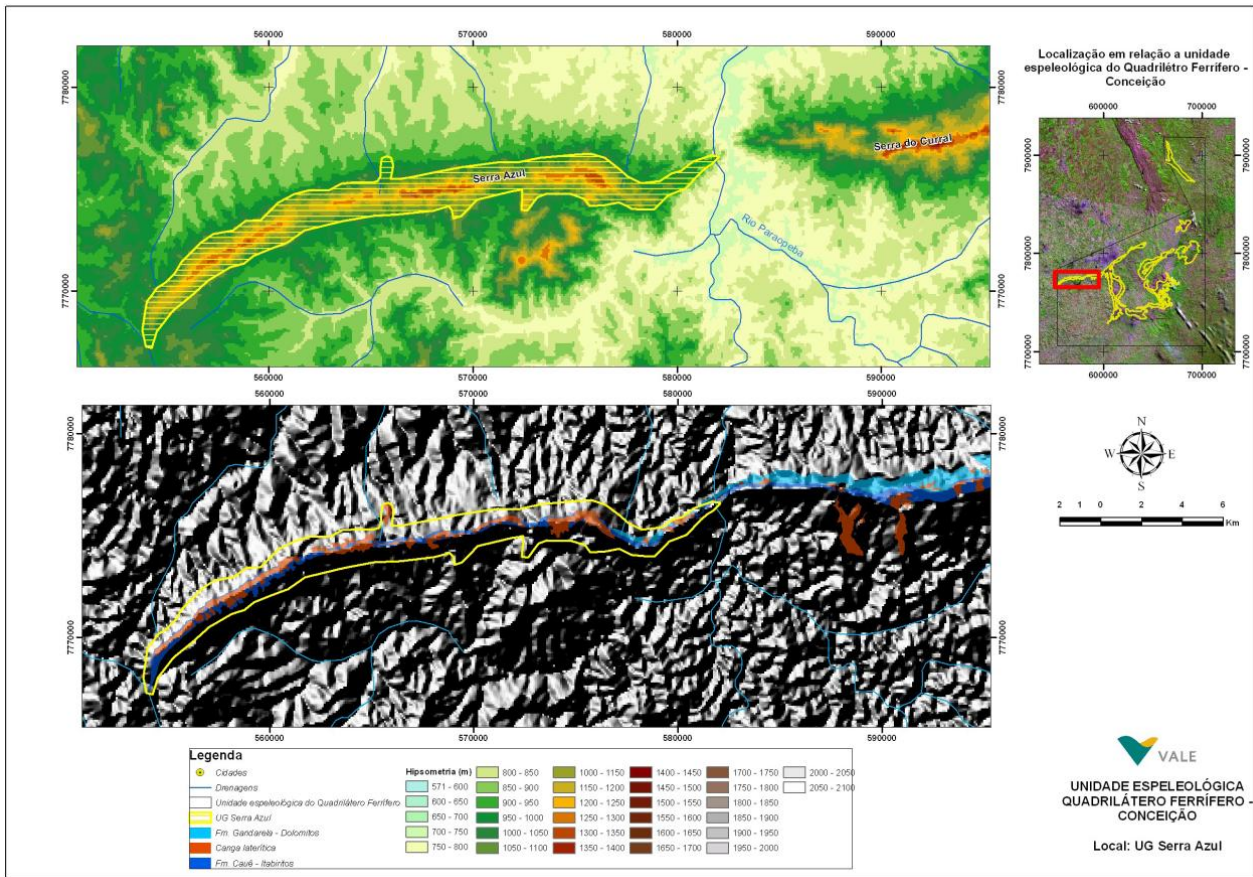


Figura 14 - Unidade geomorfológica Serra Azul

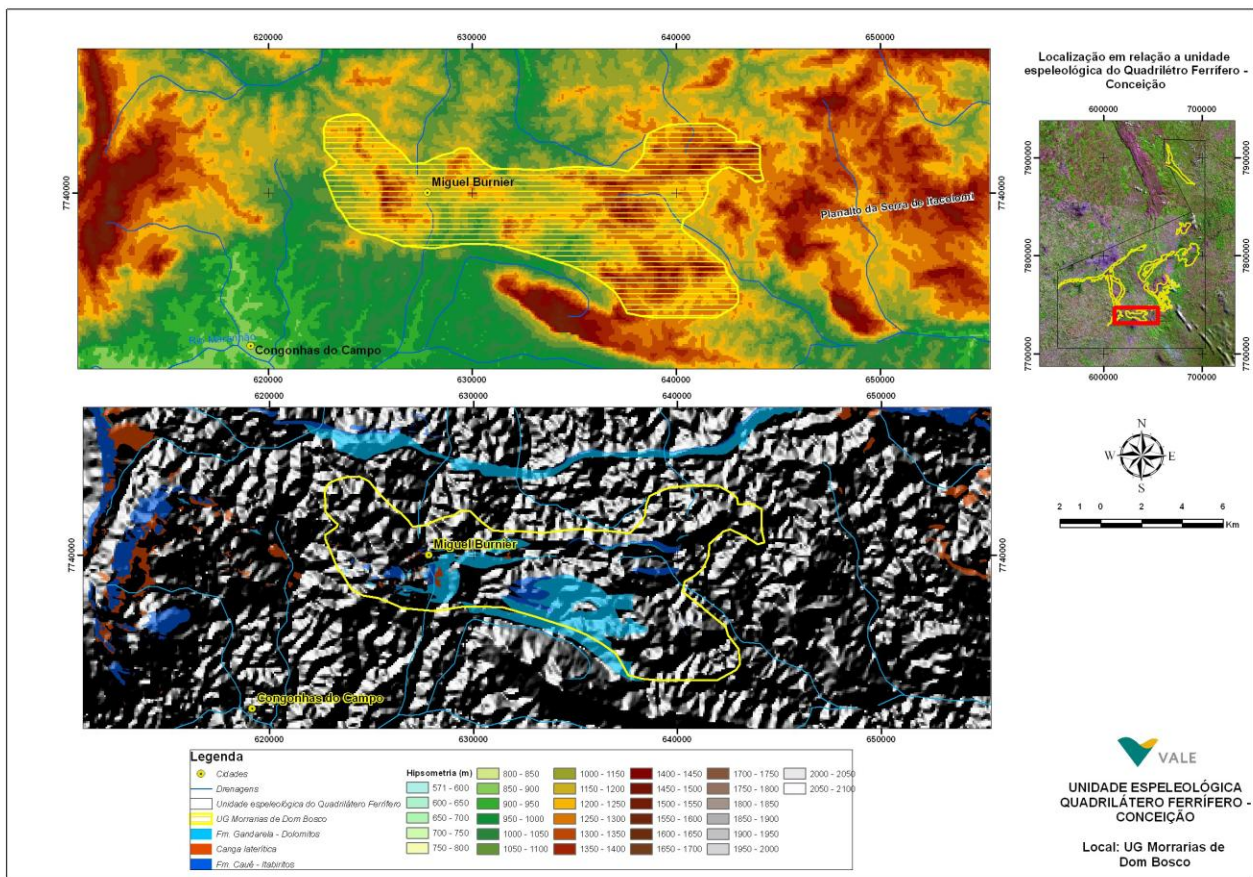


Figura 15 - Unidade geomorfológica Morrarias de Dom Bosco

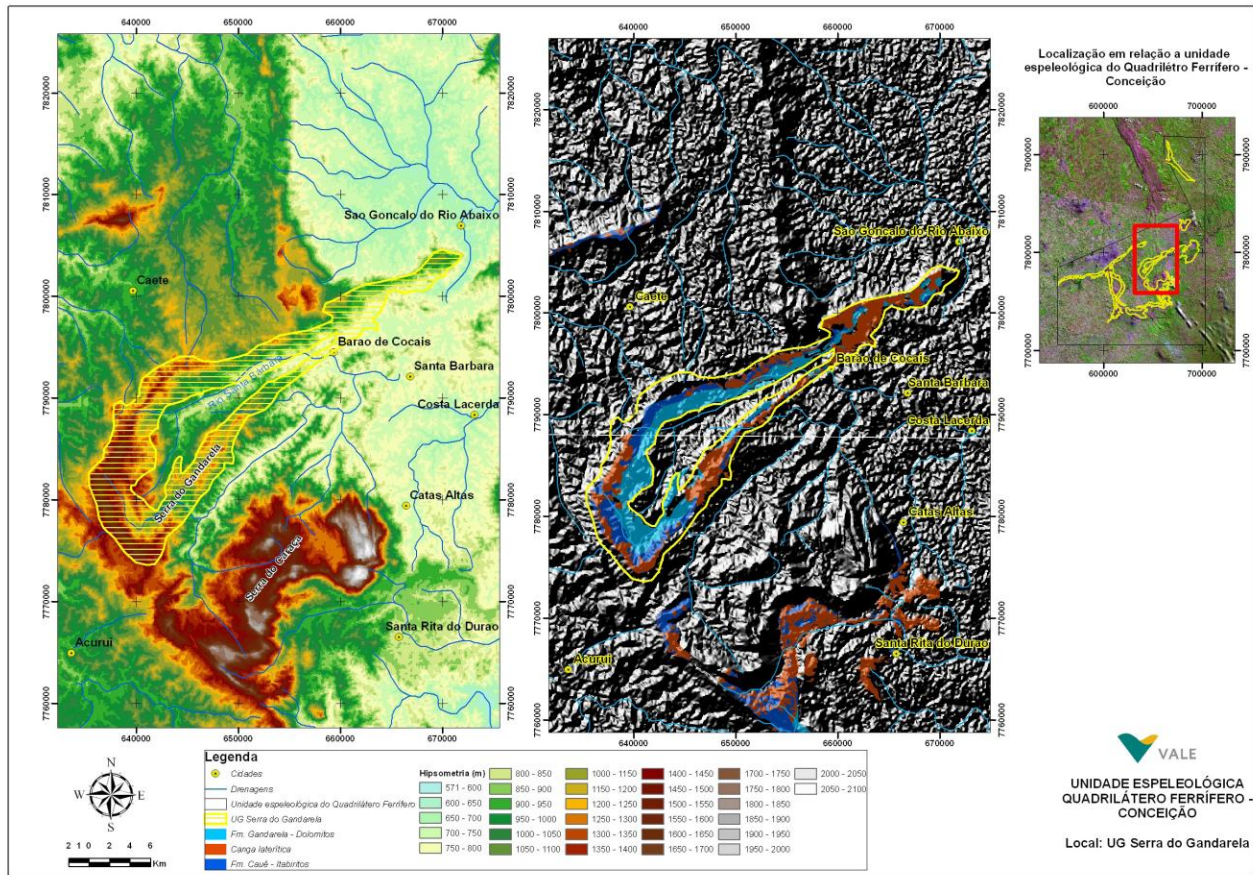


Figura 16 - Unidade geomorfológica Serra do Gandarela

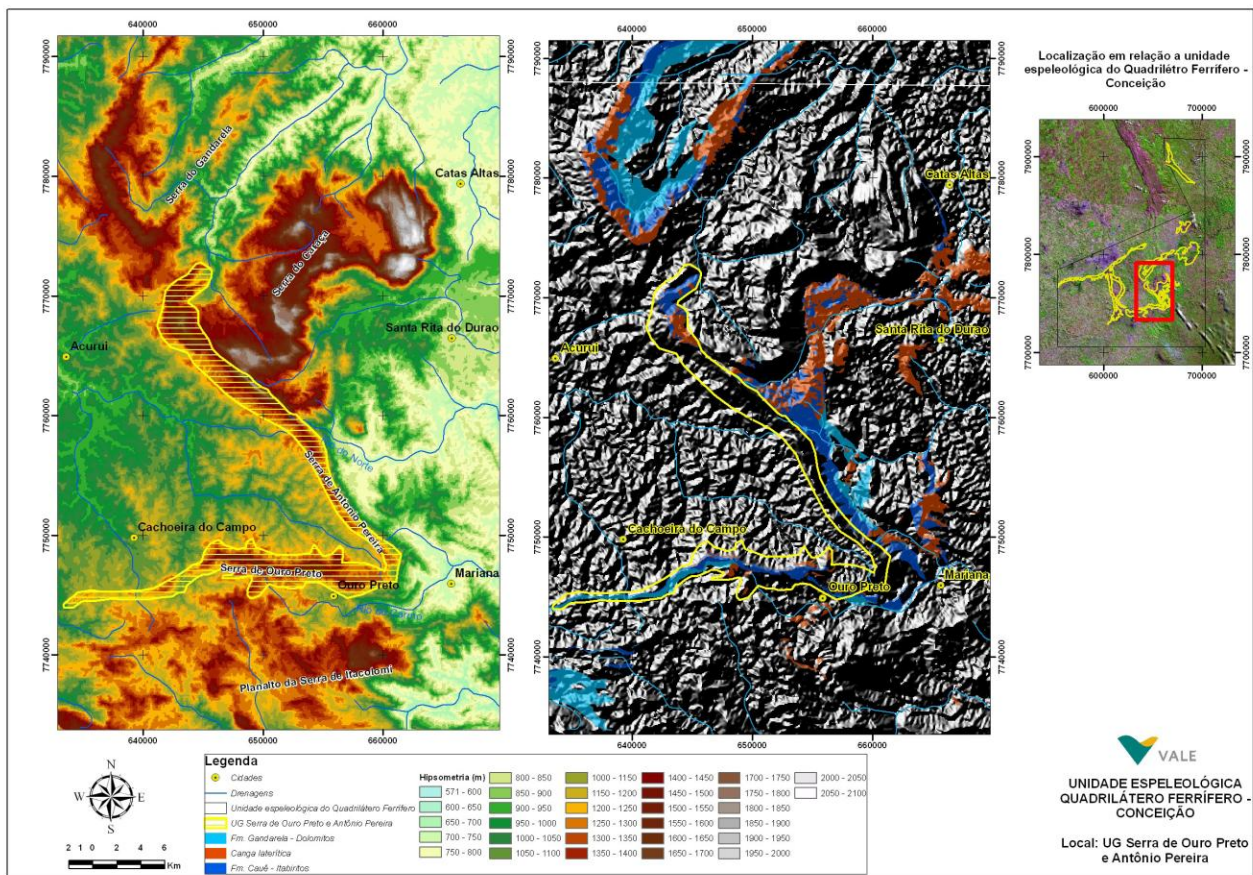


Figura 17 – Unidade geomorfológica Serra de Ouro Preto - Antônio Pereira

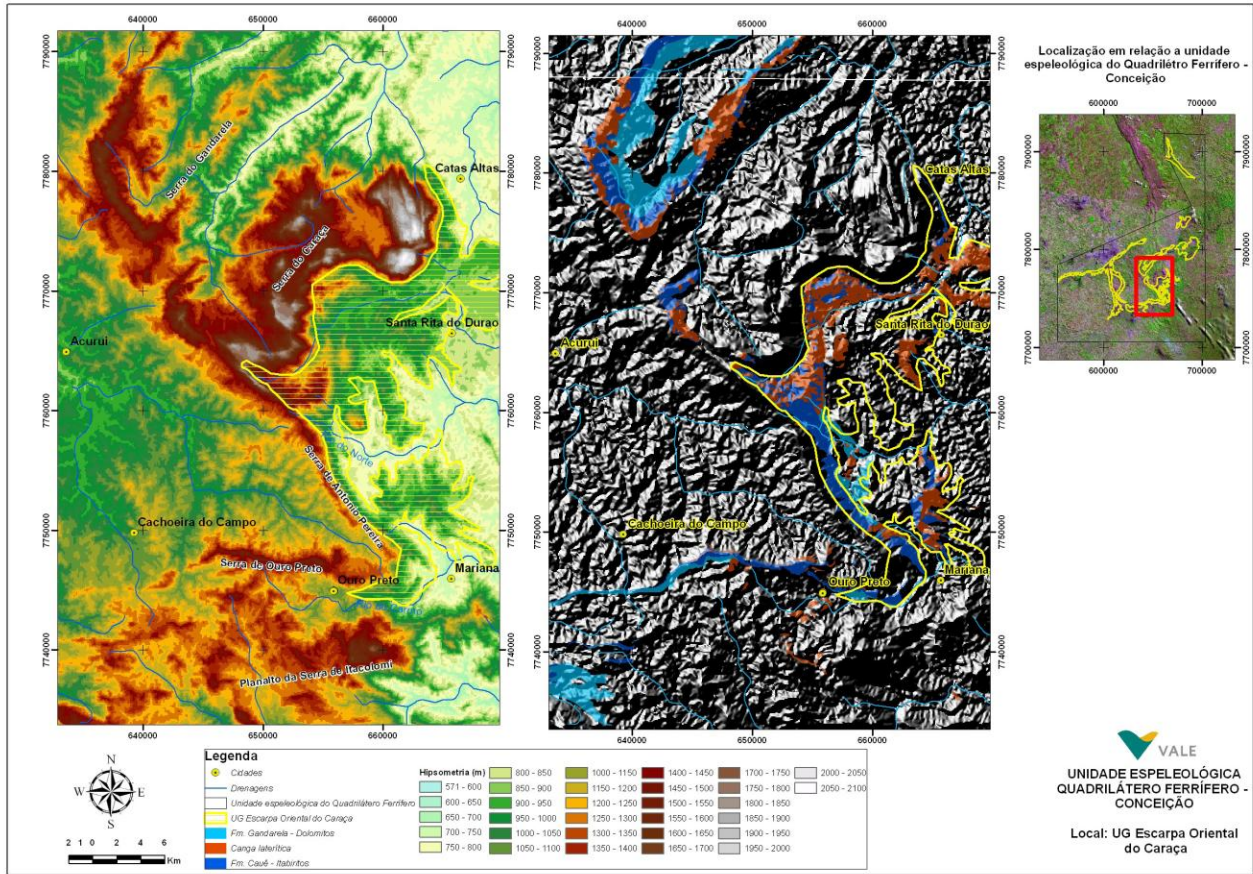


Figura 18 – Unidade geomorfológica Escarpa Oriental do Caraça

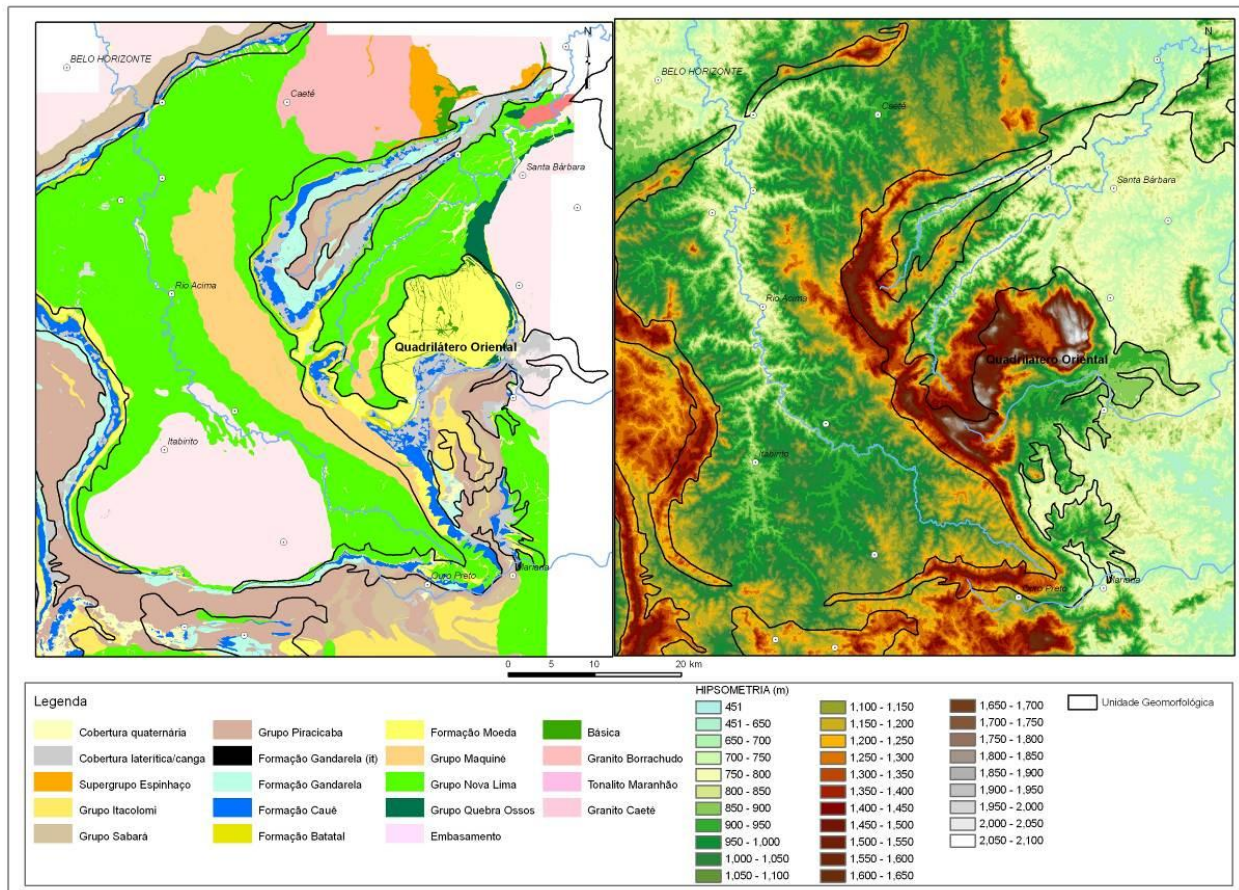


Figura 19 – Unidade geomorfológica Quadrilátero Oriental

No atual cenário, com uma produção de conhecimento acerca do conjunto espeleológico na região de estudo, tornam-se necessárias constantes revisões da proposta apresentada para uma melhor adequação à realidade. Os autores propõem uma nova configuração para a porção oriental do QF - onde as unidades geomorfológicas Serra do Gandarela, Serra de Ouro Preto – Antônio Pereira e escarpa oriental do Caraça sejam agregadas em uma única unidade geomorfológica - também estendida aos quartzitos da Serra do Caraça – denominada de unidade geomorfológica Quadrilátero Oriental

A delimitação destas três unidades apresentada pela Vale ao CECAV/ICMBio, considerou, apenas e parcialmente, o critério litológico, – Formação Caue, e não a continuidade

fisiográfica das unidades da Serra do Gandarela e Serra de Ouro Preto – Antônio Pereira, na qual também não está inserida a Serra do Caraça (figura 19). A unidade Quadrilátero Oriental define no QF o divisor de águas entre as bacias dos rios Doce e São Francisco.

AGRADECIMENTOS

A elaboração deste estudo envolveu diversas reuniões com consultores do Instituto Carste - Augusto Auler e Luís Beethoven Pilo - e geólogos da Vale: Carlos Calle, Emílio Correa, Firmino Lima, Flávio Affonso, Gabriela Santos, Luciana Melo, Márcio Paim e Pierre Munaro, a quem somos gratos.

BIBLIOGRAFIA

- ALKMIM, F. F. & MARSHAK, S. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero: **Precambrian Research**, v. 90, p. 29 – 58, 1998.
- ALMEIDA, F.F.M. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.7, n.4, p. 349-364, 1977.
- ASSIS, L.C. & MARINI, O.J. Contribuição à controvérsia da correlação Espinhaço-Minas. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte. **Anais**. Belo Horizonte: SBG-MG, 1983. p.361-375.
- AULER, A.S.; RUBBIOLI, E.; BRANDI, R. **As Grandes Cavernas do Brasil**. 1.ed. Belo Horizonte: Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas, 2001. 228p.
- BABINSKI, M.; CHEMALE, F.JR.; SCHUMUS, W.R. Geocronologia Pb/Pb em rochas carbonáticas do Supergrupo Minas, QF, MG, Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 3, 1991, São Paulo. **Anais**. São Paulo: SBGq. V.2, 1991. p.628-630.
- BARBOSA, G.V. & RODRIGUES, D.M.S. O Quadrilátero Ferrífero e seus problemas geomorfológicos. In: **Boletim Mineiro de Geografia**, v. 10/11, 1965. p.3-35.
- BARBOSA, A.L.M. Contribuições recentes à geologia do Quadrilátero Ferrífero. In: **Editora da Escola de Minas**, Ouro Preto. 1968. 47 p.
- BARBOSA, G.V. Superfícies de erosão no Quadrilátero Ferrífero. São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.10, p.89-101, 1980.
- CARMO, F.F.; CARMO, F.F.; LELES, B.P.; JACOBI, M. Primeiros registros de cavernas ferruginosas no norte de Minas. SBE Notícias, **Boletim eletrônico da SBE**, Ano 5, n.163, 2010.
- CPRM – COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. **Carta geológica do Brasil ao milionésimo**. 2001. Folhas SE-23 e SF-23. Escala 1:1.000.000.
- DORR, J.V.N. II. 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **Paper USGS/Geological Survey Professional**, Washington, n.611-A, 1969. 110p.

- DOSSIN, I.A.; DOSSIN, T.M.; CHARVET, J.; COCHERIE, A.; ROSSI, P. Single-zircon dating by step-wise Pb evaporation of middle Proterozoic magmatism in the Espinhaço Range, southeastern São Francisco Craton (Minas Gerais, Brazil). In: SIMPÓSIO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2, 1993, Salvador. **Anais**. Salvador: SBG, 1993. p.39-42.
- DUTRA, G. M.; RUBBIOLI, E. L.; HORTA, L. S. - 2002. Gruta do Centenário, Pico do Inficionado (Serra do Caraça), MG. In: Schobbenhaus, C.; CAMPOS, D.A.; QUEIROZ, E.T; WINGE, M.; BERBET-BORN, M. Sítios Paleontológicos do Brasil. Brasília: **SIGEP-UNB**, 2002. p. 41-59.
- FOGAÇA, A.C.C. Serra do Espinhaço meridional: geologia dos terrenos arqueanos e proterozóicos. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 3, 1985. Belo Horizonte. **Anais**. Belo Horizonte, 1985. p.377-383.
- HARDER, E.C; CHAMBERLIN, R.T. The geology of central Minas Gerais, Brazil. **Journal Geology**, v.23, n.4 p. 341-378, 1915.
- KARMANN, I.; SÁNCHEZ, L.H. Distribuição das rochas carbonáticas e províncias espeleológicas do Brasil. **Espeleotema**, Monte Sião, v. 13, p. 105-167, 1979.
- KING, L.C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.18, p.147-265, 1956.
- MACHADO, N.; NOCE, C.M.; LADEIRA, E.A.; BELO DE OLIVEIRA, O.A. U-Pb Geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco Craton, Brazil. **Geological Society of America Bulletin**, v.104, p.1221-1227, 1992.
- MACHADO, N.; SCHRANK, A.; NOCE, C.M.; GAUTHIER, G. Age of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: implications for greenstone belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, SE, Brazil. **Earth and Planetary Science Letters**, 141, p.259-276, 1996.
- MARSHAK, S.; ALKMIM, F.F. Proterozoic extension/contraction tectonics of the southern São Francisco Craton and adjacent regions, Minas Gerais, Brazil: a kinematic model relating Quadrilátero Ferrífero, São Francisco Basin and Cordilheira do Espinhaço. **Tectonics**, v.8, n.3, p.555-571, 1989.
- NEVES, M.P. **Geologia, Petrografia e Geoquímica da sequência vulcano-sedimentar Rio Mata Cavalão na região de Morro do Pilar – Borda Leste da Serra do Espinhaço Meridional (MG)**. 1998. 148p. Tese (Mestrado em Geociências - Geologia Regional), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. Rio Claro.
- NOCE, C.M. **Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais**. 1995. 128p. Tese (Doutorado em Geociências), Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. São Paulo, 128 p.
- PFLUG, R.; RENGER, F. Estratigrafia e evolução geológica da margem sudeste do Cráton Sanfranciscano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Aracaju. **Anais**. Aracaju: SBG, 1973. v.2, p.5-19.
- PIRES, F.R.M. **Structural geology and stratigraphy at the junction of the Serra do Curral anticline and the Moeda syncline, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil**. 1979. 220p. Tese (PhD), Michigan Tech. University. Ann Arbor.
- PROJETO RADAMBRASIL **Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra**. Rio de Janeiro: RADAMBRASIL, 1983. Folhas SF23/24 Rio de Janeiro e Vitória, v.32, 780p.

- SALGADO, A. A. R. **Estudo da Evolução do Quadrilátero Ferrífero, MG-Brasil, através da quantificação de processos erosivos desnudacionais.** 2006. Tese. (Doutorado em evolução crustal e recursos naturais), Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto, Minas Gerais.
- SPIER, C.A. **Geoquímica e gênese das formações ferríferas bandadas e do minério de ferro da mina de Águas Claras, Quadrilátero Ferrífero, MG.** 2005. Tese (Doutorado em geoquímica e geotectônica), Instituto de Geociências, da Universidade de São Paulo, São Paulo. 298p.
- UHLEIN, A. **Geologia e mineralizações de cromita e itabiritos da região de Serro – MG.** 1982. Tese (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. 189p.
- VARAJÃO, C.A.C. A questão da correlação das superfícies de erosão do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.21 p.138-145, 1991.
- VARAJÃO, C.A.C.; SALGADO, A.A.; VARAJÃO, A.F.D.C.; BRAUCHER, R.; COLIN, F.; NALINI JR, H.A. Estudo da evolução da paisagem do Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brasil) por meio da mensuração das taxas de erosão (¹⁰Be) e da pedogênese. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Viçosa (MG), v.33, p.1409-1425, 2009.
- VILELA, O.V.; SANTOS, O.M. Dados preliminares sobre o depósito de minério de ferro da Serra da Serpentina, Conceição do Mato Dentro, MG, Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 1983. Belo Horizonte. **Anais.** Belo Horizonte: SBG/MG 1983. p. 333-346.

Fluxo editorial:

Recebido em: 29.03.2011

Corrigido em: 27.06.2011

Aprovado em: 02.07.2011



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

www.cavernas.org.br/espeleo-tema.asp

CARSTE EM ROCHAS NÃO-CARBONÁTICAS: O EXEMPLO DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO FURNAS, CAMPOS GERAIS DO PARANÁ/BRASIL E AS IMPLICAÇÕES PARA A REGIÃO

KARST IN NON-CARBONATE ROCKS: EXAMPLE AND IMPLICATIONS IN THE FURNAS FORMATION SANDSTONES, CAMPOS GERAIS DO PARANÁ REGION, SOUTHERN BRAZIL

Mário Sérgio de Melo(1), Gilson Burigo Guimarães(1,2), Henrique Simão Pontes(2,4), Laís Luana Massuqueto(2,3), Isabelle Pigurim(4), Hugo Queiroz Bagatim(2,4) & Paulo César Fonseca Giannini(5)

(1)Universidade Estadual de Ponta Grossa - UEPG, Ponta Grossa-PR.

(2)Grupo Universitário de Pesquisas Espeleológicas - GUPE, Ponta Grossa-PR.

(3)Mestranda em Geografia da UEPG, Ponta Grossa-PR.

(4)Egressos do Curso de Bacharelado em Geografia da UEPG, Ponta Grossa-PR.

(5)Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo – IGc-USP, São Paulo, SP.

Contatos: msmelo@uepg.br; gburigo@ig.com.br; henrique071289@yahoo.com.br; lais500@yahoo.com.br; isa.pigurim@hotmail.com; hugobagatim@gmail.com; pcgianni@usp.br.

Resumo

Os arenitos da Formação Furnas (Siluriano-Devoniano da Bacia Sedimentar do Paraná) aflorantes na região dos Campos Gerais do Paraná apresentam típicas feições de dissolução: furnas (dolinas), depressões úmidas e secas, cavernas, sumidouros e ressurgências, relevos ruiformes, dutos, alvéolos, bacias e cúpulas de dissolução. Estas feições permitem identificar a existência de um sistema cárstico desenvolvido em rochas não-carbonáticas. Além de características texturais e mineralógicas do arenito, outros fatores favorecem os processos de dissolução e erosão subterrânea, tais como o forte gradiente hidráulico existente na área de exposição das rochas, situadas no reverso da Escarpa Devoniana, e importantes estruturas rúpteis, relacionadas com reativações de estruturas do embasamento e com a atividade mesozoica do Arco de Ponta Grossa. O relevo cárstico da Formação Furnas tem importantes implicações: enriquece o patrimônio natural e arqueológico e fortalece a possibilidade de iniciativas para a geoconservação e a educação para a sustentabilidade; controla o comportamento do Aquífero Furnas, muito utilizado principalmente em Ponta Grossa e Carambeí, e coloca a necessidade de medidas para sua preservação; adverte para a possibilidade de fenômenos típicos de relevos cársticos (subsídências e colapsos do terreno, alteração de cursos d'água), demandando programas de monitoramento preventivo. Estas características da Formação Furnas impõem que ela seja adequadamente considerada na legislação e políticas públicas referentes ao uso da terra nos municípios da região.

Palavras-Chave: carste em arenitos; Formação Furnas; carste não-carbonático; gestão do patrimônio natural.

Abstract

The sandstones of the Furnas Formation (Silurian-Devonian of the Paraná Sedimentary Basin) outcropping in the Campos Gerais region, state of Paraná, southern Brazil, show typical dissolution features: furnas (dolines), humid and dry depressions, caves, ruiniform reliefs, pipes, sinkholes, upwellings, dissolution pans and cupules. These features characterize the existence of a karst system developed in non-carbonate rocks. Besides textural and mineralogical attributes of the sandstones, other factors favor the processes of dissolution and subterranean erosion. They are the strong hydraulic gradient in the area, situated in the dip slope near the Devonian Escarpment, and important brittle structures, related to reactivations of basement faults and to the upwarping of the Ponta Grossa Arch in the Mesozoic. The karst relief of the Furnas Formation has important implications: enriches the natural and archaeological heritage and favors initiatives for geoconservation and education for sustainable development; controls the behavior of the Furnas Aquifer, very exploited in the cities of Ponta Grossa and Carambeí, and sets the need of policies for its preservation; warns for the risk of karst relief typical phenomena (terrain collapses and subsidences, change in water courses), demanding preventive monitoring programs. These characteristics of the Furnas Formation must be adequately considered by the legislative and executive authorities regarding the regional land use laws and policies.

Key-Words: karst in sandstones; Furnas Formation; non-carbonate karst; natural heritage management.

1. INTRODUÇÃO

A região denominada Campos Gerais do Paraná situa-se no reverso da Escarpa Devoniana, segundo degrau do relevo escalonado do estado do Paraná. Os Campos Gerais constituem uma região fitogeográfica, onde dominam campos limpos associados a florestas com araucária restritas a matas ripárias e capões (MAACK, 1948, 1950 e 2002). O domínio de vegetação herbácea é influenciado por solos rasos e pobres derivados dos arenitos da Formação Furnas, pela barreira geomorfológica representada pela Escarpa Devoniana e pelas temperaturas relativamente mais baixas nos altos platôs (até quase 1.300 metros) no reverso imediato da escarpa.

Os Campos Gerais apresentam notáveis feições indicativas de erosão subterrânea, destacando-se as furnas, lagoas, depressões secas e úmidas, sumidouros, ressurgências e cavernas. Vários fatores convergem para o desenvolvimento destas feições: petrografia dos arenitos da Formação Furnas, que apresentam cimentação argilosa solúvel; marcante deformação rúptil dos arenitos; situação em região onde o clima úmido tem predominado ao longo do tempo geológico; importantes gradientes hidráulicos favorecendo o trabalho erosivo da água subterrânea; idade das rochas e do relevo.

Há décadas o relevo típico da Formação Furnas nos Campos Gerais tem sugerido gênese a partir de fenômenos de dissolução (MAACK, 1946 e 1956). Estudos de Maack (1970) já haviam revelado grande variação na vazão de poços tubulares profundos perfurados na Formação Furnas, indicando não tratar-se de um simples aquífero poroso. Estudos mais recentes têm confirmado a importância dos fenômenos de dissolução nos processos de erosão subterrânea dos arenitos (TAMURA, 2003; MELO; GIANNINI, 2007).

Em trabalhos ao longo da última década tem-se relacionado as feições típicas dos arenitos da Formação Furnas com patrimônio natural (MELO et al., 2007), recursos hídricos subterrâneos (MELO, 2009; BAGATIM, 2010; PIGURIM, 2010), patrimônio arqueológico (SILVA et al., 2006 e 2007; PARELLADA, 2007), patrimônio geológico e geoconservação (GUIMARÃES et al., 2009) e riscos geoambientais associados a potenciais abatimentos do terreno (MELO et al., 2010).

As cidades de Ponta Grossa e Carambeí, situadas nos Campos Gerais, têm seus perímetros urbanos situados parcial ou totalmente sobre áreas de afloramento da Formação Furnas, e possuem significativa atividade industrial e agropastoril, que potencializa o uso dos recursos hídricos

subterrâneos. A localização destas cidades, as previsões de expansão dos sítios urbanos, o crescente uso da água, a necessidade de iniciativas de proteção do patrimônio natural e arqueológico reforçam a importância do entendimento das características dos fenômenos de erosão subterrânea da Formação Furnas.

2. MÉTODOS DE ESTUDO

O estudo das formas erosivas superficiais e subterrâneas dos arenitos da Formação Furnas tem tido diferentes abordagens, em escalas diversas:

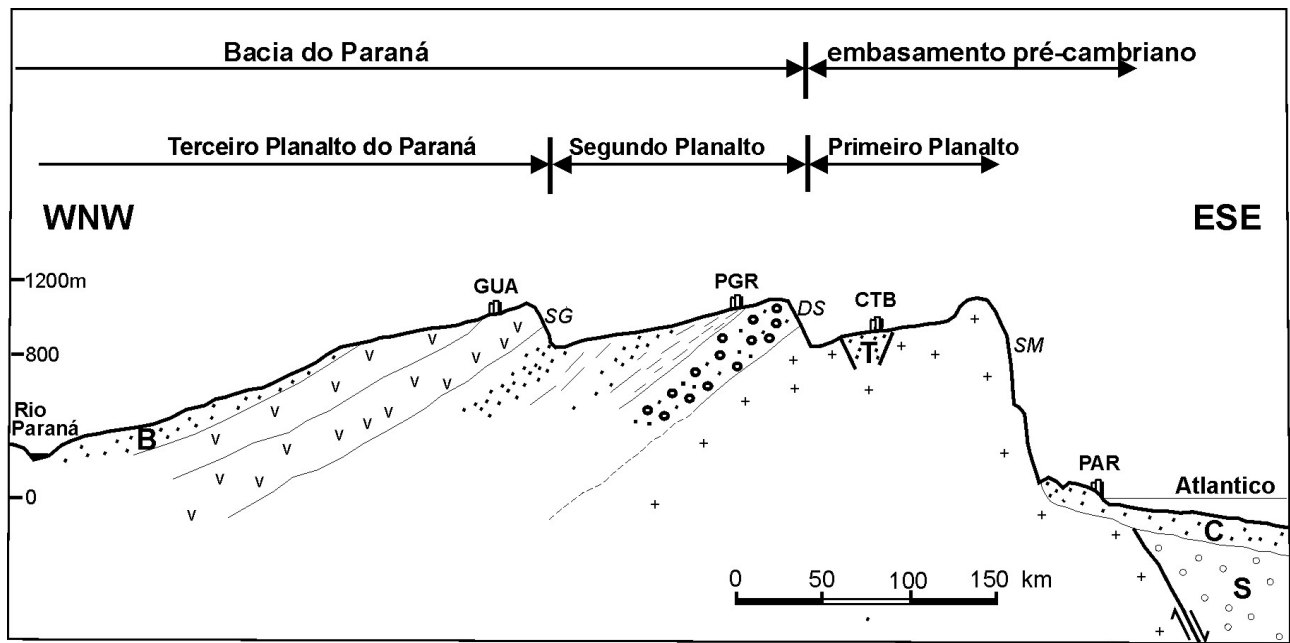
- interpretação de feições de relevo e lineamentos estruturais em fotografias aéreas (escalas 1:8.000, 1:25.000 e 1:70.000), imagens de satélite LANDSAT 7 - ETM e ortoimagens em escala 1:50.000;
- mapeamento no campo de feições superficiais de erosão e de seus fatores controladores;
- análises laboratoriais de rochas sedimentares e seus materiais de alteração e reprecipitação (petrografia ótica, microscopia eletrônica de varredura, espectrometria de energia dispersiva, difratometria de raios X);
- mapeamento e estudo de cavidades subterrâneas;
- análise de dados de poços tubulares profundos (perfil geológico, vazão, qualidade da água).

Estas diferentes abordagens têm sido realizadas em projetos de pesquisa interinstitucionais (UEPG, USP, UFPR) que têm contemplado trabalhos de conclusão de curso de alunos de Geografia da UEPG e de Geologia da USP.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOMORFOLÓGICO

Os Campos Gerais situam-se na borda do Segundo Planalto Paranaense, no reverso imediato da Escarpa Devoniana, segundo degrau do relevo escalonado do Estado do Paraná (Figura 1). Os desníveis ao longo da escarpa, que aparece em quase todo o centro-leste do estado do Paraná (Figura 2) variam de uma a três centenas de metros.

A unidade rochosa predominante na região dos Campos Gerais (Figura 2) é a Formação Furnas, com idade siluro-devoniana (BERGAMASCHI, 1999), constituída predominantemente por quartzo arenitos. São estas rochas, relativamente resistentes aos processos intempéricos, que sustentam a Escarpa Devoniana.



- C
- T
- B
- S
- V
- 6
- 7
- 8

Figura 1: seção esquemática do Estado do Paraná mostrando a estrutura geológica e do relevo. 1) sedimentos cenozoicos da Plataforma Continental; 2) Bacia de Curitiba; 3) Grupos Bauru e Caiuá; 4) Bacia de Santos; 5) derrames basálticos; 6) rochas sedimentares paleozoicas a mesozoicas da Bacia do Paraná; 7) Formação Furnas; 8) embasamento pré-cambriano. Cidades: PAR: Paranaguá; CTB: Curitiba; PGR: Ponta Grossa; GUA: Guarapuava. Escarpas: SM: Serra do Mar; DS: Escarpa Devoniana; SG: Serra Geral.

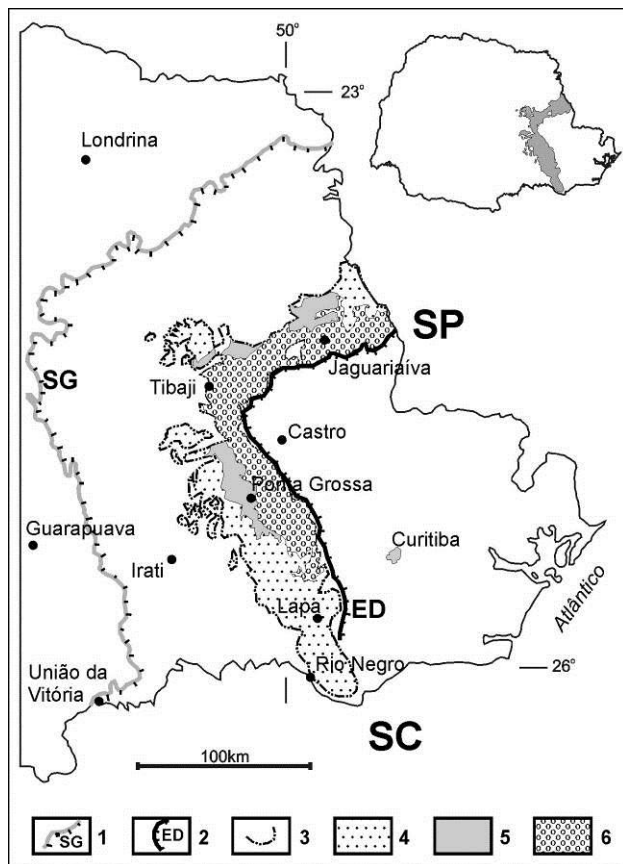


Figura 2 - Unidades geológicas nos Campos Gerais do Paraná. 1: Serra Geral; 2: Escarpa Devoniana; 3: limites dos Campos Gerais; 4: Grupo Itararé; 5: Formação Ponta Grossa; 6: Formação Furnas (baseado em Maack, 1948 e MINEROPAR, 1989).

Nos Campos Gerais a Formação Furnas quase sempre repousa diretamente sobre o embasamento antigo, este representado por rochas ígneas e metamórficas proterozoicas a cambrianas, destacando-se entre elas o Grupo Itaiacoca, por conter rochas metamórficas carbonáticas. Ocasionalmente abaixo da Formação Furnas ainda aparece a Formação Iapó, descontínua e delgada unidade basal da Bacia do Paraná na região. Acima da Formação Furnas ocorrem ou a Formação Ponta Grossa, com a qual apresenta contato gradacional (ASSINE *et al.*, 1994) ou rochas variadas do Grupo Itararé, com as quais apresenta contato erosivo. Na maior parte das vezes os arenitos da Formação Furnas encontram-se confinados entre rochas impermeáveis do embasamento abaixo e da Formação Ponta Grossa acima.

A Formação Furnas é constituída predominantemente de quartzo arenitos cuja composição original variava de quartzo arenitos a subarcóseos e até arcóseos, sendo que a atual dominância de quartzo resulta de processos diagenéticos que transformaram os feldspatos. A composição atual inclui, entre os minerais detríticos, quartzo (97%), feldspatos (1%), fragmentos líticos (1%) e micas (1%), além de acessórios menos abundantes (DE ROS, 1998).

A granulometria dos quartzo arenitos varia de areia fina a conglomerática, com predominância de areia média a grossa. Junto à base da unidade são

comuns conglomerados e arenitos conglomeráticos, enquanto em direção ao topo torna-se menos rara a intercalação de níveis sílticos a lamíticos micáceos (ASSINE, 1996; DE ROS, 1998; LOBATO; BORGHI, 2005). Os grãos dos arenitos apresentam-se angulosos (Figuras 3A e 4B), em consequência de sobrecrecimento diagenético (DE ROS, 1998; MELO; GIANNINI, 2007).

Os arenitos estão dispostos em *sets* de espessuras de 0,5 a 5,0 metros com geometria tabular, lenticular e cuneiforme, exibindo marcante estratificação cruzada planar, tangencial na base ou acanalada (ASSINE, 1996). Dentro dos *sets* frequentemente observa-se granodecrescência ascendente, podendo ocorrer, ocasionalmente, até termos siltsos no topo.

A evolução diagenética dos quartzos arenitos envolveu vários fenômenos em diversas fases. Os minerais autógenos incluem principalmente quartzo, na forma de sobrecrecimento, caulinita e ilita, ocorrendo também clorita, albita, carbonatos e anatásio (RAMOS; FORMOSO, 1975; DE ROS, 1998). A caulinita diagenética é bem cristalizada, com cristais sanfonados que alcançam 10 µm de comprimento (Figura 4).

Tal evolução diagenética é responsável por duas das características determinantes do comportamento dos arenitos da Formação Furnas frente aos processos intempéricos e erosivos (DE ROS, 1998; MELO; GIANNINI, 2007): a porosidade média relativamente baixa (9%) e a intensa cimentação por caulinita (média de 13%).

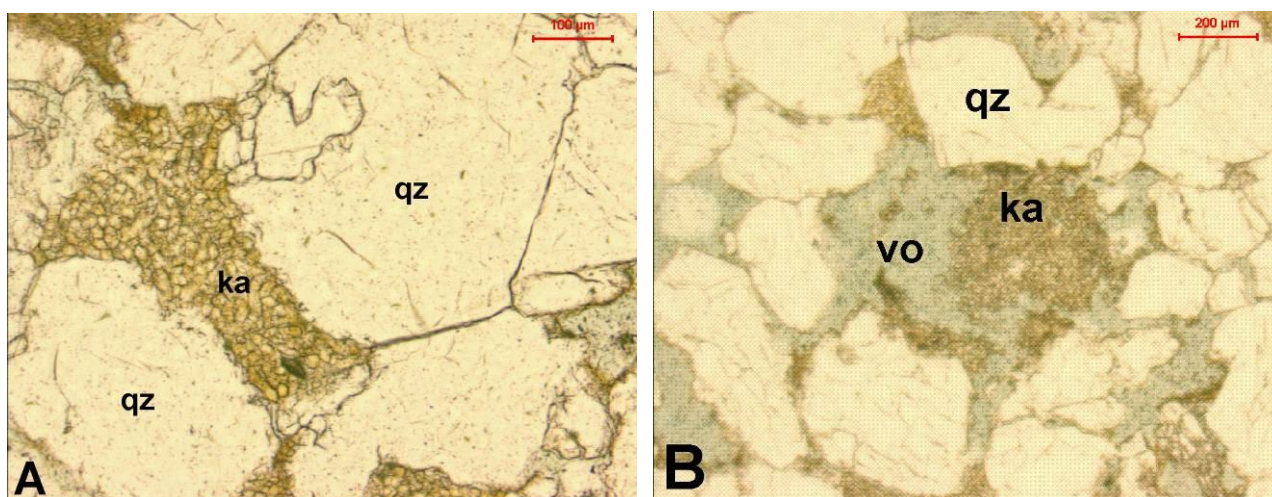


Figura 3: petrografia dos quartzos arenitos da Formação Furnas. A: grãos de quartzo euédricos graças a sobrecrecimento diagenético (qz) e preenchimento de poros intergranulares por sanfonas de caulinita diagenética (ka). B: grãos de quartzo (qz) e caulinita diagenética sanfonada (ka) possivelmente resultante de grão de feldspato transformado. Os vazios (vo) indicam que parte da caulinita foi removida (MELO; GIANNINI, 2007).

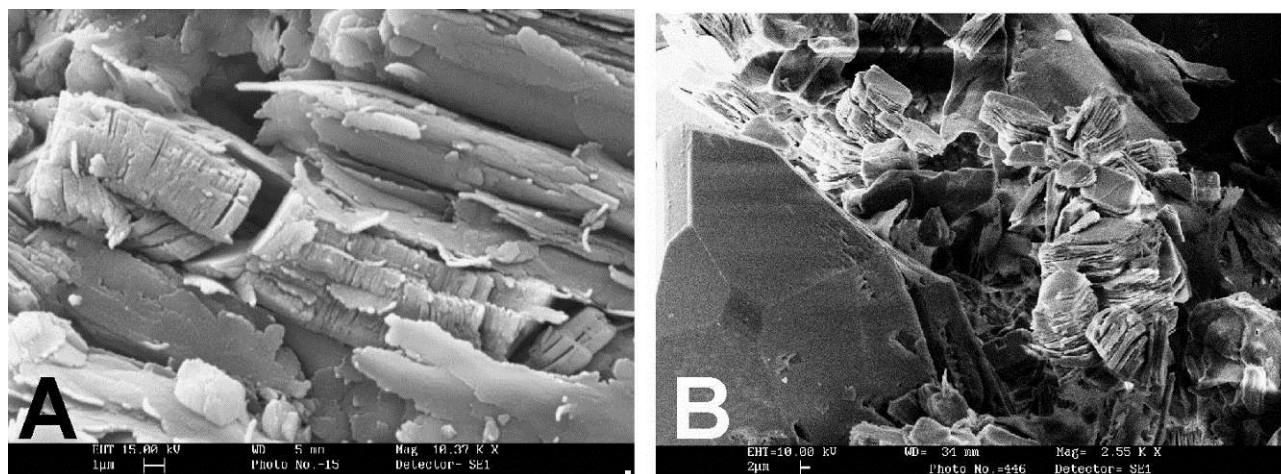


Figura 4: microscopia eletrônica de varredura dos quartzos arenitos da Formação Furnas. A: sanfonas de caulinita e placas de ilita diagenéticas. B: cristais euédricos de quartzo com sobrecrecimento diagenético e sanfonas de caulinita (MELO, 2006).

As rochas dos Campos Gerais apresentam-se fortemente deformadas por estruturas rúpteis (falhas e fraturas com ou sem diques associados), destacando-se três direções principais (ZALÁN et al., 1991):

- NE-SW (N50–70E), paralela às estruturas do embasamento antigo, recorrentemente reativadas durante o Fanerozoico;
- NW–SE (N45–60W), associada com a ruptura continental no Mesozoico, quando se desenvolveu na região o Arco de Ponta Grossa, com eixo nesta direção;
- E–W, paralela às fraturas oceânicas, desenvolvidas durante a deriva continental.

Estas direções estruturais tiveram papel fundamental na circulação da água subterrâneas e evolução das formas erosivas das rochas dos Campos Gerais.

4. PRINCIPAIS FORMAS DE RELEVO CÁRSTICO NA FORMAÇÃO FURNAS

A princípio houve alguma controvérsia sobre como denominar as formas de relevo observadas na Formação Furnas, resultantes da conjugação da erosão mecânica com importante erosão química (corrosão). Maack (1946 e 1956) já utilizara terminologia própria de relevo cárstico para denominar tais formas, empregando as denominações “dolinas”, “depressões doliniformes”, “formação carstiforme” e “ocorrências carstiformes”. Autores mais recentes (TAMURA, 2003; MELO, 2006; MELO; GIANNINI, 2007; MELO et al., 2007; SALLUN FILHO; KARMANN, 2007; PONTES, 2010; MASSUQUETO, 2010), reconhecendo a importância do processo de dissolução mineral na gênese das formas, e compartilhando o conceito atual de carste, conforme Wray (1997a e 1997b), têm utilizado a terminologia de formas cársticas, e ressaltado a importância de reconhecer os fenômenos cársticos nos arenitos da Formação Furnas.

As principais formas de relevo cárstico observadas nestes arenitos na região dos Campos Gerais são descritas nos itens a seguir.

4.1 Relevo ruiforme

Os relevos ruiformes presentes na Formação Furnas são esculturas singulares que variam de milímetros a dezenas de metros (Figura 5). Este relevo de exceção origina-se do processo erosivo das águas meteóricas promovendo a

dissolução da rocha, por meio de juntas, fraturas e planos de estratificação. Formam-se inicialmente sulcos e caneluras, posteriormente lapiás e finalmente torres, pináculos, fendas e labirintos, apresentando um relevo de aspecto desfeito. Ressalta-se o caráter diferencial da erosão quando níveis síltico-argilosos estão presentes, aumentando a complexidade morfológica destas feições.



Figura 5: exemplo de relevo ruiforme na Formação Furnas (Canyon do Rio São Jorge, município de Ponta Grossa).

4.2 Furnas

As furnas são dolinas de abatimento formadas pela existência de cavidades em profundidade (MAACK, 1956; SOARES, 1989; MELO, 2006). Tais cavidades podem ser geradas pela erosão dos arenitos sob influência do cruzamento de estruturas tectônicas (falhas e fraturas) ou podem constituir carste subjacente, neste caso em unidades carbonáticas do Grupo Itaiacoca (MAACK, 1956; SALLUN FILHO; KARMANN, 2007). Destacam-se as Furnas do Parque Estadual de Vila Velha, da localidade de Passo do Pupo e do Buraco do Padre, todas no Município de Ponta Grossa (Figura 6).

4.3 Depressões úmidas e secas

As depressões (Figura 7) são feições do relevo que indicam a existência de cavidades subterrâneas em desenvolvimento. Podem representar a fase inicial da formação das furnas, ou ainda dolinas de dissolução ou de subsidência. A concentração de matéria orgânica nestes locais, gerando principalmente solos hidromórficos, tais como organossolos e gleissolos, em conjunto com o escoamento das águas superficiais para dentro da depressão, permitem a formação e infiltração de ácidos orgânicos, favorecendo o processo de dissolução dos minerais da rocha em subsuperfície.



Figura 6: uma das Furnas Gêmeas da Formação Furnas, situadas próximo ao Passo do Pupo, município de Ponta Grossa.



Figura 7: depressão úmida nas proximidades do Canyon do Rio São Jorge.

4.4 Sumidouros

Nos arenitos da Formação Furnas na região dos Campos Gerais é comum a existência de rios que apresentam drenagem subterrânea, com frequência por dezenas de metros. São exemplos o Sumidouro do Rio Quebra-Pedra (PONTES et al., 2010), os sumidouros dos rios Pitanguí, Itararé e do Funil (SOARES, 1989; MAACK, 2002), Sumidouro da Gruta Lajeado do Sobrado e Sumidouro do Rio Quebra-Perna (MASSUQUETO, 2010; MASSUQUETO et al., 2011, neste volume).

Este último sumidouro apresenta um rico ambiente natural, com aspectos geomorfológicos, espeleológicos, geológicos, arqueológicos, fitogeográficos e paleoambientais peculiares (Figura 8). Sua gênese, bem como a dos demais sumidouros da região, está relacionada a um conjunto de fatores, como a competente ação erosiva do rio, características da rocha (planos de estratificação e de acamamento e composição mineralógica), estruturas tectônicas (falhas, fendas e fraturas) e a proximidade

com a Escarpa Devoniana, que determina um gradiente hidráulico elevado vinculado ao relevo acidentado do local (MASSUQUETO, 2010).



Figura 8: Duto dos Andorinhões, Sumidouro do Rio Quebra-Perna – Fazenda Cristalina (Ponta Grossa - Paraná).

4.5 Dutos de dissolução

Dutos bem estabelecidos, com seção transversal arredondada, são comuns em sumidouros, cavernas e até mesmo em paredes rochosas em superfície, evidenciando a ação da água em sua formação. Wray (2009), em trabalhos realizados em quartzo arenitos da Austrália, ressalta que estes dutos se organizam em redes complexas de drenagem subterrânea, assemelhando-se aos ocorrentes em rochas carbonáticas.

Conforme apresenta Massuqueto (2010), um notável exemplo de sistema de drenagem organizada em dutos subterrâneos é encontrado no Sumidouro do Rio Quebra-Perna. Neste local ocorrem condutos que se ramificam em dutos menores, indicando captação de drenagem (Figura 9) (MASSUQUETO et al., 2011, neste volume).

4.6 Alvéolos

Os alvéolos são cavidades em paredes, tetos e até mesmo em pavimentos rochosos, com formas geralmente arredondadas. Apresentam-se isolados, em grupos e também conectados uns aos outros, com dimensões milimétricas a decimétricas (Figura 10). Melo et al. (2007) apontam que, junto com a dissolução causada no interior do maciço rochoso e o escorrimento da água meteórica nas superfícies rochosas, a ação de micro e macroorganismos tem grande influência na formação dos alvéolos, gerando a esfoliação do arenito, permitindo a criação de reentrâncias e facilitando a ação de outros processos erosivos.



Figura 9: dutos de dissolução – Sumidouro do Rio Quebra-Perna, Ponta Grossa.



Figura 10: alvéolos – Canyon do Rio São Jorge.

4.7 Espeleotemas

Na Formação Furnas os espeleotemas são localizados em cavidades e até mesmo em paredes em superfície. Sua gênese se inicia a partir da dissolução de minerais da rocha pela ação de águas meteóricas ou de infiltração e subsequente precipitação sob condições físico-químicas favoráveis. Os espeleotemas apresentam diversos tipos e tamanhos variando de milímetros a alguns centímetros. Como exemplo, pode-se mencionar o aglomerado do tipo coraloide identificado na Fenda da Freira, em Ponta Grossa (Figura 11). Alcançando até treze centímetros, são os maiores espeleotemas descobertos até o momento na Formação Furnas (PONTES, 2010).

4.8 Bacias de dissolução

Em pavimentos rochosos é comum encontrar depressões circulares, elípticas e/ou irregulares, preenchidas com água ou secas, apresentando alguns centímetros de profundidade, podendo atingir medidas superiores a um metro de extensão lateral

(Figura 12). As bacias de dissolução (*kamenitzas*) são feições características de regiões cársticas. O fator preponderante em sua gênese é a dissolução, causada pelas águas estagnadas, enriquecidas de ácido carbônico e orgânico, este proveniente de líquens e musgos que proliferam principalmente nas bordas destas bacias.



Figura 11: espeleotemas de sílica e caulinita – Fenda da Freira, proximidades do Buraco do Padre. Considerados os maiores até o momento, estes espeleotemas atingem até 13 centímetros de comprimento.



Figura 12: bacias de dissolução – Canyon do Rio São Jorge.

4.9 Cúpulas de dissolução

Trata-se de feições de dissolução do teto de cavidades subterrâneas, características de dutos totalmente inundados (HARDT et al., 2009). A presença de dutos subterrâneos completamente inundados faz com que a água promova a dissolução de minerais no teto rochoso, ensejando a ocorrência de cúpulas variando de centímetros a dezenas de centímetros de diâmetro e alguns centímetros a metros de profundidade (Figura 13). O tempo de residência, variação no regime de fluxo e aporte de água nos dutos, associados à dinâmica dos processos

de intemperismo químico têm um papel decisivo na evolução destas feições.

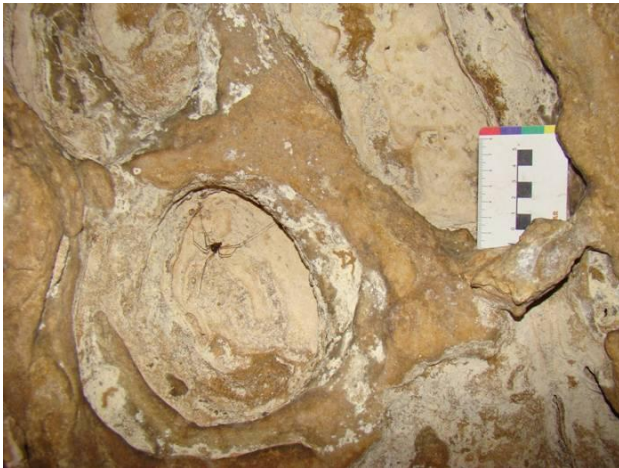


Figura 13: cúpulas de dissolução – Sumidouro do Rio Quebra-Perna.

4.10 Cavernas

A existência de cavernas na Formação Furnas está relacionada com a ação erosiva das águas pluviais, fluviais e subterrâneas, combinada com características da rocha (composição, textura, estruturas sedimentares) e estruturas tectônicas. As cavidades subterrâneas desenvolvidas no Arenito Furnas não apresentam grandes desenvolvimentos, estendendo-se normalmente por algumas dezenas de metros.

Dentre as cavidades da região dos Campos Gerais, destaca-se a Caverna da Chaminé, no Município de Ponta Grossa (Figura 14). Apresentando 307 metros de desenvolvimento linear, a cavidade é rica em espeleotemas e abriga singular fauna. Apesar de ser uma caverna com forte controle estrutural possui notáveis feições de dissolução da rocha, indicando processos erosivos de águas subterrâneas, pluviais e fluviais (PONTES; MELO, 2011, neste volume).

5. DISSOLUÇÃO E SEUS FATORES CONTROLADORES

As feições de dissolução são o mais evidente indício da erosão química dos quartzos arenitos da Formação Furnas nos Campos Gerais. Corroborando as ideias já expressas por Maack (1946 e 1956), Tamura (2003) e Melo; Giannini (2007) consideram que a dissolução do cimento argiloso (caulinita e ilita), promovendo a arenização das rochas (liberação dos grãos de quartzo, no sentido de Jennings, 1983 apud Doerr; Wray, 2004) seja fundamental para o desenvolvimento das formas erosivas.



Figura 14: típica galeria estrutural – Caverna da Chaminé – Canyon do Rio São Jorge.

Após estudos petrográficos e mineralógicos das paredes rochosas em feições erosivas, Tamura (2003) e Melo; Giannini (2007) propuseram o esquema de transformações minerais apresentado na Figura 15. Nele, o cimento argiloso diagenético é dissolvido e reprecipitado na forma de caulinita criptocristalina ou em microfissuras ou em pequenos espeleotemas superficiais.

Os principais fatores controladores dos processos erosivos nos arenitos da Formação Furnas são (MELO, 2006; MELO; GIANNINI, 2007):

- a petrografia dos arenitos, com cimento argiloso relativamente solúvel envolvendo grãos de quartzo menos solúveis;
- as variações texturais, mineralógicas, na porosidade e na permeabilidade nos arenitos;
- as estruturas sedimentares intra e interestratais nos arenitos;
- as estruturas rúpteis (falhas e fraturas com ou sem diques associados) que cortam os arenitos;
- os fortes gradientes hidráulicos impostos pelo desnível topográfico representado pela Escarpa Devoniana;
- a dominância na região, ao longo do Cenozoico, de climas úmidos, propiciando apreciáveis volumes

de água para os processos de erosão subterrânea e superficial;

- a existência de relevos cársticos subjacentes às rochas da Bacia do Paraná (MAACK, 1946 e 1956; MELO; GIANNINI, 2007; SALLUN FILHO; KARMANN, 2007), relacionados às rochas carbonáticas do Grupo Itaiacoca;
- a antiguidade das rochas e do relevo nos Campos Gerais, favorecendo processos erosivos cumulativos, em diferentes condições paleoambientais, ao longo do Cenozoico.

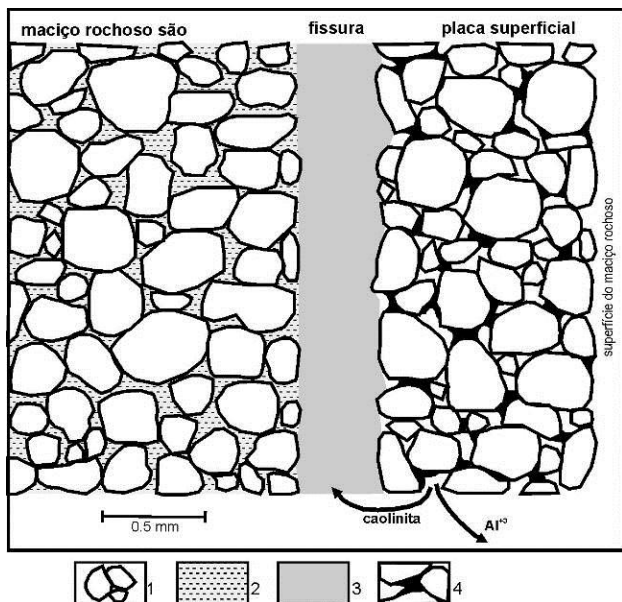


Figura 15. seção esquemática através de placas de descamação superficial, fissura com caulinita criptocristalina e maciço rochoso são de arenitos da Formação Furnas. 1: grãos de quartzo; 2: cimento caulinitico diagenético; 3: caulinita criptocristalina; 4: cimento silicoso (em preto) formado a partir da dissolução da caulinita e do quartzo. Escala gráfica aproximada (modificado de Melo; Giannini, 2007).

6. IMPLICAÇÕES DO RELEVO CÁRSTICO DA FORMAÇÃO FURNAS

O caráter cárstico dos quartzos arenitos da Formação Furnas nos Campos Gerais tem uma série de implicações, que significam ora benefícios para a região, potencializando oportunidades de pesquisa científica, seu patrimônio natural e seus recursos hídricos, ora riscos, representados pela vulnerabilidade do aquífero e possibilidade de indução de fenômenos erosivos subterrâneos em áreas urbanas.

6.1 Registros paleoclimáticos e paleoambientais

As depressões úmidas e secas, que formam banhados e lagoas tão comuns na borda do Segundo

Planalto Paranaense, correspondem a dolinas de abatimento, dissolução, subsidência ou carste subjacente, frequentemente preenchidas por sedimentos. Estas depressões na maior parte das vezes constituem sistemas de escoamento relativamente fechados, não se conectando a cursos de água superficiais. Isto faz com que os depósitos sedimentares nelas contidos sejam registros privilegiados das variações paleoclimáticas e paleoambientais.

A importância de tais registros geológicos é ressaltada pela localização geográfica dos Campos Gerais, na transição entre importantes biomas, representados por campos de altitude, floresta com araucária e cerrado. Estes diferentes tipos de cobertura vegetal respondiam com avanços e recuos relativos em resposta às variações climáticas quaternárias.

Os estudos do preenchimento sedimentar de lagoas e depressões dos Campos Gerais (v.g. LORSCHREITER; TAKEDA, 1995; BEHLING, 1997; LEDRU et al., 1998; MORO; BICUDO, 1998; MELO et al., 2003; MORO et al., 2004) já têm fornecido alguma informação utilizável nas reconstruções paleoclimáticas, importantes para o equacionamento da ação humana nas mudanças climáticas globais da atualidade. Entretanto, estes estudos incipientes estão muito aquém de sua possibilidade, e deverão ainda constituir objeto de pesquisas mais sistemáticas e aprofundadas.

6.2 Patrimônio natural e geoconservação

A excepcionalidade do patrimônio natural dos Campos Gerais (MELO et al., 2007), biótico ou abiótico, deve-se em grande parte à existência das rochas da Formação Furnas, dos solos delas derivados e especialmente da dissolução e das formas de relevo cárstico de seus quartzos arenitos.

Segundo Gray (2004) o termo “geodiversidade” se aplica ao conjunto de materiais geológicos (rochas, minerais, fósseis, solos), formas de relevo e processos geológicos em operação, podendo ser empregado para descrever a variedade geológica de uma região, de um país ou mesmo do planeta. Este mesmo autor adota, para o entendimento da importância que a diversidade geológica possui, principalmente em ações para sua conservação e gestão, a estratégia de explorar o significado dos diferentes valores que podem ser associados à geodiversidade. Estes valores podem ser reunidos em sete grandes grupos: intrínseco, cultural, estético, econômico, funcional, científico e didático.

Todas estas modalidades de valores podem ser reconhecidas quando se analisa o sistema cárstico relacionado aos quartzos arenitos da Formação Furnas (descrições em diferentes setores dos Campos Gerais podem ser encontradas em MOCHIUTTI, 2009, MASSUQUETO, 2010 e PAVÃO, 2010). O valor intrínseco, comumente defendido quando se discute a conservação da flora e da fauna, provavelmente é o que poderia suscitar maiores dúvidas, pois muitas pessoas encontram dificuldade em admitir que um arenito, um alvéolo ou o processo de dissolução tenham valor existencial independente do reconhecimento pelo ser humano.

Já os demais valores exigem menor compromisso filosófico para sua identificação. Os registros arqueológicos (ver item 6.3), a utilização em rituais de umbanda na Furna do Buraco do Padre, ou mesmo as histórias populares que procuram descrever a origem de feições como as furnas ou o relevo ruiforme, são alguns dos exemplos das implicações culturais da interação do ser humano com o carste nos arenitos da Formação Furnas.

Mesmo tendo um forte componente de subjetividade, sendo mais intensamente vivenciado conforme as preferências, índole e experiência de vida de cada indivíduo, o valor estético possui inúmeros exemplos. Seja como áreas de lazer, destino turístico, cartões-postais, locais para a prática de esportes na natureza (escalada, caminhada, dentre outros) ou inspiração artística, os diferentes elementos do carste da Formação Furnas já alcançaram relevância que ultrapassa o âmbito regional.

Na região dos Campos Gerais ainda não é frequente a divulgação de cifras (valor econômico) quando se descreve o seu patrimônio natural, em parte pela falta de uma melhor comunicação entre a comunidade acadêmica, os gestores públicos e a sociedade em geral. No entanto esta postura precisa mudar radicalmente, tanto graças à ordem de grandeza dos custos e benefícios financeiros envolvidos no aproveitamento de seus recursos hídricos superficiais ou subterrâneos (ver item 6.4), como no caso do valor dos solos provenientes da Formação Furnas (valor econômico do epicarste), utilizados extensivamente em práticas agrícolas, de pecuária ou silvicultura.

A manutenção da operação saudável de diversos ciclos biogeoquímicos, a capacidade de funcionamento como filtros naturais por parte dos quartzos arenitos e solos derivados, além do controle na existência, extensão e distribuição de nichos ecológicos e espécies da flora e fauna são alguns dos

exemplos do valor funcional do carste da Formação Furnas.

Aspectos como acesso relativamente fácil, diversidade das feições (ver item 4) e o número elevado de áreas desprovidas de pesquisa em detalhe, reforçam o alto valor didático-científico do carste da Formação Furnas nos Campos Gerais. Os estudos recentes decorrentes de projetos de pesquisa e trabalhos de conclusão de curso (UEPG, USP, UFPR), aliados às atividades educativas e científicas conduzidas pelo GUPE são parte do testemunho de sua importância (TAMURA, 2003; MELO; GIANNINI, 2007; PONTES et al., 2010; dentre outros). As fronteiras científicas representadas pelo processo de dissolução destes quartzos arenitos são praticamente ilimitadas. Por exemplo, ao contrário do que se vê em contextos similares no país (v.g. RIBEIRO et al., 2007; CONCEIÇÃO et al., 2007a; CONCEIÇÃO et al., 2007b), a riqueza ecológica dos ambientes rupícolas dos Campos Gerais ainda representa um aspecto de seu patrimônio natural carente de estudos aprofundados, principalmente quanto aos fatores envolvidos na diversidade biológica das comunidades estabelecidas em afloramentos rochosos.

Existem duas formas de se encarar o conceito de geoconservação (SHARPLES, 2003; GRAY, 2004; BRILHA, 2005). Uma é focando sobre áreas de excepcional valor (normalmente científico, estético, cultural ou mesmo uma combinação deles), os chamados geossítios e que representam o que se denomina de patrimônio geológico de uma região.

Nesta abordagem ações de divulgação e valorização do potencial turístico, científico e de aproximação do público leigo para as geociências têm sido desenvolvidas, tais como a produção de painéis explicativos, folhetos, roteiros, inventário de geossítios e diversos tipos de trabalhos acadêmicos. Voltadas a todo o patrimônio geológico dos Campos Gerais, estas ações têm espaço de destaque para o relevo cárstico da Formação Furnas em áreas como os parques estaduais de Vila Velha e Guartelá, Cachoeira do Rio São Jorge e Buraco do Padre (ver www.mineropar.pr.gov.br; LETENSKI et al., 2009; FOLMANN, 2010; PAVÃO, 2010; ROCHA; GUIMARÃES, 2010).

A segunda maneira de se por em prática medidas de geoconservação ocorre quando se busca a proteção não apenas do que está acima da média, mas a totalidade da geodiversidade, numa abordagem holística de conservação da natureza. Esta visão é cientificamente mais integradora, socialmente mais inclusiva e ambientalmente mais comprometida com a realidade. Esta postura mostra-se em sintonia com desafios que busquem o

desenvolvimento regional com sustentabilidade (v.g. MELO, 2009), respeitando as características dos processos cársticos da Formação Furnas e seu papel determinante na existência do patrimônio natural dos Campos Gerais.

6.3 Patrimônio arqueológico

A região dos Campos Gerais é rica em sítios arqueológicos de indígenas pré-históricos, com vestígios representados por artefatos líticos, cerâmica e, sobretudo, pinturas rupestres, atribuídas às tradições culturais Planalto e Geométrica (PARELLADA, 2007). O relevo característico das rochas da Formação Furnas origina diversos tipos de feições que representavam elementos fisiográficos integrados nas atividades destes indígenas. Entre, eles, pode-se destacar:

- abrigos naturais, cujos tetos são constituídos por saliências rochosas controladas pelas estruturas sedimentares dos arenitos; estes abrigos muitas vezes contêm pinturas rupestres nas paredes rochosas (v.g. SILVA et al., 2006 e 2007; PEREIRA, 2009);

- passos naturais em áreas de relevo escarpado, influenciando rotas e locais preferenciais para assentamentos e abrigos;

- armadilhas naturais, representadas por passagens e fundos de vale escarpados, que poderiam propiciar o arrebanhamento de bandos de cervídeos e outros animais.

6.4 Recursos hídricos subterrâneos do Aquífero Furnas

Levantamentos recentes têm apontado que na cidade de Ponta Grossa e região os poços tubulares profundos existentes podem ter capacidade de produção maior que o volume de água captado na bacia do Rio Pitangui fornecido pela SANEPAR - Companhia de Saneamento do Paraná, órgão responsável pelo abastecimento público no estado (MELO, 2009; FIGURIM, 2010; BAGATIM, 2010).

Os estudos realizados por FIGURIM (2010) mostram que (Figura 16):

- a profundidade dos poços é muito variável, de menos de 50 a mais de 500 metros;
- a vazão também é muito variável, de 0,5 m³/hora até 100 m³/hora;
- não há correlação entre profundidade e vazão.

Os trabalhos de Figurim (2010) mostraram ainda que a qualidade das águas do Aquífero Furnas frequentemente permite classificá-las como águas minerais, enquanto que as águas de outros corpos rochosos (embasamento, Formação Ponta Grossa, Grupo Itararé) usualmente não apresentam características de potabilidade, principalmente pelos altos teores de ferro, manganês e sólidos dissolvidos totais.

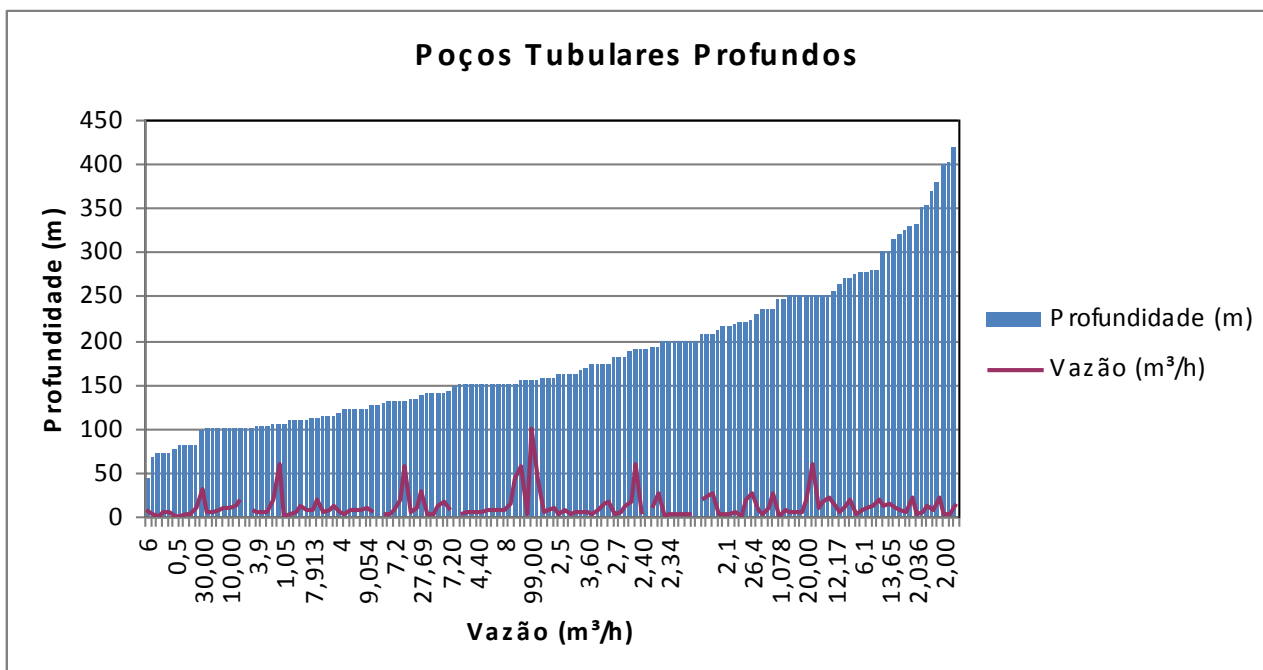


Figura 16: vazão dos poços tubulares profundos da região de Ponta Grossa em relação à profundidade perfurada (FIGURIM, 2010).

Os estudos realizados por Bagatim (2010) indicaram que (Figura 17):

- a profundidade do Aquífero Furnas é variável, refletindo deslocamentos impostos por estruturas tectônicas;
- os poços mostram que localmente são muito nítidas as alternâncias de arenitos e folhelhos nas transições entre as formações Furnas e Ponta Grossa (as “camadas de transição”);
- as entradas de água nos poços tubulares às vezes mostram nítida relação com descontinuidades (estruturas rúpteis, contatos litológicos);
- durante as perfurações dos poços às vezes são indicados “vazios” métricos, correspondentes a cavidades subterrâneas.

6.5 Riscos geambientais

Os levantamentos de Bagatim (2010) mostraram uma crescente utilização da água subterrânea nos últimos anos, principalmente nas cidades de Ponta Grossa e Carambeí. É sabido que em áreas de relevo cárstico típico o bombeamento de água pode trazer como consequência subsidências

do terreno, tal como ocorreu na Região Metropolitana de Curitiba (OLIVEIRA, 1997), ou colapso de dolinas, como em Cajamar, na Grande São Paulo (PRANDINI et al., 1987).

Embora ainda não tenham sido testemunhados fenômenos de subsidências ou colapsos em operação nos dias atuais nos Campos Gerais, o caráter cárstico dos arenitos da Formação Furnas e a crescente exploração da água subterrânea constituem fatores favoráveis para que tais fenômenos possam vir a acontecer, com frequência e velocidade, comparativamente às áreas de carste carbonático, ainda a serem estabelecidas. Felizmente sem consequências mais graves, têm sido observados exemplos da mudança do curso subterrâneo das águas graças à erosão dos arenitos (PONTES et al., 2010).

A situação da cidade de Ponta Grossa, onde a leste o perímetro urbano está sobre a Formação Ponta Grossa no limite de sua passagem para a Formação Furnas (Figura 18), é muito significativa. Os poços tubulares profundos da cidade atravessam a Formação Ponta Grossa e vão extrair água da Formação Furnas abaixo da cidade.

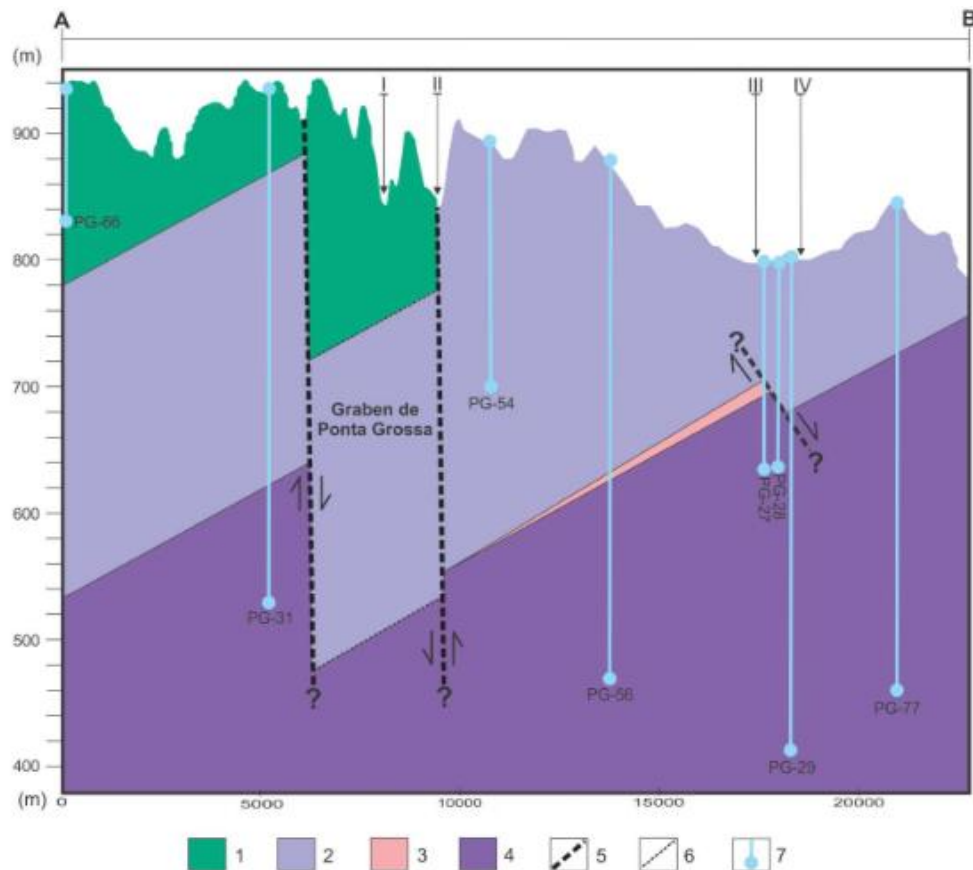


Figura 17: seção geológica de Ponta Grossa interpretada a partir dos perfis geológicos de poços tubulares profundos. 1) Grupo Itararé indiviso; 2) Formação Ponta Grossa; 3) Camadas de Transição; 4) Formação Furnas; 5) falha inferida; 6) contato inferido; 7) Poço Tubular Profundo; I-Arroio da Roda; II) Arroio do Padre; III) Arroio Olaria; IV) Rio Cará-Cará (BAGATIM, 2010).

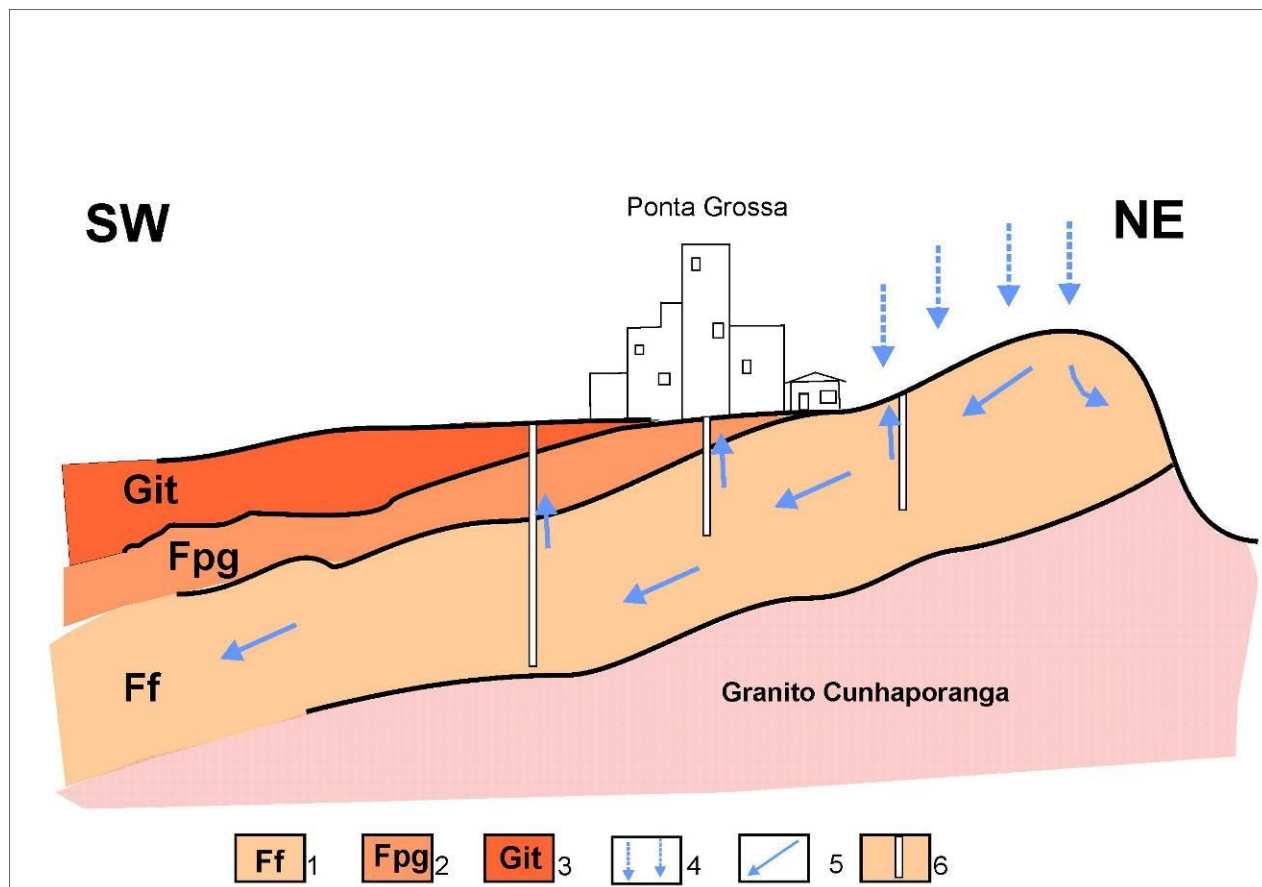


Figura 18: seção esquemática da situação da cidade de Ponta Grossa em relação ao Aquífero Furnas e à Escarpa Devoniana. 1) Formação Furnas (Aquífero Furnas); 2) Formação Ponta Grossa; 3) Grupo Itararé; 4) área de recarga do Aquífero Furnas pelas águas das chuvas; 5) sentido predominante de fluxo das águas subterrâneas; 6) poços profundos (MELO, 2009).

Os estudos de Kupcsak (2008), realizados em loteamentos na área de expansão urbana a leste de Ponta Grossa, sobre os afloramentos da Formação Furnas, também mostraram problemas ainda desconhecidos no restante da cidade, tais como surgências de água e áreas com o nível freático muito superficial.

6.6 Educação para a sustentabilidade

Por um lado, o caráter cárstico dos quartzos arenitos da Formação Furnas favorece a existência de um excelente aquífero e de sítios com importante patrimônio natural e arqueológico. Por outro lado, os municípios da região, principalmente Ponta Grossa e Carambeí, têm diversificada atividade econômica, desde um consolidado parque industrial até intensa atividade agrosilvopastoril.

As forças produtivas regionais ainda são muito conservadoras, e resistem a iniciativas que visem a diminuição dos impactos ambientais de suas atividades e a diversificação dos empreendimentos, no sentido de alternativas sustentáveis.

Diante deste quadro aparentemente contraditório, a rede de ensino fundamental e médio

não tem logrado utilizar as características da região para promoção da educação para a sustentabilidade, preparando as novas gerações para uma gestão integrada dos interesses econômicos, do meio ambiente, e dos interesses da sociedade como um todo (BELLO; MELO, 2006).

7. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

É urgente que o poder público e a população dos Campos Gerais reconheçam o caráter cárstico dos arenitos da Formação Furnas, com os seguintes objetivos:

- formular políticas públicas e legislação que permitam a preservação do patrimônio natural e arqueológico e dos recursos hídricos subterrâneos;
- realizar programas de monitoramento da qualidade das águas e do desenvolvimento de processos erosivos indutores de riscos geoambientais;
- realizar programas na rede de ensino fundamental e médio que promovam o conhecimento da realidade ambiental local e a educação para a sustentabilidade.

AGRADECIMENTOS

Ao CNPq - Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - e à Fundação Araucária de Apoio ao Desenvolvimento

Científico e Tecnológico do Paraná, que deram suporte à realização de projetos de pesquisa e concederam bolsas de iniciação científica para os alunos que participaram dos estudos realizados.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ASSINE, M.L. **Aspectos da estratigrafia das seqüências pré-carboníferas da Bacia do Paraná no Brasil.** 1996, 207p. Tese (Doutorado em Geologia), Instituto de Geociências da USP, São Paulo.
- ASSINE, M.L.; SOARES, P.C.; MILANI, É.J. Seqüências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná, Sul do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências.** v.24, n.2, p.77-89, 1994.
- BAGATIM, H.Q. **Utilização das águas subterrâneas em Ponta Grossa, PR.** 2010. 75p. Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso de Bacharelado em Geografia), Departamento de Geociências, Universidade Estadual de Ponta Grossa.
- BEHLING, H. Late Quaternary vegetation, climate and fire history of the Araucaria forest and campos region from Serra Campos Gerais, Paraná State (South Brazil). **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 97, p.109–121, 1997.
- BELLO, E.M.; MELO, M.S. Utilização dos sítios naturais em atividades didáticas do ensino fundamental e médio no município de Ponta Grossa, PR. **Publicatio UEPG** (Ponta Grossa), Ponta Grossa, v. 14, n. 2, p. 25-42, 2006.
- BERGAMASCHI, S. **Análise Estratigráfica do Siluro-Devoniano (Formações Furnas e Ponta Grossa) da Sub-Bacia de Apucarana, Bacia do Paraná, Brasil.** 1999. 167p. Tese (Doutorado em Geologia), Instituto de Geociências da USP, São Paulo.
- BRILHA, J. **Patrimônio Geológico e Geoconservação: a conservação da natureza na sua vertente geológica.** Lisboa: Palimage, 2005. 183p.
- CONCEIÇÃO, A.A.; GIULIETTI, A.M.; MEIRELLES, S.T. Ilhas de vegetação em afloramentos de quartzito-arenito no Morro do Pai Inácio, Chapada Diamantina, Bahia, Brasil. **Acta Botanica Brasilica:** Feira de Santana, SBB, v. 21, n.2, p.335-347, 2007.
- CONCEIÇÃO, A.A.; PIRANI, J.R.; MEIRELLES, S.T. Floristics, structure and soil of insular vegetation in four quartzite-sandstone outcrops of “Chapada Diamantina”, Northeast Brazil. **Revista Brasileira de Botânica:** São Paulo, SBB, v. 30, n.4, p.641-656. 2007.
- 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.
- DOERR, S.; WRAY, R.A.L. Pseudokarst. In: **Encyclopaedia of Geomorphology**, GOUDIE, A. (ed.). London: Routledge, 2004. p.814–816.
- FOLMANN, A.C. **Trilhas interpretativas como instrumentos de Geoturismo e Geoconservação: caso da Trilha do Salto São Jorge, nos Campos Gerais do Paraná.** 2010, 134f. Dissertação (Mestrado em Geografia), Departamento de Geociências, Universidade Estadual de Ponta Grossa.
- GRAY, M. **Geodiversity: valuing and conserving abiotic nature.** Chichester: Wiley, 2004. 434 p.
- GUIMARÃES, G.B.; MELO, M.S.; MOCHIUTTI, N.F. Desafios da geoconservação nos Campos Gerais do Paraná. **Geol. USP**, Publ. espec., São Paulo, v.5, p.47-61, 2009.
- HARDT, R.; RODET, J.; PINTO, S.A.F.; WILLEMS, L. Exemplos brasileiros de carste em arenito: Chapada dos Guimarães (MT) e Serra de Itaqueri (SP). SBE –Campinas, SP. **Espeleo-Tema.** v. 20, n.1/2, p.7-23. 2009.

- KUPCSAK, C.R. **Problemas geoambientais em loteamentos na porção leste da cidade de Ponta Grossa - PR**. 2008. 89p. Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso de Bacharelado em Geografia), Departamento de Geociências, Universidade Estadual de Ponta Grossa.
- LEDRU, M.-P.; SALGADO-LABORIAU, M.L.; LORSCHUITTER, M.L. Vegetation dynamics in southern and central Brazil during the last 10 000 yr B.P. **Review of Palaeobotany and Palynology** v. 99, p.131–142, 1998.
- LETENSKI, R.; GUIMARÃES, G.B.; PIEKARZ, G.F.; MELO, M.S. Geoturismo no Parque Estadual de Vila Velha: nas trilhas da dissolução. **Pesquisas em Turismo e Paisagens Cársticas**: Campinas, SBE, v. 2, n.1, p.5-15. 2009.
- 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, 2005, Salvador. **Anais**. Salvador: IBP, p.1-6.
- LORSCHUITTER, M.L.; TAKEDA, I.J.M. Reconstituição paleoambiental da região dos Campos Gerais, Paraná, através da palinologia de sedimentos da Lagoa Dourada. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 5, 1995, Niterói. **Anais**. Niterói: ABEQUA, 1995. p.18–21.
- 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, 305p, 1946.
- MAACK, R. Notas preliminares sobre clima, solos e vegetação do Estado do Paraná. Curitiba: **Arquivos de Biologia e Tecnologia**, 2:102-200, 1948.
- MAACK, R. **Mapa fitogeográfico do Estado do Paraná**. Curitiba: Inst. Biol. Pesq. Tecnol. e Inst. Nac. Pinho, 1950.
- MAACK R. Fenômenos carstiformes de natureza climática e estrutural de arenitos do Estado do Paraná. Curitiba, **Arquivos de Biologia e Tecnologia**, v.11, p.151-162, 1956.
- MAACK, R. **Notas preliminares sobre as águas do sub-solo da Bacia Paraná-Uruguaí**. Curitiba, Comissão Interestadual da Bacia Paraná-Uruguaí, 1970, 162p.
- MAACK, R. **Geografia Física do Estado do Paraná**. Curitiba: Imprensa Oficial, 2002. 440 p.
- MASSUQUETO, L.L. **O sistema cárstico do Sumidouro do Rio Quebra-Perna (Ponta Grossa - PR): caracterização da geodiversidade e de seus valores**. 2010. 81p. Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso de Bacharelado em Geografia), Departamento de Geociências, Universidade Estadual de Ponta Grossa.
- MASSUQUETO, L.L.; GUIMARÃES, G.B.; PONTES, H.S. Geossítio do Sumidouro do Rio Quebra-Perna (Ponta Grossa, PR, Brasil): relevante exemplo de sistema cárstico nos arenitos da Formação Furnas. **Espeleo-Tema**: Campinas, SBE, v.22, n.1, 2011 (neste volume).
- MELO, M.S.; GIANNINI, P.C.F.; PESSEDA, L.C.R.; BRANDT NETO, M. Holocene paleoclimatic reconstruction based on the Lagoa Dourada deposits, southern Brazil. **Geológica Acta**, v.1, n.3, p.298–302, 2003.
- MELO, M. S. **Formas rochosas do Parque Estadual de Vila Velha**. Ponta Grossa: UEPG, 2006, 145p.
- MELO, M.S. Aquífero Furnas: urgência na proteção de mananciais subterrâneos em Ponta Grossa, PR. In: Seminário Internacional “Experiências de Agendas 21 - Desafios do Nosso Tempo”. **Anais**, Curitiba, 2009, 11p. Disponível em: http://www.eventos.uepg.br/seminariointernacional/agenda21parana/trabalho_cientifico/TrabalhoCientifico006.pdf.

- 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.
- MELO, M. S.; GUIMARÃES, G.B.; RAMOS, A.F.R.; PRIETO, C.C. Relevo e hidrografia dos Campos Gerais. In: MELO, M.S.; MORO, R.S.; GUIMARÃES, G.B. (Orgs.). **Patrimônio natural dos Campos Gerais do Paraná**. Ponta Grossa: Editora da UEPG, 2007, p. 49-58.
- MELO, M.S.; GUIMARÃES, G.B.; SANTANA, Á.C. Fisiografia da bacia do rio Pitangui. In: GEALH, A.M.; MELO, M.S.; MORO, R.S. (Orgs.). **Pitangui, rio de contrastes: seus lugares, seus peixes, sua gente**. Ponta Grossa: Editora da UEPG, 2010, p.11-21.
- MINEROPAR - Minerais do Paraná do Paraná S/A. **Mapa Geológico do Estado do Paraná**: escala 1:650.000. Curitiba: MINEROPAR, 1989.
- MOCHIUTTI, N.F. **Os valores da geodiversidade da região de Piraí da Serra, Campos Gerais do Paraná**. 2009. 127p. Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso de Bacharelado em Geografia), Departamento de Geociências, Universidade Estadual de Ponta Grossa.
- MORO, R.S.; BICUDO, C.E.M. Flutuações climáticas no Pleistoceno tardio e Holoceno na Lagoa Dourada, Estado do Paraná, Brasil. **Acta Limnologica Brasiliensia**, v.10, n.2, p.47-58, 1998.
- MORO, R.S.; BICUDO, C.E.M; MELO, M.S.; SCHMITT, J. 2004. Paleoclimate of the late Pleistocene and Holocene at Lagoa Dourada, Paraná State, southern Brazil. **Quaternary International** , v.114, n.1, p.87-99, 2004.
- OLIVEIRA, L.M. **A gestão de riscos geológicos urbanos em áreas de carste**. Curitiba: MINEROPAR, 1997. 46 p.
- PARELLADA, C. Arqueologia dos Campos Gerais. In: MELO, M.S.; MORO, R.S.; GUIMARÃES, G.B.: **Patrimônio Natural dos Campos Gerais do Paraná**. Ponta Grossa: Editora da UEPG, 2007, p.163-170.
- PAVÃO, E.S. **Patrimônio geológico da bacia do Rio Quebra-Perna (Ponta Grossa/PR): percorrendo os valores da geodiversidade**. 2010. 114p. Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso de Bacharelado em Geografia), Departamento de Geociências, Universidade Estadual de Ponta Grossa.
- PEREIRA, F.C. **As pinturas rupestres na região de Piraí da Serra - PR**. 2009. 119p. Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso de Bacharelado em Geografia), Departamento de Geociências, Universidade Estadual de Ponta Grossa.
- FIGURIM, I. **Análise da qualidade da água subterrânea do Aquífero Furnas no município de Ponta Grossa - PR**. 2010. 80p. Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso de Bacharelado em Geografia), Departamento de Geociências, Universidade Estadual de Ponta Grossa.
- PONTES, H.S. Fenda da Freira, Ponta Grossa – PR. Cavidade subterrânea em arenitos da Formação Furnas. In: XVII SEMANA DE GEOGRAFIA DA UEPG, 18, Ponta Grossa. **Anais**. Ponta Grossa: UEPG, 2010 (sem páginas).
- PONTES, H.S. **Caverna da Chaminé, Ponta Grossa, Paraná - exemplo de relevo cárstico na Formação Furnas**. 2010, 92p. Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso de Bacharelado em Geografia), Departamento de Geociências, Universidade Estadual de Ponta Grossa
- PONTES, H.S.; ROCHA, H.L.; MASSUQUETO, L.L.; MELO, M.S.; GUIMARÃES, G.B.; LOPES, M.C.. Mudanças recentes na circulação subterrânea do rio Quebra-Pedra (furna do Buraco do Padre, Ponta Grossa, Paraná). **Espeleo-Tema**: Campinas, SBE, v. 21, n.1, p.7-16. 2010.
- PRANDINI, F.L.; PONÇANO, W.L.; DANTAS, A.M.A.; JACINTO, M.C. Cajamar - carst e urbanização: a experiência internacional (síntese bibliográfica). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 5, São Paulo. **Anais**. São Paulo: ABGE, 1987. v.2. p.431-442.

- RAMOS, A.N.; FORMOSO, M.L.L. Argilominerais das rochas sedimentares da Bacia do Paraná. **Ciência - Técnica - Petróleo**, Rio de Janeiro, Seção Exploração de Petróleo, n.9, 72p. e anexos, 1975.
- RIBEIRO, K.T.; MEDINA, B.M.O.; SCARANO, F.R. Species composition and biogeographic relations of the rock outcrop flora on the high plateau of Itatiaia, SE-Brazil. **Revista Brasileira de Botânica**: São Paulo, SBB, v. 30, n.4, p.623-629. 2007.
- ROCHA, H.L.; GUIMARÃES, G.B. Geofomas cársticas em rochas quartzosas dos Campos Gerais do Paraná: inventariação e quantificação de geossítios de valor científico. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE ESPELEOLOGIA, 2, 2010, Ponta Grossa. **Anais**. Ponta Grossa: SBE/GUPE, 2010. p.69-80.
- SALLUN FILHO, W.; KARMANN, I. Dolinas em arenitos da Bacia do Paraná: evidências de carste subjacente em Jardim (MS) e Ponta Grossa (PR). **Revista Brasileira de Geociências**, v.37, n.3, p.551-564, 2007.
- SHARPLES, C. **Concepts and principles of Geoconservation**. Tasmanian Parks and Wildlife Service website, 2002. Disponível em: [http://www.dpiw.tas.gov.au/inter.nsf/Attachments/SJON-57W3YM/\\$FILE/geoconservation.pdf](http://www.dpiw.tas.gov.au/inter.nsf/Attachments/SJON-57W3YM/$FILE/geoconservation.pdf). Acesso em: 18 mar. 2011.
- SILVA, A.G.C.; PARELLADA, C.I.; MELO, M.S. Pinturas rupestres em abrigo sob rocha no Sumidouro do Rio Quebra-Perna, Ponta Grossa, PR. **Publicatio UEPG**, Ciências Exatas e da Terra, Ciências Agrárias e Engenharias, v.12, n.1, p.23-31, 2006.
- SILVA, A.G.C.; PARELLADA, C.I.; MELO, M. S. . Pinturas rupestres do sítio arqueológico Abrigo Usina São Jorge. **Publicatio UEPG**. Ciências Exatas e da Terra, Ciências Agrárias e Engenharias, v. 13, p. 25-33, 2007.
- SOARES, O. **Furnas dos Campos Gerais, Paraná**. Curitiba: UFPR, Scientia et Labor, 1989. 82p.
- TAMURA, J.K. **Erosão diferencial no Arenito Furnas, Devoniano, na região do Rio Quebra-Perna e do Canyon do Quartelá, Paraná**. 2003, 48p. Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso de Geologia), Instituto de Geociências, USP.
- WRAY, R.A.L. A global review of solutional weathering forms on quartz sandstones, **Earth-Science Reviews**, v. 42, p.137-160, 1997a.
- WRAY, R.A.L. Quartzite dissolution: karst or pseudokarst? **Cave and Karst Science**, v. 24, n.2, p81-86, 1997b.
- WRAY, R.A.L. Phreatic drainage conduits within quartz sandstone: evidence from the Jurassic Precipice Sandstone, Carnarvon Range, Queensland, Australia. **Geomorphology**, n.110, p. 203-211, 2009.
- 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.R.; MILANI, E.J. (Eds.) **Origem e Evolução de Bacias Sedimentares**. Rio de Janeiro: Petrobrás, 1991. p.135-168.

Fluxo editorial:

Recebido em: 22.03.2011

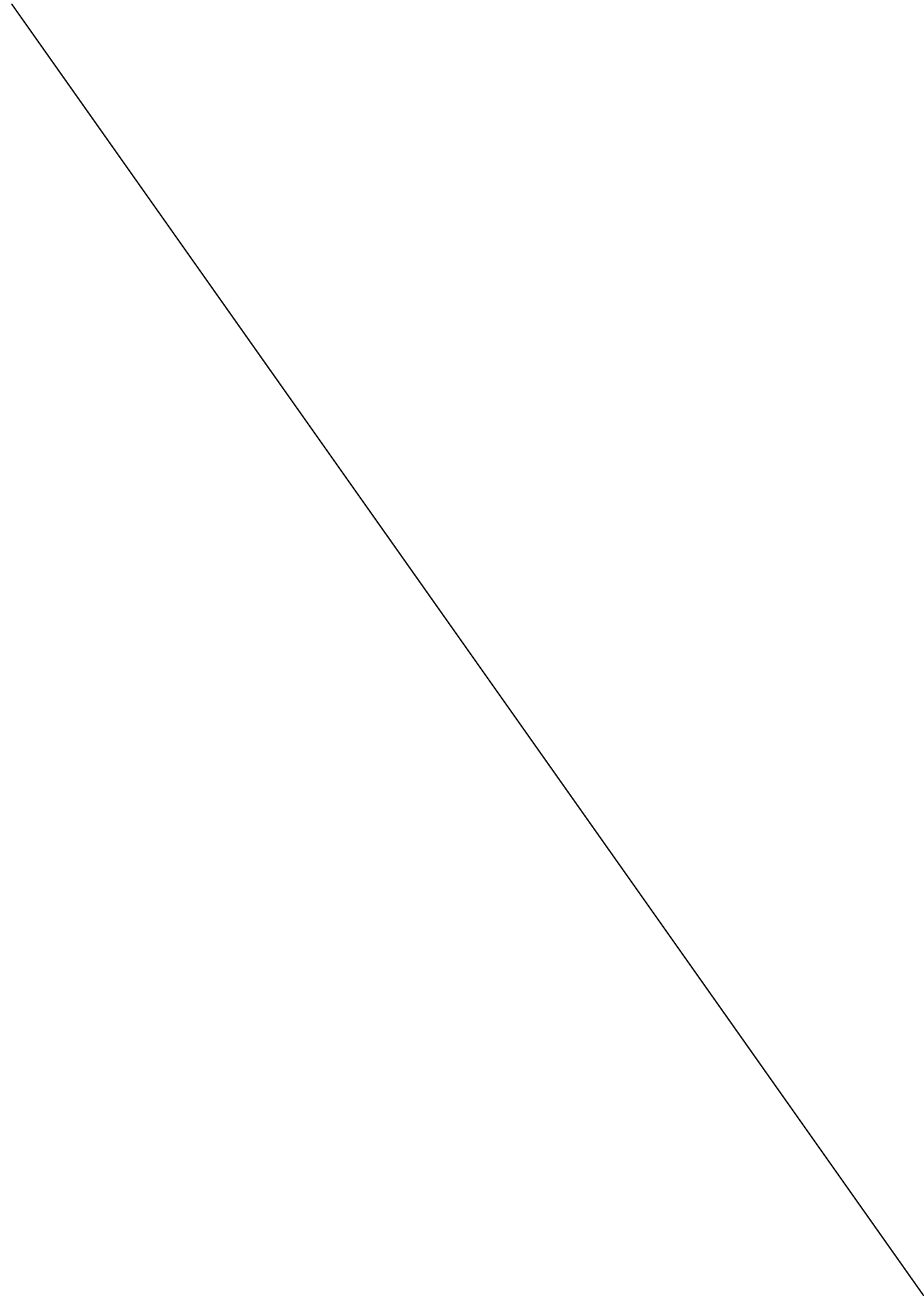
Corrigido em: 01.07.2011

Aprovado em: 02.07.2011



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

www.cavernas.org.br/espeleo-tema.asp



GEOSSÍTIO DO SUMIDOURO DO RIO QUEBRA-PERNA (PONTA GROSSA/PR, BRASIL): RELEVANTE EXEMPLO DE SISTEMA CÁRSTICO NOS ARENITOS DA FORMAÇÃO FURNAS

SUMIDOURO DO RIO QUEBRA-PERNA GEOSITE (PONTA GROSSA CITY, PARANÁ STATE, BRAZIL): RELEVANT EXAMPLE OF THE KARST SYSTEM IN SANDSTONES OF THE FURNAS FORMATION

Lais Luana Massuqueto(2,3), Gilson Burigo Guimarães(1,2) & Henrique Simão Pontes(2,4)

- (1) Universidade Estadual de Ponta Grossa - UEPG, Ponta Grossa-PR.
(2) Grupo Universitário de Pesquisas Espeleológicas – GUPE, Ponta Grossa-PR.
(3) Mestranda em Geografia da UEPG, Ponta Grossa-PR.
(4) Egressos do Curso de Bacharelado em Geografia da UEPG, Ponta Grossa-PR.

Contatos: lais500@yahoo.com.br; gburigo@ig.com.br; henrique071289@yahoo.com.br.

Resumo

O Geossítio do Sumidouro do Rio Quebra-Perna localiza-se a, aproximadamente, 30 quilômetros a sudeste do centro urbano do município de Ponta Grossa (PR), sobre os arenitos da Formação Furnas (Siluriano/Devoniano). O local deve sua gênese a três fatores principais: dissolução da rocha através da ação da água; características intrínsecas à rocha, tais como a natureza e quantidade das estruturas sedimentares e a composição dos grãos e do cimento; e processos tectônicos ligados a um expressivo conjunto de falhas de direção NE-SW, relacionado à reativação estrutural durante a evolução do Arco de Ponta Grossa. O geossítio é um dos melhores exemplos de relevo cárstico em rochas não carbonáticas na região dos Campos Gerais do Paraná, fato este comprovado por seus dutos, cúpulas e bacias de dissolução, relevo ruiforme, pequenos espeleotemas, paleoleitos e drenagem subterrânea ativa, todos indicativos de significativa dissolução dos arenitos. A criação de leis para o gerenciamento do uso e ocupação das terras sobre o relevo da Formação Furnas e para o disciplinamento do aproveitamento dos mananciais subterrâneos deve ser prioridade para os órgãos competentes, visando à conservação deste patrimônio natural.

Palavras-Chave: Sumidouro do Rio Quebra-Perna; Formação Furnas; carste em rochas siliciclásticas; Campos Gerais.

Abstract

The Sumidouro do Rio Quebra-Perna Geosite is nearly 30 kilometers southeast away from the urban center of the Ponta Grossa city, Paraná State, and is developed on sandstones of the Silurian/Devonian Furnas Formation. The geosite's genesis is linked to three main factors: rock dissolution by water action; rock properties, such as the nature and amount of sedimentary structures and the composition of grains and cement; and tectonic processes linked to an expressive set of NE-SW faults, related to the structural reactivation during the evolution of the Ponta Grossa Arch. This geosite is one of the best examples of karst in non-carbonate rocks in the Campos Gerais region of Paraná State, as confirmed by its tube-like conduits, near circular dissolution features in the roof (cupolas) or on the floor (pans) of the sandstone outcrops and cavities, ruiform relief, small speleothems, paleochannels and active underground drainage, all indicative of significant dissolution of the sandstones. The establishment of management and land-use legislation regarding the outcrop areas of the Furnas Formation rocks, beside the regulation of groundwater exploitation should be priorities, as far as must be the case to natural heritage conservation.

Key-Words: Sumidouro do Rio Quebra-Perna Geosite; Furnas Formation; karst in quartzose rocks; Campos Gerais.

1. INTRODUÇÃO

O Geossítio do Sumidouro do Rio Quebra-Perna, situado na porção leste do município de Ponta Grossa/PR, a aproximadamente 30 km do centro da cidade (Figura 1), encontra-se próximo ao limite do

Parque Estadual de Vila Velha, inserido na APA (Área de Proteção Ambiental) da Escarpa Devoniana e no recente Parque Nacional dos Campos Gerais. O acesso ao local é restrito, sendo possível a entrada somente mediante autorização do proprietário da área.

O termo geossítio, conforme descrito por Brilha (2005), refere-se a um local em que ocorre um ou mais elementos da geodiversidade (por exemplo: uma variedade de ambientes e processos geológicos que compõem a paisagem), bem delimitado geograficamente e que apresente um valor singular do ponto de vista científico, pedagógico, cultural, turístico ou outro.

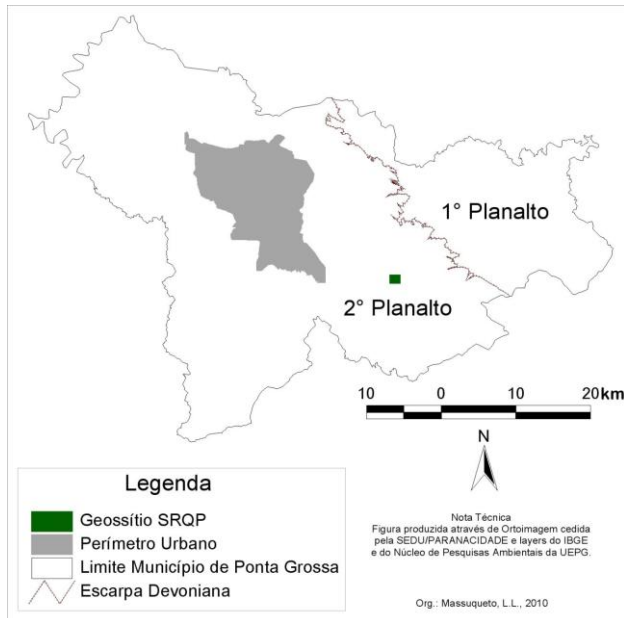


Figura 1: localização do Geossítio do Sumidouro do Rio Quebra-Perna no município de Ponta Grossa – PR.

O geossítio tem seu desenvolvimento nos arenitos da Formação Furnas, apresentando inúmeras feições e processos relacionados à dinâmica natural da paisagem, sendo um notável sítio natural e de grande beleza cênica. Em toda a área do geossítio é notável o forte controle de estruturas tectônicas transversais ao eixo do Arco de Ponta Grossa (NW-SE). Devido a este arqueamento crustal são comuns nesta unidade geológica estruturas como fendas, falhas e fraturas, as quais possibilitam a existência de sumidouros, canais subterrâneos, ressurgências e quedas d'água.

Feições de relevo tipicamente relacionadas a processos de dissolução, com drenagem subterrânea ainda ativa, colocam o local como um dos melhores exemplos de relevo cárstico em rochas siliciclásticas da região dos Campos Gerais do Paraná (MASSUQUETO, 2010). A notável singularidade que o geossítio apresenta está associada aos seus processos de formação, que resultaram em uma expressiva geodiversidade. São exemplos as cavernas, paleoleitos, relevo ruiforme, bacias de dissolução, cúpulas de dissolução, espeleotemas, painéis, alvéolos, dutos de dissolução, cachoeiras, lapas e paredões rochosos, além de uma excelente

oportunidade de visualização de diferentes aspectos de operação do ciclo hidrológico.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Para realizar os estudos no Geossítio do Sumidouro do Rio Quebra-Perna foram utilizados os seguintes recursos:

- Revisão bibliográfica abrangendo diversos temas como geologia, geomorfologia, carste e processos erosivos em rochas siliciclásticas, incluindo feições cársticas na região dos Campos Gerais do Paraná. O referencial teórico baseou-se em pesquisas feitas em livros, artigos de revistas, resumos, anais de eventos, monografias, dissertações, teses e páginas da Internet;
- Trabalhos de campo foram realizados para reconhecimento geral da área, obtenção de dados, execução do levantamento topográfico e montagem de um acervo fotográfico com os pontos de maior relevância do local. Levantamentos da geologia e geomorfologia objetivaram compreender a dinâmica da paisagem, onde características do maciço rochoso, juntamente com feições geomorfológicas, indicam os processos ocorridos para a formação do geossítio;
- Os procedimentos do levantamento topográfico nos compartimentos subterrâneos encontrados no geossítio tiveram como base o trabalho de Dematteis (1975). Para as medições foram utilizadas trena métrica de 20 metros e corda sisal de aproximadamente 40 metros. As direções de lineamentos foram medidas a partir de bússola geológica Brunton e as coordenadas obtidas através de um aparelho receptor GPS, modelo GARMIM II PLUS;
- A digitalização dos dados topográficos obtidos em campo foi executada por meio do programa livre *OCAD PRO 8*. O detalhamento do mapa topográfico possui um grau avançado, apresentando graduação BCRA 5D, conforme apresentado pela BCRA (*British Cave Research Association*).

3. CARSTE EM ROCHAS NÃO-CARBONÁTICAS

O Rio Quebra-Perna, na área do Geossítio do Sumidouro do Rio Quebra-Perna, tem seu curso superficial interrompido e passa a correr subterraneamente por diferentes compartimentos morfológicos, além de apresentar dutos elevados secos, comprovando que em tempos passados o

nível do rio era mais elevado em relação ao atual. Em períodos de chuvas constantes a vazão do rio aumenta, sendo possível temporariamente atingir estes leitos antigos, que se tornam ativos em períodos intermitentes.

A existência de rios subterrâneos formando feições distintas evidencia a presença de um sistema cárstico no local. Para Hardt *et al.* (2009) “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”.

A ciência do carste, responsável por estudar formas e feições cársticas, teve início durante estudos científicos realizados na região do Kras, entre a antiga Iugoslávia e a Itália. Os estudos se iniciaram sobre uma região com formas de relevo singulares “marcada pela existência de rios subterrâneos com cavernas e superfícies acidentadas” (KARMANN, 2000), desenvolvidas sobre rochas carbonáticas (principalmente calcários). Por muito tempo a terminologia carste foi utilizada somente para rochas carbonáticas (calcários e dolomitos, por exemplo), as quais são consideradas altamente solúveis, excluindo qualquer possibilidade de processos cársticos em outros tipos de rochas, como é o caso dos arenitos siliciclásticos (tratados como pouco solúveis).

A partir da década de 1950, pesquisadores de diferentes partes do mundo começaram a estudar grandes relevos desenvolvidos em rochas não carbonáticas, principalmente em arenitos e quartzitos, concluindo que era passível de ocorrer carstificação em outros litotipos, como quartzito arenitos, quartzitos e até mesmo granitos (WILLEMS, 2000). No Brasil, umas das referências mais antigas à ocorrência de carste em terrenos não carbonáticos foi feita para a região dos Campos Gerais do Paraná, local onde o Geossítio do Sumidouro do Rio Quebra-Perna está inserido. Neste trabalho Maack (1956) discute a existência de um carste de natureza climática e estrutural em rochas areníticas.

Estudos mais recentes, como os trabalhos de Wray (1997; 2009), Melo *et al.* (2007) e Hardt *et al.* (2009), apontam que é possível a ocorrência de carste em rochas pouco solúveis, desde que o surgimento da morfologia seja determinado eminentemente pela erosão química, mesmo que não seja o processo principal, mas que esta solubilidade influencie diretamente no modelado cárstico, formando condutos que possibilitem uma drenagem subterrânea. Ou seja, independente da litologia,

desde que os fatores formadores sejam os mesmos, o termo carste poderá ser aplicado.

Para a existência de sistemas cársticos, alguns fatores são indispensáveis, tais como: rochas solúveis com permeabilidade de fraturas; gradiente hidráulico elevado; e o clima, relacionado com a disponibilidade de água, sendo mais intenso o desenvolvimento de sistemas cársticos em climas úmidos (KARMANN, 2000).

Segundo Willems *et al.* (2008) o desenvolvimento de cavernas, rios subterrâneos, lapiás, sumidouros e demais feições em rochas consideradas pouco solúveis, cria um sistema cárstico completo, sendo os processos genéticos idênticos aos de rochas carbonáticas, constituindo assim, sistemas cársticos em rochas siliciclásticas.

A existência ou não de um relevo cárstico em determinada região não pode ser analisada apenas a partir de estudos sobre macrofeições. Devem ser conduzidas investigações em diferentes escalas, abrangendo desde feições microscópicas até um contexto regional, pois todas estas formas, estudadas sistemicamente, podem comprovar a presença de um modelado cárstico na paisagem. É possível encontrar muitas dessas meso e microfeições no Geossítio do Sumidouro do Rio Quebra-Perna, observadas tanto nos compartimentos morfológicos subterrâneos como em superfície. Tais feições comprovam a dissolução química da rocha, tanto do cimento argiloso como também dos grãos de quartzo. A presença de significativa dissolução na gênese das formas do geossítio possibilita considerar este local como o exemplo mais notável da existência de um sistema cárstico na região dos Campos Gerais do Paraná, desenvolvido nos arenitos da Formação Furnas.

4. GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

4.1 Geologia

O Geossítio Sumidouro do Rio Quebra-Perna está localizado na porção leste da Bacia Sedimentar do Paraná, nos arenitos da Formação Furnas (Siluriano/Devoniano). Esta unidade rochosa “é constituída predominantemente de arenitos médios a grossos de coloração clara, feldspáticos e/ou caulínicos, com grãos angulosos a subangulosos, regularmente selecionados” (MELO *et al.*, 2005). As rochas dispõem-se em camadas tabulares de variada espessura, com estratificações cruzadas e plano-paralelas, apresentando níveis intercalados de

material fino (silte argiloso micáceo) de espessura centimétrica a decimétrica (ASSINE, 1996).

Segundo Soares (1989), a disposição em que se encontram os arenitos, em bancos horizontais homogêneos, facilita a infiltração de águas através dos planos de estratificação e incrementa a circulação de água em subsuperfície. A origem dessa erosão em profundidade está também relacionada a diaclasamentos (SOARES, 1989).

Os arenitos da Formação Furnas possuem permeabilidade localmente elevada e corpo rochoso bastante fraturado, sendo que tais características propiciam a penetração de águas pluviais e fluviais para setores em subsuperfície, causando a dissolução dos grãos de quartzo e principalmente do cimento caulínico.

4.2 Geomorfologia

A geomorfologia do local de estudo é marcada por paredões rochosos escarpados, abrigos e lapas, blocos com aparente falhamento, fendas e fraturas e feições exocársticas apresentando relevo ruíniforme, sulcos, lapiás, painéis, bacias de dissolução e alvéolos. Em subsuperfície as características geomorfológicas são marcadas por um terreno complexo, com um sistema de condutos subterrâneos responsável por uma drenagem ativa. Estes condutos são representados por cavernas, paleoleitos e dutos de dissolução, exibindo variadas feições endocársticas como cúpulas de dissolução, espeleotemas, painéis e outras formas causadas pelos processos químicos e físicos das águas fluviais e subterrâneas, bem como pela ação de microorganismos, capazes de auxiliar na fragilização de paredes e tetos rochosos, facilitando a ação erosiva da água.

4.2.1 Arco de Ponta Grossa e Zona de Falha Taxaquara-Itapirapuã

A área desta pesquisa está situada em uma região marcada por estruturas tectônicas, controladas por duas direções principais: NE-SW, uma zona de falhas paralelas a estruturas do Embasamento da Bacia do Paraná e NW-SE, relacionadas ao Arco de Ponta Grossa.

As fendas existentes no geossítio, encaixadas em estruturas de direção NE-SW, alinham-se a algumas das furnas encontradas no município de Ponta Grossa (Furnas de Vila Velha, Buraco do Padre, Gêmeas e Grande). Segundo Melo e Giannini (2007) “há uma clara correlação entre as furnas e formas associadas e estrutura rúpteis de direção NE-

SW, relacionadas à reativação da zona de falha de Taxaquara-Itapirapuã, que marca profundamente a região”. Estes falhamentos transversais ao Arco de Ponta Grossa refletem estruturas do embasamento, bastante antigas, marcando também as rochas subjacentes, conforme observado na Formação Furnas.

O Arco de Ponta Grossa é um arqueamento crustal de direção NW-SE relacionado ao eixo abortado da tríplice separação do continente Sul-Americano com o Africano, que teve seu ápice regionalmente no Período Cretáceo da Era Mesozoica. Com o estágio inicial da abertura do Oceano Atlântico Sul ergueu-se um domo, em forma de meia elipse, na região em que atualmente encontra-se uma expressiva reentrância na área de exposição das rochas da Bacia do Paraná. Foi nesta época que ocorreu um grande derrame de lava basáltica, conhecido como Magmatismo Serra Geral (ZALÁN, 1990, *apud* KÖENE, 2009). Segundo Melo (2000) este arqueamento crustal é o responsável por algumas das feições geológicas e geomorfológicas mais notáveis do flanco leste da Bacia Sedimentar do Paraná.

5. COMPARTIMENTOS MORFOLÓGICOS DO GEOSÍTIO DO SUMIDOURO DO RIO QUEBRA-PERNA

O geossítio em questão possui um significativo potencial espeleológico envolvendo feições singulares. São encontradas no local, cavidades subterrâneas, dutos de dissolução, paleoleitos, galerias tipicamente estruturais, passagem entre planos de acamamentos e abrigos (lapas). A seguir apresenta-se uma descrição dos diferentes compartimentos morfológicos do geossítio.

5.1 Fendas

As fendas existentes na área do Geossítio do Sumidouro do Rio Quebra-Perna controlam diretamente as formas de relevo e o traçado do rio, sendo fundamentais para a existência da drenagem subterrânea. São paralelas entre si e transversais ao eixo do Arco de Ponta Grossa, com direções variando entre N35°E e N42°E.

O início do sistema subterrâneo do Sumidouro do Rio Quebra-Perna se dá quando o rio, de mesmo nome, penetra em forma de cachoeira na primeira fenda, denominada como (F1) (Figura 02). Próximo ao sopé desta cachoeira, a aproximadamente 25 metros de distância no rumo NE, encontra-se o sumidouro do rio. Em períodos de seca, com baixa

turbidez da água, é possível observar exatamente o local onde o rio desaparece. A partir deste trecho, o rio flui por um duto não conhecido, sem possibilidade de acesso, até atingir a segunda fenda do sistema (F2).

Através de uma cavidade com estrutura linear esculpida pela ação da água (Duto dos Andorinhões) o rio alcança a terceira fenda (F3). Neste ponto, após uma pequena queda, a água segue pelo compartimento localizado entre planos de acamamento do arenito, atingindo a quarta e última fenda (F4). Seguindo aproximadamente 30 metros à jusante, o rio precipita novamente, formando uma bela cachoeira com um pequeno lago e balneário na base. Todos esses processos resultam em uma riqueza estrutural, geomorfológica e geológica, com o diferencial de proporcionar a visualização de aspectos do interior do corpo rochoso.

Para Marques Neto (2008) a existência de estruturas tectônicas influencia diretamente na evolução do relevo cárstico, condicionando o gradiente hidráulico e assim o funcionamento do sistema hidrológico. A presença das fendas na área

do geossítio possibilita o desenvolvimento de galerias com notável alargamento devido a ação erosiva das águas fluviais e subterrâneas. Alguns desmoronamentos de blocos entulham a parte superior das fendas, sendo possível considerá-las como cavernas.

5.2 Abrigo da Perereca

O Abrigo da Perereca encontra-se no início da segunda fenda (F2), possuindo 12 metros de extensão, 14 metros de largura (entrada) e altura variando de 1 metro no ponto mais alto a cerca de 40 cm no mais baixo. A gênese do abrigo está relacionada a um antigo duto de saída de água, encaixado em plano de estratificação e influenciado pela textura dos arenitos.

Neste local é notável a presença de muitos alvéolos, que variam de milímetros a dezenas de centímetros. Em todo o teto do abrigo também são encontrados microespeleotemas, comprovando o papel tanto erosivo como de precipitação exercido pela água no corpo rochoso.

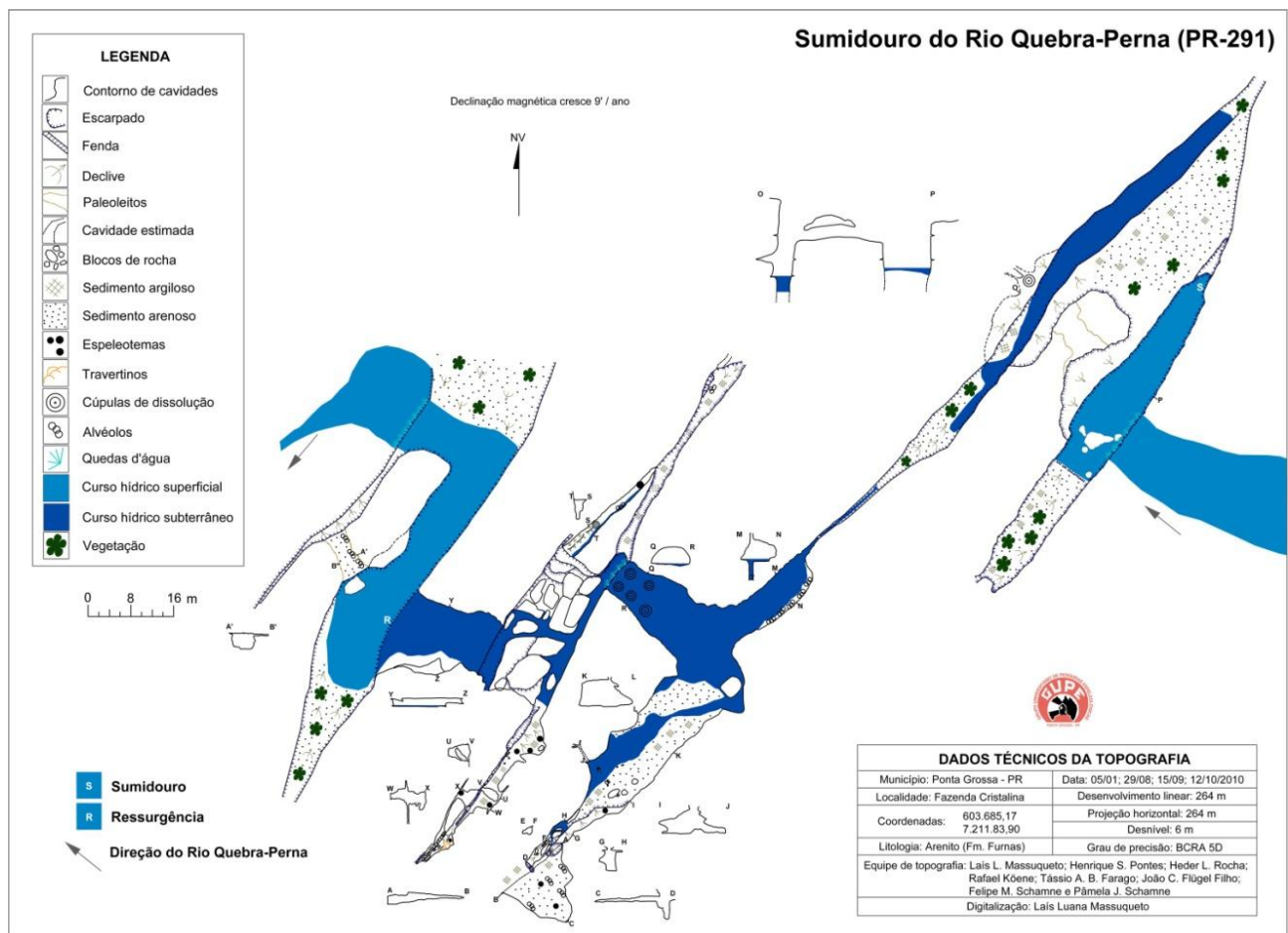


Figura 2: mapa topográfico do Geossítio do Sumidouro do Rio Quebra-Perna.

5.3 Galeria Quebra-Perna

A Galeria Quebra-Perna (Figura 3) é uma rota alternativa de acesso ao Duto dos Andorinhões. Encaixada na terceira fenda (F3), na direção N45°E, trata-se de uma porção da cavidade que teve sua gênese a partir do fraturamento do corpo rochoso, seguida pelo alargamento posterior pela ação erosiva da água. Possui 22 metros de extensão, com altura de aproximadamente 3,5 metros. As laterais são alargadas e a presença de cúpulas de dissolução evidencia que esta galeria em algum período já foi totalmente inundada. Mesmo tratando-se de um compartimento com forte controle estrutural, a presença de espeleotemas e alvéolos comprova a significativa dissolução da rocha e a sua exposição subaérea.

Atualmente, a existência de água no local deve-se à infiltração que escorre pelas paredes, deixando-o sempre úmido. Conta também com presença constante de sedimentos inconsolidados, resultante do intemperismo e erosão do maciço circundante.

5.4 Galeria dos Painelões

É uma galeria estrutural, onde a ação da água foi também decisiva para sua formação. Possui um notável alargamento na parte superior, próxima ao teto, em camadas mais finas do arenito. Tal feição, juntamente com painelas de mais de um metro de profundidade, dutos de dissolução, cúpulas de dissolução e espeleotemas (corais de sílica, estalactites, estalagmites, microtravertinos e cascatas de rocha), comprova uma forte ação da água, desenvolvendo formas típicas de sistemas cársticos.

5.5 Paleoleitos

Os paleoleitos no Geossítio Sumidouro do Rio Quebra-Perna são dutos de dissolução, com formato arredondado, onde em tempos pretéritos houve um fluxo contínuo de água, subterrânea e fluvial. Na área de estudo, são encontrados dois paleoleitos. O primeiro (Figura 4) localiza-se entre a primeira e a segunda fenda, possuindo nove metros de comprimento por cinco metros de largura e altura de aproximadamente três metros. O segundo paleoleito encontra-se próximo à ressurgência do rio, com oito metros de comprimento, cerca de quatro metros de largura e altura de 2,9 metros. A distância entre esses dois compartimentos é de aproximadamente 120 metros.

A gênese dos paleoleitos está relacionada com a ação erosiva do rio, ocasionando a dissolução do

cimento caulínítico dos arenitos e a liberação dos grãos de quartzo, que são removidos por erosão mecânica, num processo denominado por Jennings (1983) e Melo e Giannini (2007) como arenização. Há indícios de que estes paleoleitos possam ser remanescentes de dutos formados por águas subterrâneas, em períodos no qual o nível freático estava acima do atual. Posteriormente, o rio encaixou-se nestes dutos pré-estabelecidos e continuou com o processo erosivo da rocha, alargando e aumentando o canal subterrâneo. Para Santana e Melo (2001) “túneis secos elevados em relação ao leito atual do rio, sugerem paleoleitos de níveis de base mais altos que o atual”.

Os paleoleitos são praticamente paralelos ao eixo do Arco de Ponta Grossa, possuem um formato arredondado, com presença de cúpulas de dissolução, atestando que já foram totalmente inundados. Nestes locais são encontrados alvéolos e painelas (marmitas), algumas chegando a medidas superiores a um metro de profundidade, sendo parcialmente preenchidas por sedimentos arenosos, trazidos pelas águas do rio, em épocas de elevados índices pluviométricos. As paredes polidas também comprovam a ação das águas nestes ambientes.



Figura 3: vista da entrada da Galeria Quebra-Perna, posicionada na terceira fenda do local.

5.6 Duto dos Andorinhões

O compartimento Duto dos Andorinhões (Figura 5) é um duto de dissolução situado entre a segunda e a terceira fenda, com seção transversal arredondada, possuindo vinte metros de extensão, largura variando entre seis e dez metros e três metros de altura no ponto mais alto.

A ação da água neste compartimento é constante, desde sua formação até os dias atuais, fato observado a partir da presença de paredes polidas, alvéolos, teto com cúpulas de dissolução e painelas com mais de um metro de profundidade, próximo ao

trecho final do duto. Sua gênese está relacionada às estruturas sedimentares e ao desgaste erosivo das águas do rio em níveis mais finos dos arenitos.

Próximo ao início deste duto de dissolução é onde se encontra o reaparecimento do rio, ainda na segunda fenda (F2) do sistema. É importante ressaltar que não se trata da ressurgência do rio, que ocorre somente quando o curso hídrico sai do interior do corpo rochoso, mas sim de um ponto onde retorna a possibilidade de visualização do rio. Este local de reaparecimento do rio na fenda é visível quando a turbidez da água está baixa, tornando-se transparente e facilitando a visibilidade, ocorrendo principalmente em épocas de estiagem. Após o reaparecimento, o rio segue pelo duto de dissolução até alcançar a terceira fenda (F3) na forma de uma pequena queda d'água, percorrendo o próximo compartimento, até a sua ressurgência.



Figura 4: paleoleito localizado entre fendas.

5.7 Compartimento Final

O último compartimento morfológico do sistema conecta a terceira fenda com a quarta (Figura 6). Possui uma forma retangular, com 19 metros de extensão, 13 metros de largura na sua faixa maior e um metro e sessenta de altura. Este compartimento tem seu teto e sua base localizados entre dois planos de acamamento do arenito, fato que facilitou a sua formação.

A gênese deste último compartimento morfológico está relacionada principalmente com estruturas sedimentares (planos de acamamentos) e à ação erosiva das águas do rio. É notável o polimento da rocha em toda extensão deste trecho, fato que revela uma intensa força erosiva da água no local. Paredes e tetos polidos, assim como a ausência de espeleotemas, são provas de que há uma drenagem subterrânea ativa encaixada neste compartimento há um tempo muito recente.



Figura 5: Duto dos Andorinhões – duto de dissolução com drenagem ainda ativa.



Figura 6: Compartimento Final – a foto mostra a entrada do Rio Quebra-Perna nesta cavidade.

Conforme apontam Massuqueto e Guimarães (2010), a saída do rio após este compartimento é a ressurgência do Rio Quebra-Perna, finalizando o percurso subterrâneo (Figura 7). Na sequência o rio corre sobre um lajeado, na quarta fenda do sistema e por cerca de 35 metros, até formar uma cachoeira, com cerca de 10 metros de altura por 10 metros de largura, com um balneário na base. Este balneário, em épocas de elevado índice pluviométrico, tende a desaparecer sob as águas do rio.

6. FEIÇÕES DE DISSOLUÇÃO ENCONTRADAS NO GEOSSÍTIO DO SUMIDOURO DO RIO QUEBRA-PERNA

6.1 Espeleotemas

Espeleotemas são depósitos minerais encontrados em cavernas e por vezes em superfície, formados através de um processo iniciado pela dissolução de minerais das rochas pela água, transporte do material em solução por via de fraturas e precipitação em ambientes favoráveis. Estas feições são comumente encontradas em cavernas

calcárias, onde podem alcançar dezenas de metros de comprimento.

Os espeleotemas nos arenitos da Formação Furnas não são de grande expressão, apresentando alguns milímetros ou centímetros de comprimento e formatos variados (Figura 8). Sua ocorrência torna-se mais notável em fraturas e nos planos de estratificação do arenito, sendo possível encontrá-los em quase todos os compartimentos subterrâneos do geossítio.

Pontes e Melo (2009) descrevem que “os espeleotemas constituídos predominantemente de sílica, mostram que a dissolução e reprecipitação dos minerais do arenito são significativas”. Estes mesmos autores ressaltam que os espeleotemas mais comuns na Formação Furnas são aqueles conhecidos como coraloides ou pipocas, também referidos como couves-flores, devido a semelhança com o vegetal. Feições do tipo cascata de rocha e microtravertinos (Figura 9) foram encontradas na Galeria dos Painéis.

6.2 Alvéolos

Os alvéolos são cavidades em paredes, tetos e até mesmo em pavimentos rochosos. Sua gênese

ocorre a partir da ação de águas pluviais que escorrem pelas paredes, causando a desagregação dos grãos devido à dissolução do cimento e dos grãos do arenito. A presença de micro e macro-organismos também influencia na origem destas feições, pois auxiliam na escamação da rocha, facilitando a percolação da água. Estas feições possuem formas arredondadas, podendo ocorrer interligadas.

6.3 Bacias de dissolução

As bacias de dissolução, também conhecidas como *kamenitzas*, são depressões encontradas em superfícies rochosas, com formatos arredondados, elípticos e irregulares (Figura 10). Formam-se a partir da dissolução da rocha, principalmente pela ação de águas pluviais estagnadas, as quais por um período indeterminado de tempo são enriquecidas por ácido carbônico e orgânico, derivados de micro-organismos existentes nas bordas destas feições. Com a continuidade do processo, a dissolução leva ao aprofundamento destas depressões. Em períodos de baixo volume pluviométrico é possível notar o acúmulo de sedimentos no interior das mesmas.



Figura 7: Compartimento Final – a foto mostra a saída do Rio Quebra-Perna (indicado pela seta), tratando-se assim da ressurgência do rio.



Figura 8: espeleotema nos arenitos da Formação Furnas.

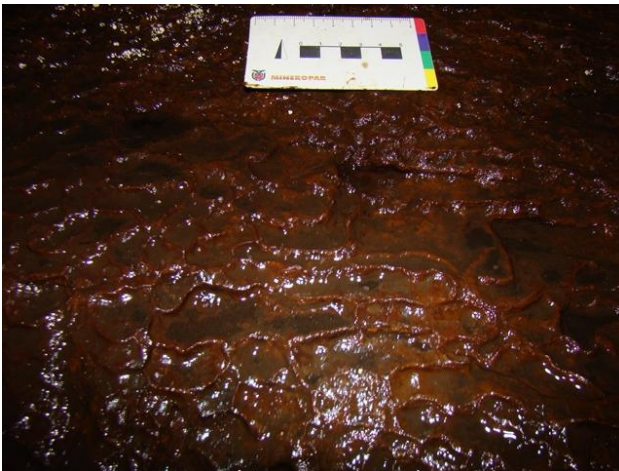


Figura 9: espeleotema do tipo microtravertinos.



Figura 10: bacia de dissolução.

6.4 Cúpulas de dissolução

São feições encontradas no teto das cavidades subterrâneas, formadas a partir da dissolução da rocha (Figura 11). Variam de centímetros a dezenas de centímetros, tanto nas dimensões horizontal como vertical, caracterizando condutos totalmente inundados por um determinado período de tempo. A presença de espeleotemas dentro destas feições

indica que o duto deixa de estar completamente inundado e que a dissolução de minerais da rocha continua pela percolação de águas pluviais que infiltram pelas fraturas, ocorrendo assim a deposição mineral e formação dos espeleotemas (HARDT *et al*, 2009).



Figura 11: cúpula de dissolução localizada na Galeria Quebra-Perna.

6.5 Painelas

Também conhecidas como marmitas, as painelas são feições profundas e arredondadas, formadas a partir da ação erosiva das águas fluviais. Tal processo, denominado de evulsão consiste no desgaste ocasionado pelo atrito mecânico, ou seja, os grãos carregados pelas águas do rio entram em atrito com a rocha, onde começam a escavar, criando assim depressões que posteriormente transformam-se em painelas. É importante ressaltar que mesmo tratando-se de erosão mecânica, a dissolução também ocorre na gênese destas formas, principalmente do cimento caulínico, ocasionando a desagregação do arenito (uma situação de arenização, nos termos de Jennings, 1983). No geossítio esta feição é encontrada nos seguintes pontos: Paleoleitos (Figura 12), Duto dos Andorinhões e Galeria dos Panelões.

6.6 Dutos de dissolução

Em toda a área do geossítio foram encontrados nove dutos de dissolução (Figura 13), sendo que sete deles não estão contidos nos compartimentos morfológicos do Sistema Cárstico do Sumidouro do Rio Quebra-Perna. Estes se situam num paredão rochoso, sendo que o maior possui 3,80 metros de extensão, 0,70 metros de largura e 0,25 metros de altura, enquanto o menor possui 0,85 m de extensão. Estes dutos tendem a se dispor em níveis com maior participação de componentes

síltico-argilosos entremeados ao arenito. Conforme penetram para o interior do corpo rochoso suas dimensões diminuem.

fraturas, mas por condutos bem estabelecidos e organizados, similares aos de regiões carbonáticas.



Figura 12: panela encontrada dentro de um dos paleoleitos (Foto: Heder Leandro Rocha).



Figura 13: duto de dissolução.

Destaca-se a presença de um duto acessível com 4 metros de extensão (Figura 14), localizado dentro da segunda fenda do sistema cárstico do geossítio. Posteriormente esse duto divide-se em outros dois com traçados sinuosos e contornos arredondados, além da presença de cúpula de dissolução e espeleotemas variando de milímetros a alguns centímetros de comprimento. A presença destes dutos está intimamente ligada com a circulação organizada de fluidos, distribuídos em sistemas e subsistemas, com ordem de grandeza no qual dutos menores se juntam para formarem um canal de maior expressão.

Wray (2009) afirma que dutos deste tipo em arenitos não são apenas lineares e isolados, mas sim parte de um complexo sistema de drenagem, onde uma série de dutos menores se une para formar um grande duto. A ocorrência deste mesmo padrão no geossítio atesta que as águas subterrâneas da Formação Furnas circulam não somente por meio de

6.7 Relevo Ruiniforme

Os relevos ruiniformes impressionam pelo aspecto cênico, sendo considerados relevos de exceção. São feições originadas a partir da dissolução da rocha por meio de fissuras e fraturas, que variam de centímetros a dezenas de metros de altura. A primeira etapa para a implantação deste tipo de relevo é a formação de sulcos e caneluras, sua evolução leva aos lapiás, e posteriormente torres, pináculos, fendas e labirintos. São feições excepcionais, que evidenciam o processo de carstificação nos arenitos da Formação Furnas, encontrando-se fartamente desenvolvido na área do geossítio (Figura 15).



Figura 14: duto de dissolução bifurcado, encontrado no interior da segunda fenda do sistema.



Figura 15: relevo ruiforme

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Geossítio do Sumidouro do Rio Quebra-Perna possui inúmeras feições singulares, que estão associadas ao processo de dissolução das rochas da

Formação Furnas. Espeleotemas, dutos, bacias e cúpulas de dissolução, paleoleitos, sumidouros e ressurgências, relevo ruiforme, confirmam que se trata de um ambiente cárstico, onde o processo de dissolução é significativo no modelado do relevo.

A origem deste sistema cárstico está relacionada às características da rocha (composição mineral, textura, estruturas sedimentares), elevado gradiente hidráulico ocasionado pelos desníveis topográficos, estruturas tectônicas (falhas, fendas, fraturas, juntas) relacionadas com o Arco de Ponta Grossa e a Zona de Falha Taxaquara-Itapirapuã, permitindo permeabilidade por fraturas na rocha, além da própria disponibilidade de água.

A conservação e a proteção do Geossítio do Sumidouro do Rio Quebra-Perna se fazem necessárias devido a um alto interesse espeleológico, geológico, geomorfológico e ecológico que o local como um todo apresenta. É de grande importância destacar que este geossítio é um dos mais notáveis exemplos que confirmam a existência de um sistema

cárstico desenvolvido nos arenitos da Formação Furnas, na região dos Campos Gerais do Paraná. A constatação da existência de carste em uma das principais unidades geológicas regionais confirma a necessidade de mudanças no gerenciamento do uso da terra, assim como nos critérios de exploração das águas subterrâneas do Aquífero Furnas. Estas características de relevo cárstico implicam em problemas diversos, caso não sejam realizadas medidas preventivas, tais como degradação dos mananciais subterrâneos, abatimentos do terreno e perdas significativas de outros elementos da paisagem, bióticos e abióticos.

AGRADECIMENTOS

Aos membros do Grupo Universitário de Pesquisas Espeleológicas (GUPE) pelo apoio durante os trabalhos de campo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ASSINE, M. L. **Aspectos da estratigrafia das seqüências pré-carboníferas da Bacia do Paraná no Brasil**. 1996, 207p. Tese (Doutorado em Geologia), Instituto de Geociências da USP, São Paulo.
- BRILHA, J. **Patrimônio Geológico e Geoconservação: a conservação da natureza na sua vertente geológica**. Lisboa: Palimage, 2005. 183p.
- DEMATTEIS, G.. Manual de la Espeleologia. Editorial Labor S.A., Barcelona, 1975.
- HARDT, R.; RODET, J.; PINTO, S.A.F.; WILLEMS, L.. Exemplos brasileiros de carste em arenito: Chapada dos Guimarães (MT) e Serra de Itaqueri (SP). SBE – Campinas, SP. **Espeleo-Tema**. v. 20, n.1/2, p.7-23. 2009.
- KARMANN, I. Ciclo da água: água subterrânea e sua ação geológica. In: TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M.C.M.; FAIRCHILD, T.R.; TAIOLI, F. **Decifrando a Terra**. São Paulo: Oficina de textos, 2000. Reimpressão, 2001. p. 113-138.
- KÖENE, R. **Estrutura do relevo da Região de Piraí da Serra, PR**. 2009. 77p. Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso de Bacharelado em Geografia), Departamento de Geociências, Universidade Estadual de Ponta Grossa.
- JENNINGS, J.N. Sandstone pseudokarst or karst? In: Young, R. W.; Nanson, G. C. **Aspects of Australian Sandstone Landscapes**. Wollongong: Australian and New Zealand Geomorphology Group Special Publication nº1., 1983.
- MAACK, R. Fenômenos carstiformes de natureza climática e estrutural de arenitos do Estado do Paraná. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**, 11: 151-162, 1956.
- MARQUES NETO, R.. Evolução de cavernas em quartzito e processos cársticos em São Thomé das Letras – MG: contribuição ao estudo de sistemas cársticos em rochas siliciclásticas. **Geosul**, Florianópolis, v.23, n.45, p. 105-121, jan./jun. 2008.
- MASSUQUETO, L.L.; GUIMARÃES, G.B. **Espeleogênese dos compartimentos morfológicos do Geossítio do Sumidouro do Rio Quebra-Perna (Ponta Grossa – PR)**. In: SIMPÓSIO SUL-

BRASILEIRO DE ESPELEOLOGIA, 2, 2010, Ponta Grossa. **Anais**. Ponta Grossa: SBE/GUPE, 2010. p.81-94.

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

MELO, M.S. 2000. Canyon do Guartelá. *In*: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; QUEIROZ, E.T.; WINGE, M.; BERBERT-BORN, M. (Ed.) **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**. Publicado na Internet em 22/01/2000 no endereço: www.unb.br/ig/sigep/sitio094/sitio094.htm

MELO, M.S.; LOPES, M.C.; BOSKA, M.A. 2005. Furna do Buraco do Padre, Formação Furnas, PR - Feições de erosão subterrânea em arenitos devonianos da Bacia do Paraná. *In*: WINGE, M.; SCHOBENHAUS, C.; BERBERT-BORN, M.; QUEIROZ, E.T.; CAMPOS, D.A.; SOUZA, C.R.G.; FERNANDES, A.C.S. (Eds.) **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**. Publicado na Internet em 08/10/2005 no endereço www.unb.br/ig/sigep/sitio110/sitio110.pdf

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.

MELO, M.S.; GUIMARÃES, G.B.; RAMOS, A.F.R.; PRIETO, C.C. Relevo e hidrografia dos Campos Gerais. *In*: MELO, M.S.; MORO, R.S.; GUIMARÃES, G.B. (Orgs.). **Patrimônio natural dos Campos Gerais do Paraná**. Ponta Grossa: Editora da UEPG, 2007, p. 49-58.

PONTES, H.S; MELO, M.S.. Processos erosivos superficiais e subterrâneos em arenitos da Formação Furnas na região dos Campos Gerais do Paraná. *In*: ENCONTRO ANUAL DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA, 18, 2009, Londrina. **Anais**. Londrina: UEL/UEM/UEPG/UNIOESTE/UNICENTRO, 2009. Disponível em www.eaic.uel.br/artigos/CD/3705.pdf. Acesso em: 19 mar. 2011.

SANTANA, A. C.; MELO, M. S. Sumidouro do Rio Quebra-Perna, Ponta Grossa, PR: um complexo de informações geográficas. *In*: JORNADA CIENTÍFICA DE GEOGRAFIA, 3, 2001, Ponta Grossa. **Boletim de resumos**. Ponta Grossa: UEPG, 2001. p. 70-72.

SOARES, O. **Furnas dos Campos Gerais, Paraná**. Curitiba: Scientia et Labor, 1989. XVII, 82 p.

WILLEMS, L. **Phénomènes karstiques en roches silicatées non carbonatées. Cas des grès, des micaschistes, des gneiss et des granites en Afrique sahélienne et équatoriale**. Thèse de doctorat, 257 p., 145 figs., 137 photos, Université de Liège, Belgique., Juillet 2000.

WILLEMS, L.; RODET, J.; POUCKET, A.; MELO, S.; RODET, M. J.; COMPÈRE, P. H.; HATERT, F.; AULER, A.S.. Karsts in sandstones and quartzites of Minas Gerais, Brazil. **Cadernos Lab. Xeológico de Laxe Coruña**. Vol. 33, pp. 127 – 138, 2008.

WRAY, R.A.L. Quartzite dissolution: karst or pseudokarst? **Cave and Karst Science**, 24 (2), p. 81-86, 1997.

WRAY, R. A. L. Phreatic drainage conduits within quartz sandstone: Evidence from the Jurassic Precipice Sandstone, Carnarvon Range, Queensland, Australia. **Geomorphology**, 110, p. 203–211, 2009.

Fluxo editorial:

Recebido em: 21.03.2011

Corrigido em: 01.06.2011

Aprovado em: 01.07.2011



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

www.cavernas.org.br/espeleo-tema.asp

CAVERNA DA CHAMINÉ, PONTA GROSSA, PR, BRASIL: POTENCIAL ESPELEOLÓGICO, RECURSOS HÍDRICOS SUBTERRÂNEOS E RISCOS GEOAMBIENTAIS

CHAMINÉ (CHIMNEY) CAVE, PONTA GROSSA CITY, SOUTHERN BRAZIL: SPELEOLOGICAL POTENTIAL, GROUNDWATER RESOURCES AND GEOLOGICAL HAZARD

Henrique Simão Pontes(1) & Mário Sérgio de Melo(2)

(1) Grupo Universitário de Pesquisas Espeleológicas - GUPE, Ponta Grossa-PR.

(2) Universidade Estadual de Ponta Grossa - UEPG, Ponta Grossa-PR.

Contatos: henrique071289@yahoo.com.br; msmelo@uepg.br

Resumo

A Caverna da Chaminé é uma notável feição do relevo da Formação Furnas, situada no Canyon do Rio São Jorge, na porção centro-norte do Município de Ponta Grossa. Considerada, atualmente, uma das maiores cavidades areníticas do sul do Brasil, apresentando 307 metros de desenvolvimento linear, tem sua gênese relacionada a estruturas tectônicas ligadas ao arqueamento crustal regional, denominado Arco de Ponta Grossa, e a fenômenos intempéricos subsequentes. A cavidade apresenta elevado número de pequenos espeleotemas (até cerca de 10 cm) com formatos variados, indicando que, a par do controle estrutural, ocorre significativa dissolução da rocha. Além dos componentes abióticos a caverna abriga expressiva fauna, que também participa da erosão biológica do arenito. Os pequenos filetes de água que ocorrem em seu interior, alguns perenes, alimentados por nascentes que escoam para dentro da caverna, outros temporários, formados nos períodos de elevados índices pluviométricos, controlam diretamente o microclima da cavidade. A Caverna da Chaminé é um exemplo da diversidade abiótica e biótica presente nas cavidades subterrâneas da região. Estudos espeleológicos desenvolvidos nestes ambientes deverão apoiar alternativas sustentáveis de uso visando a conservação do patrimônio espeleológico regional, a proteção de mananciais subterrâneos e a prevenção de fenômenos geológicos de risco.

Palavras-Chave: Caverna da Chaminé; carste em arenito; recursos hídricos subterrâneos; riscos geoambientais; Formação Furnas.

Abstract

The Chaminé (Chimney) Cave is a remarkable landform in the Furnas Formation, placed in the Canyon of the São Jorge River, situated in the center-north of the Municipality of Ponta Grossa. It has 307 meters in linear development and is currently considered as one of the largest sandstone cavities in southern Brazil. Its genesis is related to tectonic structures linked to the crustal upwarping named Ponta Grossa Arch, with subsequent weathering phenomena. The cave shows a high number of small speleothems (up to about 10 cm) with varied formats, indicating that, in addition to the structural control, rock dissolution is a significant process. The cave's fauna also participates in the erosion of the sandstone. Small water streams in the cave, some of them perennial and others seasonal, control the cavernicolous microclimate. The Chaminé Cave is an example of abiotic and biotic diversity found in the cavities of the region. Speleological studies in these environments should support sustainable alternatives of land use for the conservation of the regional geological heritage, protection of underground water and prevention of geological hazard.

Key-Words: *Chaminé Cave; sandstone karst; groundwater resources; geological hazard; Furnas Formation.*

1. INTRODUÇÃO

A Caverna da Chaminé é um notável sítio que apresenta forte controle de estruturas tectônicas, mas com significativa ação erosiva das águas subterrâneas, fluviais e pluviais em sua gênese. Situada na porção nordeste de Ponta Grossa – PR no Canyon do rio São Jorge, a cavidade possui belas

feições formadas a partir da dissolução dos arenitos da Formação Furnas.

Esta unidade geológica da Bacia Sedimentar do Paraná apresenta formas erosivas singulares: as furnas (poços de abatimento, cavernas verticais), que ocorrem principalmente na região do Parque Estadual de Vila Velha e proximidades; sumidouros e ressurgências; lagoas; depressões úmidas e secas;

túneis; caneluras e *lapiés* (MAACK 1956, MELO et al. 2007). Também nesta rocha, ocorrem cavernas de desenvolvimento horizontal e semi-vertical, com gênese relacionada aos processos tectônicos, estruturas sedimentares e processos erosivos.

Os arenitos da Formação Furnas são submetidos não somente à erosão mecânica, mas também erosão química, decorrente, sobretudo da dissolução do cimento caulínico e consequente arenização das rochas sedimentares (MELO e GIANNINI, 2007). Os espeleotemas, constituídos predominantemente de caulinita e sílica, mostram que a dissolução e reprecipitação dos minerais do arenito são significativas (PONTES e MELO, 2009). Portanto, ocorre nos arenitos notável dissolução do cimento caulínico e também do quartzo. Wray (1997) apresenta que relevos cársticos são aqueles em que, em sua gênese, têm participação significativa os processos de dissolução. Isto implica em considerar como cársticas as feições dos arenitos da Formação Furnas.

Há tempos atrás se iniciaram os estudos em rochas carbonáticas na Europa. Os termos da ciência do carste foram restritamente utilizados para rochas carbonáticas, tratando como pseudocársticos os relevos em rochas silicosas, não ocorrendo estudos aprofundados sobre os relevos de dissolução nestas rochas. Pelo fato da dissolução da sílica ser um processo lento, muitos autores negaram a possibilidade de formas cársticas nas rochas quartzosas, consideradas “inertes” (WRAY, 1997).

Alguns autores, como Bigarella et al. (2007), advogam o uso do termo pseudocarste para as feições da Formação Furnas (MELO e GIANNINI, 2007). Muitos autores restringem o uso do termo “carste” para rochas não carbonáticas tratando de pseudocársticos os relevos de rochas siliciclásticas, relacionando a ocorrência de carste restritamente às rochas carbonáticas (WRAY, 1997).

Carste está relacionado com eficiente dissolução da rocha e drenagem subterrânea, mesmo que este processo de dissolução seja mais lento e menor em relação a rochas carbonáticas. Evidências de dissolução do cimento caulínico e do quartzo e a presença de espeleotemas, relevos ruiformes, furnas, bacias e cúpulas de dissolução e outras feições do relevo, principalmente a presença de drenagens criptorreicas em arenitos da Formação Furnas, tornam evidente a carstificação nesta rocha.

É notável que os processos de dissolução dos arenitos da Formação Furnas concentram-se em estruturas tectônicas, em parte atribuídas aos processos do Arco de Ponta Grossa. Estas estruturas

rúpteis possibilitam a existência de descontinuidades que auxiliam no processo de infiltração da água pluvial e fluvial no corpo rochoso provocando a dissolução da caulinita e do quartzo, escavando cavidades subterrâneas e possibilitando a precipitação dos minerais em solução em ambientes favoráveis no interior das cavidades.

Há poucas pesquisas sobre as cavernas em arenitos da Formação Furnas, principalmente por serem cavidades que não apresentam os mesmos portes de ornamentações e de desenvolvimento horizontal se comparadas com as cavernas desenvolvidas em rochas carbonáticas, principalmente os metacalcários e dolomitos do Grupo Itaiacoca localizados no Primeiro Planalto Paranaense. Os principais trabalhos espeleológicos na Formação Furnas dão ênfase às furnas (cavernas verticais), não abordando as cavernas horizontais e semi-verticais.

O presente trabalho apresenta um estudo do potencial espeleológico da Caverna da Chaminé, incluindo fatores abióticos e bióticos. Procura relacionar a gênese e evolução da caverna com o potencial hídrico subterrâneo da região e com os riscos geoambientais passíveis de ocorrência. O objetivo principal tange a reunir os fatores que indicam a existência de um endocarste e exocarste na região, contribuindo nos estudos espeleológicos em rochas siliciclásticas e na confirmação da existência do sistema cárstico da Formação Furnas nos Campos Gerais do Paraná.

2. LOCALIZAÇÃO

A Caverna da Chaminé está localizada no *Canyon* do Rio São Jorge, margem direita do rio, nas coordenadas UTM 595.225,43 E – 7.231.183,96 N, porção centro norte do Município de Ponta Grossa - Paraná, a cerca de 18 km a nordeste do centro urbano (Figura 1). A caverna se encontra nas proximidades do Reservatório de Alagados, no reverso imediato da Escarpa Devoniana, degrau topográfico que marca a transição do Primeiro para o Segundo Planalto do Estado do Paraná.

Próximo à Caverna da Chaminé uma bela cachoeira precipita através de uma fenda NE-SW, transversal à direção do *canyon*. A área do Salto Santa Bárbara do Rio São Jorge foi instituída como Parque Municipal desde 1992, está dentro dos limites da APA (Área de Proteção Ambiental) da Escarpa Devoniana, também criada em 1992, e do recém-criado Parque Nacional dos Campos Gerais (2006), ainda não implantado (MASSUQUETO et al., 2009).

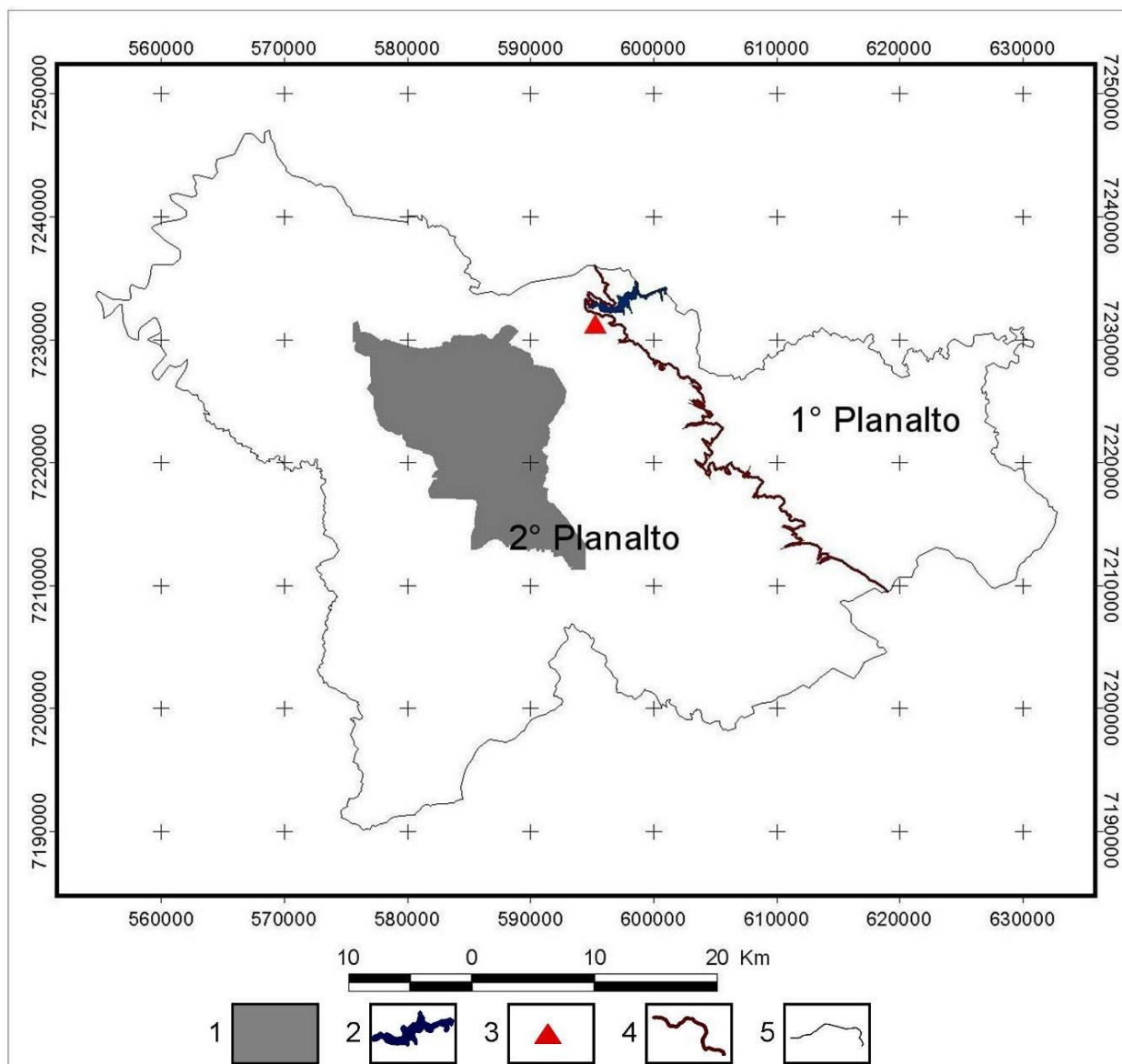


Figura 1: localização do *Canyon* do Rio São Jorge, situado no reverso imediato da Escarpa Devoniana, Segundo Planalto Paranaense. **Legenda:** 1: perímetro urbano de Ponta Grossa; 2: Represa de Alagados; 3: Caverna da Chaminé; 4: Escarpa Devoniana e 5: perímetro do Município de Ponta Grossa.

O principal acesso ao *canyon* é realizado, a partir do centro de Ponta Grossa, pela Avenida General Carlos Cavalcanti. Após a rotatória localizada em frente ao Campus Uvaranas da Universidade Estadual de Ponta Grossa, segue-se a Rua Valério Rouchi em direção ao Jardim Residencial San Martin. Em seguida o curso se faz através da Estrada Arichernes Carlos Gobbo. Antes de chegar ao Reservatório de Alagados é possível observar uma placa sinalizando a outra estrada que dá acesso ao *Canyon* do Rio São Jorge. No *canyon* o acesso até a Caverna da Chaminé é realizado através de trilhas em campo aberto e pela mata.

3. MÉTODOS E TÉCNICAS

Os estudos realizados na Caverna da Chaminé visaram detalhar o levantamento da cavidade

subterrânea para esclarecer sua gênese e evolução, e relacioná-las com o patrimônio natural, os mananciais subterrâneos e os riscos geoambientais. Para alcançar tais objetivos, a metodologia se baseou na seguinte estrutura:

- Revisão bibliográfica sobre os temas;
- Trabalho de campo para levantamento de dados espeleológicos da Caverna da Chaminé e feições cársticas superficiais
- Levantamento topográfico da cavidade;
- Produção de um histograma de rosáceas, baseado no trabalho de Karmann (1986), para compreensão da frequência e tendência de direções de estruturas tectônicas (fendas e fraturas) presentes na caverna;
- Mapas desenvolvidos em ambiente SIG.

A técnica para levantamento da topografia da caverna teve como base bibliográfica o trabalho de Dematteis (1975). Algumas ferramentas utilizadas durante este trabalho foram: aparelho receptor GPS, modelo GARMIN II PLUS; trena métrica de 20 metros; bússola geológica tipo Brunton; Programa de uso livre *OCAD PRO 8* para a digitalização dos dados topográficos; Software *Arc View 3.2a*, utilizado no laboratório de Geoprocessamento da Universidade Estadual de Ponta Grossa; Ortoimagem SPOT 5 cedida pelo SEDU/PARANACIDADE.

4. ASPECTOS FÍSICOS DA ÁREA DE ESTUDO

4.1 Geologia

Nas proximidades do Salto Santa Bárbara do *Canyon* do Rio São Jorge é possível observar o contato de três unidades rochosas: Formação Furnas, Formação Iapó (ASSINE et al., 1998) e o Complexo Granítico Cunhaporanga (embasamento Proterozóico) segundo Guimarães (2000) apud Massuqueto (2003); Massuqueto et al. (2009). São raros os locais que fornecem esta peculiaridade geológica, principalmente pelos diamictitos da Formação Iapó, pois são poucos os afloramentos desta rocha em todo o flanco sudeste da Bacia do Paraná. Este contato de três unidades geológicas eleva a importância do local, tornando-o palco de pesquisas de cientistas de todo o Brasil e ponto de muitos trabalhos de campo principalmente alunos de geologia e geografia.

O *Canyon* do Rio São Jorge está localizado no reverso imediato da Escarpa Devoniana, por isso a unidade geológica predominante na área de estudo é a Formação Furnas, composta predominantemente por arenitos quartzosos de variada granulometria caracterizados por camadas tabulares cuja espessura total na área aflorante atinge até 250 metros, valor registrado no *canyon* do Iapó no Guartelá, Município de Tibagi por Assine (1996).

A deposição dos arenitos da Formação Furnas ocorreu desde o final do Siluriano até o início do Devoniano, entre 395 e 421 milhões de anos (GUIMARÃES et al., 2007). Esta unidade geológica da borda leste da Bacia Sedimentar do Paraná é constituída predominantemente de arenitos quartzosos possuindo cimento caulínico. Os arenitos estão dispostos em *sets* de espessuras de 0,5 a 5 metros com geometria tabular, lenticular e cuneiforme, exibindo marcante estratificação cruzada planar, tangencial na base ou acanalada (ASSINE, 1996).

Na região dos Campos Gerais a Formação Furnas pode ser dividida em três unidades distintas, unidade inferior, média e superior (ASSINE, 1996). Na área do *Canyon* do Rio São Jorge, aparecem as unidades inferior e média da Formação Furnas, destacando-se os níveis conglomeráticos da unidade inferior presentes na base do paredão rochoso próximo à cachoeira.

4.2 Geomorfologia

A Escarpa Devoniana é uma notável feição do relevo sustentada pelos arenitos da Formação Furnas que se estende em toda porção oriental do Estado do Paraná e sul do Estado de São Paulo. A Caverna da Chaminé localiza-se no reverso imediato deste degrau topográfico que marca o limite entre o Primeiro e Segundo Planalto Paranaense e apresenta uma linha irregular devido a recortes decorrentes de falhas e fraturas originando *canyons* e anfiteatros (SOUZA e SOUZA, 2004).

O *Canyon* do Rio São Jorge, localizado na porção centro norte do Município de Ponta Grossa, é um dos principais pontos turísticos da cidade. Possui uma extensão aproximada de 1,5 quilômetros e desníveis que ultrapassam 100 metros. Estando encaixado em uma estrutura de direção NW-SE, relacionada com o Arco de Ponta Grossa, o *canyon* está situado no reverso imediato da Escarpa Devoniana, próximo à Represa de Alagados. Além do interesse turístico, apresenta grande potencial científico envolvendo principalmente seus aspectos geomorfológicos, espeleológicos, geológicos, biológicos e arqueológicos. Como apresenta Massuqueto et al. (2009) as feições geomorfológicas de maior destaque no rio São Jorge, além da cachoeira, são as escarpas, *canyons*, cavernas e fendas (Figura 2).



Figura 2: vista da Cachoeira de Santa Bárbara no *Canyon* do Rio São Jorge a partir do mirante próximo da Caverna da Chaminé. Foto: F.M. Schamne.

O Município de Ponta Grossa e outros da região, localizados próximos à borda do Segundo Planalto Paranaense, possuem características peculiares devido às grandes fraturas e falhas existente nos arenitos da Formação Furnas. Zalán et al. (1990) ressaltam que estas estruturas na rocha são resultado de um processo de soerguimento da crosta, denominado Arco de Ponta Grossa, ativado durante todo o Paleozóico, mas palco de intensos processos durante o Mesozóico.

O Arco de Ponta Grossa é um eixo de quebra abortado, relacionado com a tríplice partição do

grande continente Gondwana, durante a separação dos continentes Sul-Americano com o Africano. Este eixo de quebra ocasionou grandes falhas distribuídas paralelamente e com direção predominante NW-SE, estas falhas são denominadas de Zona de falha Curitiba-Maringá (ZALÁN et al., 1990). A área de estudo apresenta acentuada influência deste tectonismo que afetou a região durante o Mesozóico, sendo possível notar diversos lineamentos estruturais marcantes no relevo (figura 3).

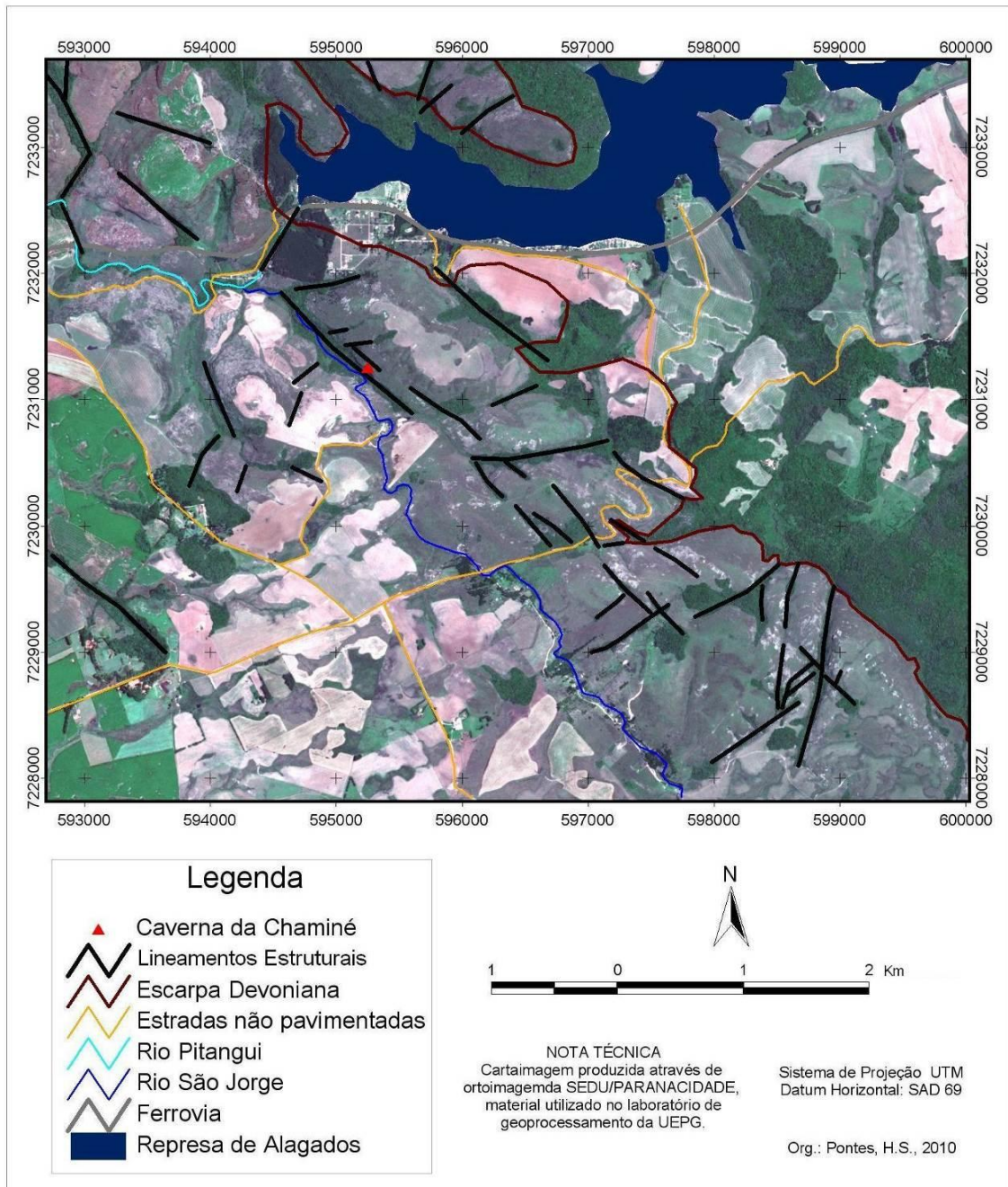


Figura 3: concentração de *canyons* e fendas relacionados com lineamentos estruturais que se iniciam na porção sudeste e prolongam-se para a porção noroeste da carta, com aproximadamente 7 km de extensão. A direção NW-SE indica que são estruturas tectônicas relacionadas com o Arco de Ponta Grossa.

4.3 Hidrografia

O Rio São Jorge em seu curso inferior, próximo à área de estudo, corre sobre lajeados apresentando algumas corredeiras e pequenos saltos. Ao adentrar o *canyon* por meio de fenda de direção NE-SW, transversal à direção do Arco de Ponta Grossa, o rio precipita formando uma queda denominada Salto (ou Cachoeira) Santa Bárbara de aproximadamente 20 metros, sendo este o principal atrativo do local, muito procurado por visitantes de várias regiões. Após a queda, o Rio São Jorge segue dentro do *canyon* encaixado em meio a densa vegetação com araucária.

Em toda a área do *canyon* e principalmente nas proximidades da Caverna da Chaminé, existem diversos canais de água, oriundos de nascentes, algumas temporárias, alimentadas por períodos de intensas chuvas, outras perenes. Estes pequenos corpos hídricos permitem a existência de campos úmidos, presentes nas baixadas e em encostas íngremes.

4.4 Clima

A área de estudo está localizada em uma região onde o clima, dentro da classificação de Köppen, é conhecido como Cfb, correspondendo ao clima temperado propriamente dito, com temperatura média no mês mais frio abaixo de 18° (mesotérmico), com verões frescos, temperatura média no mês mais quente abaixo de 22° e sem estação seca definida (IAPAR, 2000 apud Cruz 2007).

Segundo Maack (2002) apud Cruz (2007) a Escarpa Devoniana funciona como uma barreira orográfica, possibilitando o aumento de chuvas nas áreas de seu entorno, podendo atingir de 100 a 300 mm anuais a mais do que no Primeiro Planalto e na região urbana de Ponta Grossa. A elevada disponibilidade de água na área da pesquisa é fator crucial para o desenvolvimento das feições de dissolução da rocha, tanto em superfície quanto no interior da cavidade.

5. POTENCIAL ESPELEOLÓGICO DA CAVERNA DA CHAMINÉ

5.1 Descrição Geral

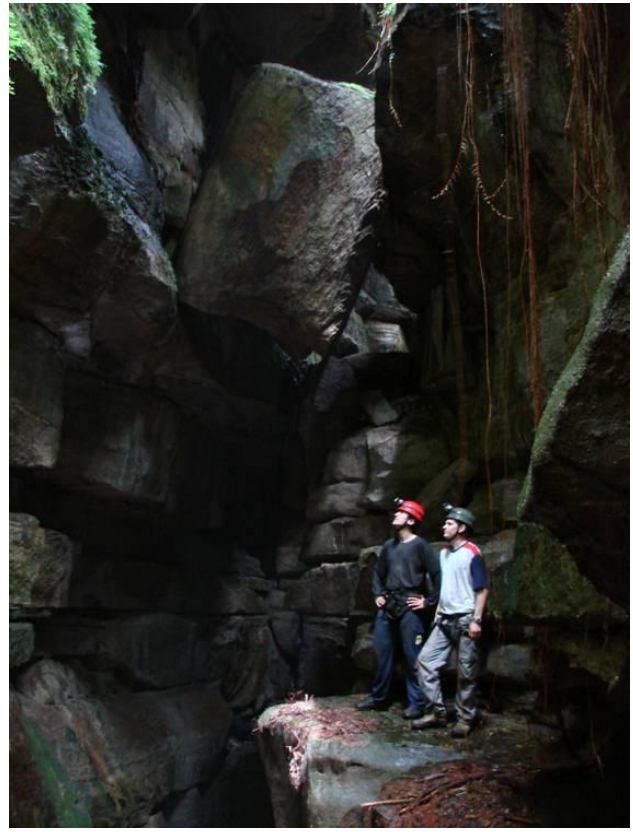
A Caverna da Chaminé é totalmente desenvolvida em arenitos da Formação Furnas, próximo da transição entre a Unidade Inferior e a Unidade Média, conforme descreve Assine (1996).

Esta transição é observada pela presença de níveis de arenito conglomerático, característicos da Unidade Inferior, já a Unidade Média da Formação Furnas é identificada na caverna pela presença de níveis silto-argilosos e de icnofósseis. Outro fator que indica a localização da cavidade na transição entre as duas unidades é o desnível em relação ao contato com o embasamento.

A cavidade está situada a aproximadamente 300 metros do Salto Santa Bárbara do Rio São Jorge, na margem direita do *canyon* do Rio São Jorge. Não há nenhum controle na visita ao local, resultando em diversos impactos ambientais. Apesar da caverna estar localizada em ponto distante da porção mais visitada, a mesma já possui alguns danos causados pela ação antrópica, tais como o abandono de resíduos sólidos e a quebra de espeleotemas. Os ambientes mais conservados da cavidade constituem aqueles onde o acesso é dificultado por fatores diversos, como fraturas apertadas, galerias com presença de blocos empilhados formando “quebra-corpos” e locais onde o acesso só é possível com equipamentos e aplicação de técnicas verticais.

Apresentando 307 metros de desenvolvimento linear e 35 metros de desnível, conforme apresentam Pontes e Massuqueto (2010) e sendo umas das maiores cavernas do Sul do Brasil desenvolvida em arenito, a Caverna da Chaminé (figuras 4 e 5), além de possuir trechos predominantemente horizontais, semi-verticais e verticais, é predominantemente seca, possui apenas dois pequenos canais de água em um de seus compartimentos. A cavidade apresenta notável beleza cênica e se revela um impressionante ambiente para estudos diversos, envolvendo diferentes áreas do conhecimento. Trata-se de um bom local para observar os processos e feições diversas, os quais evidenciam a ocorrência de significativo processo de dissolução do arenito.

Morfologicamente a caverna pode ser dividida em três compartimentos de acordo com características distintas. Para facilitar na descrição e identificação dos compartimentos, foram adicionados nomes para cada um, sendo eles: Compartimento Zé do Caixão, Compartimento Chaminé e Compartimento Fenda Nova (figuras 6 e 7). Estes trechos possuem tipos de desenvolvimento diferenciados entre si (vertical, semi-vertical, horizontal), além de apresentarem diferentes tipos de galerias, estruturas, feições e formatos.



Figuras 4 e 5: aspecto geral da Caverna da Chaminé. (Figura 5 - Foto: F.M. Schamne)

Caverna da Chaminé

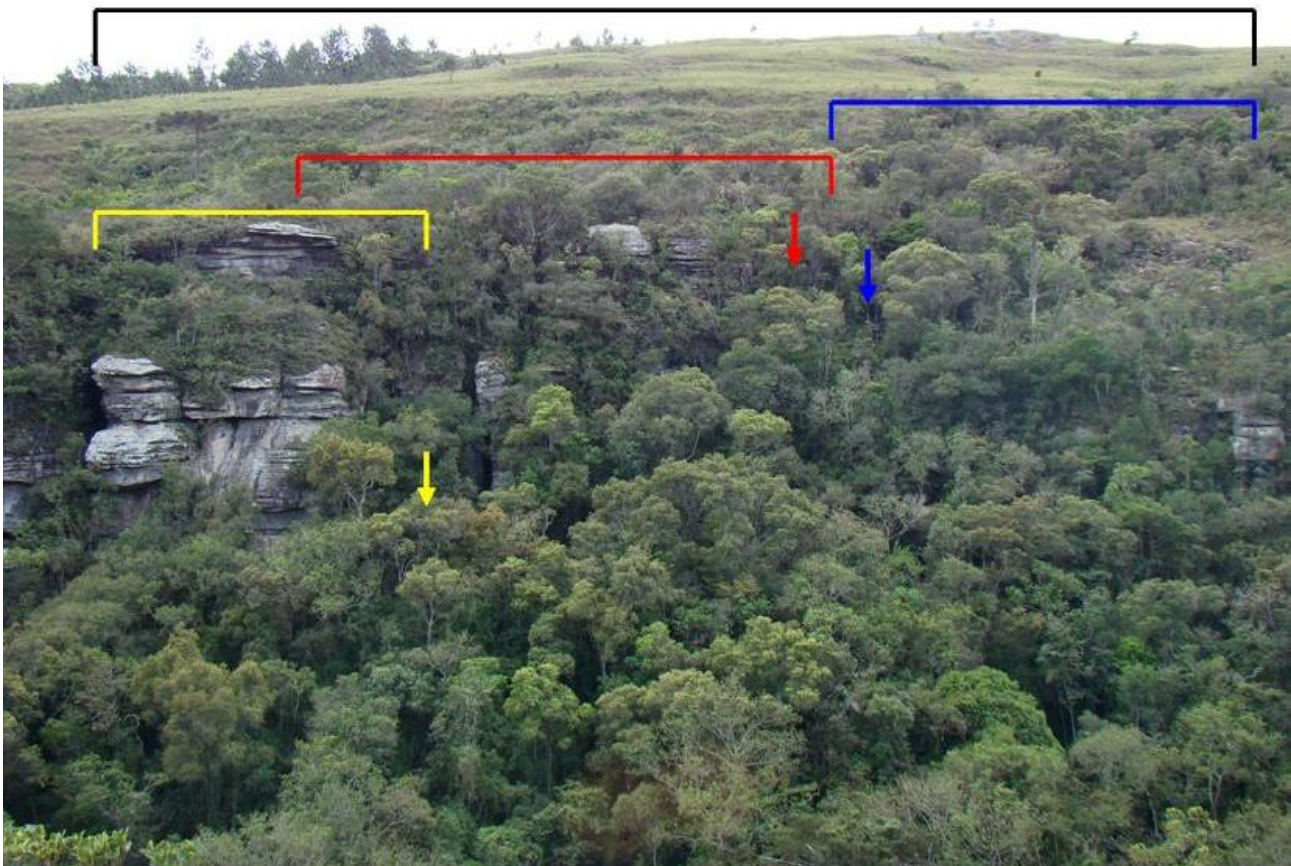


Figura 6: margem direita do Canyon do Rio São Jorge, localização da Caverna da Chaminé.
Em amarelo: Compartimento Zé do Caixão; vermelho: Compartimento Chaminé;
azul: Compartimento Fenda Nova. As setas indicam os acessos aos compartimentos.

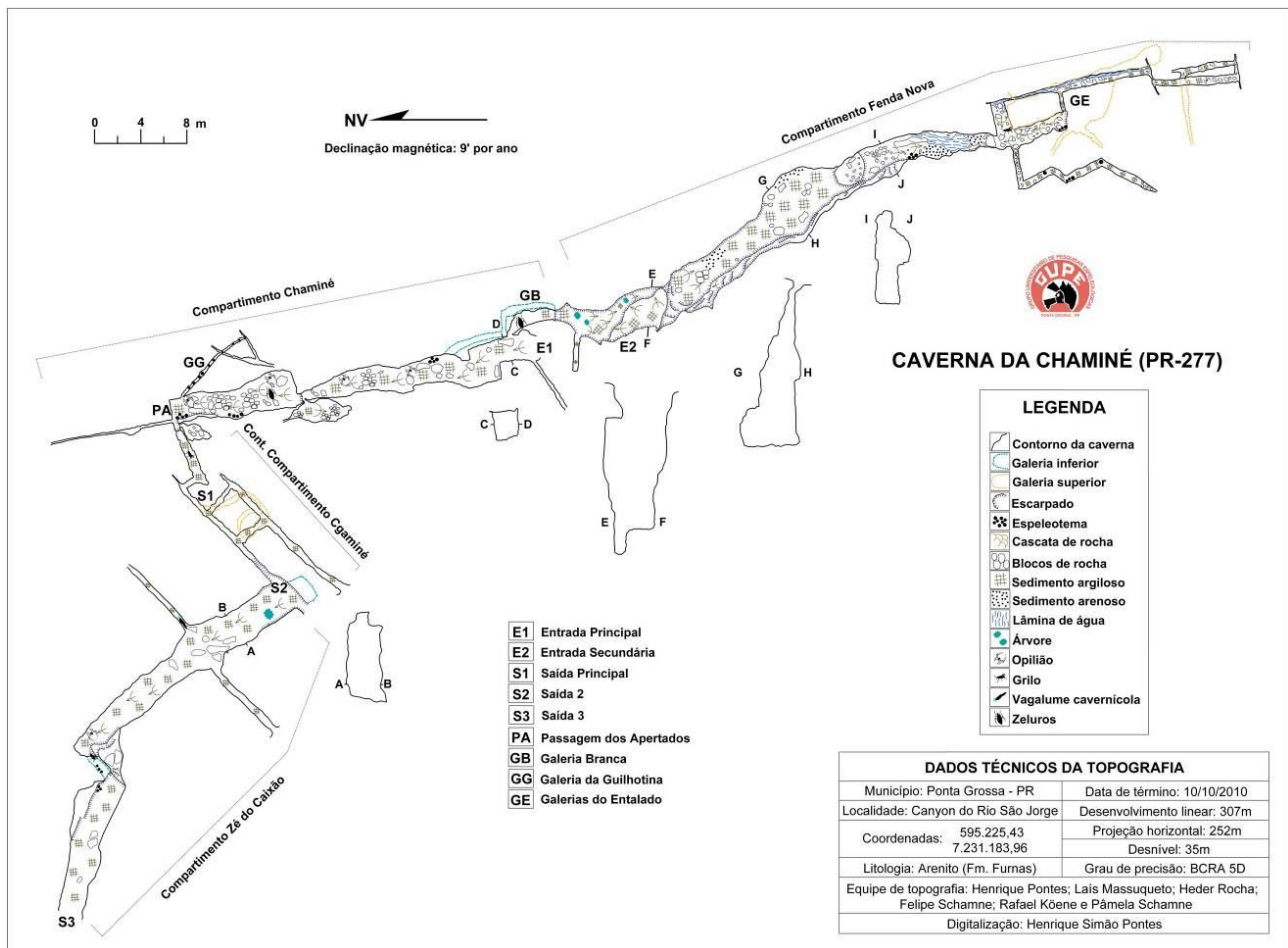


Figura 7: levantamento topográfico da Caverna da Chaminé.

5.2 Estruturas Tectônicas

Na Caverna da Chaminé se destacam duas direções principais: N10°W e N35°W. Estas duas estruturas são marcantes, além de serem as maiores, notavelmente, controlam a formação da cavidade. Estas estruturas são formadas pela influência de um feixe de falhas presente na região de direção predominante N45°W (ver figura 3) na qual está encaixado o *Canyon* do Rio São Jorge.

Além das duas estruturas principais outras ramificações foram encontradas, passagens apertadas foram formadas por estruturas de quebra do corpo rochoso e quedas de blocos. Estas ramificações estão espalhadas pela cavidade subterrânea, sendo controladas por várias direções, estas diferentes da estrutura principal. Nota-se que a caverna é um sistema de fendas, possuindo uma estrutura principal e várias ramificações (PONTES, 2009).

O histograma de rosácea apresenta 35 medidas realizadas no interior da caverna, mostrando as estruturas e suas direções (figura 8). O resultado aponta que as duas principais estruturas da caverna estão nas direções N10°W e N35°W, apresentando um total de sete medidas para cada

uma destas. Uma terceira tendência de direção aponta para N45°E, com um total de seis medidas, indica a presença significativa de estruturas transversais ao Arco de Ponta Grossa. Estas fendas e fraturas de direção NE-SW são bastante comuns na área, sua gênese pode ser relacionada com a influência de estruturas presentes em rochas subjacentes e suas reativações, indicando que tais estruturas são refletidas nos arenitos da Formação Furnas e possivelmente em outras rochas sobrepostas ao embasamento.

Outras 15 fraturas foram medidas mostrando as seguintes direções: N75°E; N60°E; N30°E; N15°E; N60°W; N75°W e N85°W. Estas estruturas apresentam menor expressão em largura, altura e comprimento, são visíveis no interior da caverna não sendo possível identificá-las em superfície.

A identificação e medição de 35 fendas e fraturas, estas distribuídas em toda a caverna e encaixadas em dez direções diferentes, mostra tratar-se de um corpo rochoso fortemente fraturado. Este fraturamento forma o intrincado sistema de passagens subterrâneas com controle estrutural observado na Caverna da Chaminé. Em uma escala de maior detalhe, ressalta ainda a existência de micro-fraturas e fissuras de escala microscópica

espalhadas pela rocha. Esta característica indica alta permeabilidade de fratura, fácil entrada de água no corpo rochoso, presença de escoamento subterrâneo de águas pluviais e fluviais, formação de cavidades, dissolução da rocha, abatimentos e colapsos, além de influenciar na modelagem do relevo em superfície.

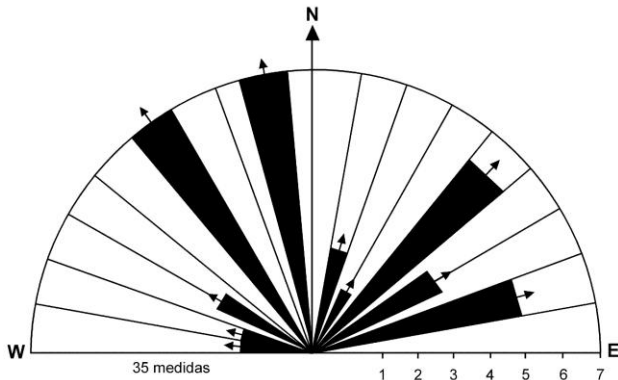


Figura 8: histograma de rosácea indicando fraturas presentes na Caverna da Chaminé.

5.3 ESPELEOTEMAS

Vários espeleotemas foram encontrados na caverna, apesar de pequenos são bastante significativos, principalmente por sua ocorrência nos arenitos da Formação Furnas (Figuras 9 e 10). A precipitação de minerais através do processo de infiltração, dissolução e deposição é difícil de ser encontrada nesta rocha, mas em locais onde a umidade é preservada, notam-se espeleotemas milimétricos a centimétricos no interior de cavernas ou até mesmo em planos de estratificação do arenito em exposições na superfície (PONTES, 2009).

Melo et al. (2007), afirmam que algumas feições de relevo típicas da região dos Campos Gerais do Paraná indicam significativos processos de dissolução de minerais constituintes da rocha, a par da erosão mecânica dos grãos: sumidouros, furnas, depressões e cavernas seriam alguns exemplos destas feições. Os espeleotemas encontrados na Caverna da Chaminé evidenciam a dissolução principalmente do cimento caulínítico e do quartzo, fazendo com que o termo carste não seja restritamente relacionado ao tipo de rocha, mas sim com a presença da dissolução, fato evidente nos arenitos da Formação Furnas.

A presença de espeleotemas compostos sobretudo de caulinita e sílica indica que ocorre carstificação nos arenitos da Formação Furnas, sendo um dos melhores exemplos de feições típicas de carste não carbonático. A Caverna da Chaminé é o exemplo mais notável de presença de espeleotemas não só pela quantidade deles ali existente, mas

também pela variedade, no que se refere à forma destas precipitações minerais.

A formação dos espeleotemas está relacionada com diversos fatores. O agente principal da formação destas feições é a água levemente acidificada, contendo ácido carbônico e também ácidos orgânicos. Queixo e Moinho (1991) e Ganor e Lasaga (2005) apud Melo e Giannini (2007) apresentam que a dissolução do cimento caulínítico aumenta com a presença de ácidos orgânicos, principalmente ácido oxálico ($H_2C_2O_4$), provenientes de atividade microbiana e/ou decomposição de matéria orgânica. Já para a dissolução do quartzo, Wray (1997), ressalta que o pH da água é um fator condicionante, pois ocorre a dissolução da sílica em condições hiperácidas. Vale ressaltar que diversos estudos apresentam que a dissolução da sílica ocorre em condições alcalinas e não ácidas, contrapondo-se ao estudo apresentado por Wray (1997).



Figura 9: espeleotema coralóide comum de ser encontrado na Caverna da Chaminé – Galeria principal Compartimento Chaminé



Figura 10: espeleotema coralóide comum de ser encontrado na Caverna da Chaminé – Galeria principal Compartimento Chaminé.

Ainda não há estudos detalhados sobre a ação química das águas nos arenitos da Formação Furnas, sendo de grande necessidade a execução de mais estudos para compreender os fatores envolvidos no processo de formação dos espeleotemas. O que foi realizado nesta pesquisa trata-se de análises de trabalhos clássicos sobre a dissolução de minerais, principalmente o quartzo, este considerado como um dos minerais ultraestáveis.

Melo (2010) relata que além da natureza dos arenitos, ou seja, sua composição mineral, as estruturas rúpteis também têm um papel controlador no desenvolvimento dos processos erosivos superficiais e subterrâneos. As descontinuidades presentes na Caverna da Chaminé permitem a infiltração concentrada da água nestes locais, possibilitando marcante dissolução do arenito e quantidade expressiva de espeleotemas. Nota-se que em certos locais os espeleotemas se dispõem alinhados e orientados paralelamente de acordo com a estratificação dos arenitos, indicando que os planos de estratificação e de acamamento contribuem significativamente para a infiltração da água e consequente dissolução da rocha e precipitação de minerais.

Além destas características, o microclima do ambiente cavernícola influencia na formação destas feições, pois correntes de ar podem impedir que as gotas de água fiquem pendentes no teto, impedindo assim, o processo de precipitação do mineral em solução. A temperatura da cavidade também é um fator essencial para a formação dos espeleotemas. Tal fato evidencia a importância de estudos de impacto em ambientes cavernícolas, pois é comum ocorrer a condensação da umidade do ar em cavernas abertas à visitação, principalmente quando da presença de grupos com números de pessoas acima do suportável, sendo que estes episódios podem modificar significativamente na formação de espeleotemas, bem como gerar outros impactos negativos.

5.4 Espeleogênese

A Chaminé, apesar de apresentar significativa dissolução em sua formação, é considerada uma caverna estrutural, ou seja, suas galerias mostram forte controle pelas estruturas tectônicas que fraturaram todo o corpo rochoso. A cavidade está encaixada em duas direções principais N10°W e N35°W, onde um afastamento dos blocos rochosos resultou em uma grande fenda que posteriormente sofreu alargamento erosivo e quedas de bloco do topo e paredes, proporcionando a formação da caverna.

Conforme aponta o trabalho de Pontes e Massuqueto (2010) a caverna da Chaminé, como outras cavidades estruturais da Formação Furnas, enquadra-se na proposta de classificação de cavernas não carbonáticas de Finlayson apresentada no trabalho de Esch (1991) apud Hardt (2003). Esta classe considera cavernas em juntas, dividida em juntas abertas e juntas fechadas, conforme apresentada em Hardt (2003):

“As grutas formadas em juntas abertas seriam formadas em juntas com o topo aberto para o exterior e este estaria preenchido por detritos. No caso de juntas fechadas, a cavidade estaria totalmente inserida entre juntas, eventualmente com algum acesso ao exterior devido a uma falha ou fratura que interceptasse o conduto da gruta” (HARDT 2003, p. 53).

A Caverna da Chaminé é composta por juntas abertas e fechadas e sua gênese está relacionada principalmente à sua localização geográfica. A proximidade da Escarpa Devoniana – resalto topográfico que marca a transição do Primeiro para o Segundo Planalto Paranaense – possibilita a existência de *canyons*. Devido ao fato do *Canyon* do Rio São Jorge estar situado em falha geológica NW-SE, diversas fendas e fraturas, transversais e paralelas à estrutura principal de falha, retalham o corpo rochoso, possibilitando a existência de inúmeras cavidades subterrâneas.

É notável a presença de carstificação na rocha, alargando as aberturas, que se soma ao importante controle estrutural na gênese da cavidade. As ornamentações presentes nas cavernas (espeleotemas diversos) também comprovam a ação, mais recente, da água no corpo rochoso por meio de fraturas e micro fissuras, realizando a dissolução do arenito, principalmente da caulinita e também do quartzo. Além dos espeleotemas, pequenos canais de água que percorrem parte da caverna realizam constantemente o alargamento de fendas e fraturas. Esta alta densidade de fraturas facilita a entrada de água no corpo rochoso, que por sua vez possibilita a dissolução do cimento e arenização da rocha por águas acidificadas, causando a desagregação e instabilidade do maciço e criando a possibilidade de ocorrência de desmoronamentos.

Ao verificar as características presentes na caverna, são sugeridas cinco fases para a formação da mesma:

1° - Soerguimento regional: o Arco de Ponta Grossa soergueu toda a região gerando grandes falhas, fraturas e diques, possibilitando alta permeabilidade por fraturas nos arenitos da

Formação Furnas. Estas estruturas tectônicas geradas pelo arqueamento da crosta permitiram que vários rios encaixassem seus cursos e entalhassem vales e *canyons* profundos, muitas vezes, atingindo as rochas do embasamento. Estes *canyons* estão distribuídos por toda a linha da Escarpa Devoniana, uma escarpa de cuesta, apresentando localmente controle estrutural, propiciando desníveis topográficos e gradiente hidráulico acentuado.

2° - Ação das águas subterrâneas - Esta permeabilidade por fratura (e também intergranular) do arenito possibilitou a ação erosiva das águas subterrâneas, em um determinado momento no qual o nível freático estava acima do atual, sendo capaz de alargar porções vazias da rocha, ampliando estruturas e criando outros canais e passagens.

3° - Formação de fendas distribuídas em *canyons*: com o rebaixamento do nível freático e a ação de processos erosivos exógenos estes vazios na rocha (cavernas) aparecerem em superfície, gerando grandes fendas (juntas abertas). Mesmo sabendo que estas quebras de menor expressão na rocha tenham sido geradas pelo arqueamento regional, o processo de alargamento pela ação das águas subterrâneas também é significativo. Atualmente, observa-se claramente que estas estruturas tectônicas, moldadas pela ação hídrica, passaram por transformações mais recentes, como por exemplo, acomodamento gravitacional dos blocos antes perturbados pelo tectonismo e processos erosivos. Estes processos encobertaram as formas e feições cársticas mais antigas.

4° - Desabamento e entulhamento da porção superior e no interior das fendas: as fendas são caracterizadas como uma distensão do corpo rochoso aberta para o exterior. Processos intempéricos atuantes nas linhas de fraqueza da rocha e a ação da gravidade geram o desabamento de blocos e transporte de sedimentos que entulham a porção superior das fendas e também seu interior. Este entulhamento desenvolve um teto que bloqueia a entrada de luz, permitindo considerar como cavernas em junta aberta (fendas) de acordo com a proposta de Finlayson (ESCH, 1991 apud. HARDT, 2003). As cavernas enquadradas nesta proposta têm forte controle estrutural, mas não é descartada a ação da dissolução, principalmente no alargamento das galerias, dutos e salões. É evidente que as estruturas sedimentares como os planos de estratificação e de acamamento dos arenitos são essenciais na formação destas cavidades. Por apresentar quebras e

desmoronamentos de blocos do teto e paredes, as feições que evidenciam processos cársticos são encobertas e a caverna apresenta paredes mais irregulares, dando um aspecto unicamente estrutural à gênese da caverna.

5° - Processos cársticos (atuais) no interior das cavernas: apesar de serem cavernas que apresentam marcante controle estrutural, ou seja, sua gênese é devida, principalmente, aos processos tectônicos, os processos cársticos ocorreram desde o início, com a ação das águas subterrâneas. Atualmente, as águas pluviais e fluviais (olhos d'água que percorrem para o interior da cavidade) penetram no corpo rochoso através dos planos de estratificação e fraturas, causando a dissolução da rocha, alargando passagens e formando singulares incrustações minerais. A água que se infiltra na rocha causa a dissolução química de minerais, como também a desagregação mecânica dos grãos (arenização) conforme apresenta Jennings (1983). Ressalta-se que o processo de carstificação da rocha ocorre a partir do momento em que há disponibilidade de água e rocha com permeabilidade intergranular e/ou por fraturas, lembrando que a composição mineralógica do arenito torna-se fundamental.

5.5 Meio Biótico

O meio biótico da Caverna da Chaminé é bastante singular e ainda pouco conhecido, assim como de outras cavernas areníticas, pois há poucos estudos biológicos nestes ambientes cavernícolas. A presença de micro e macro organismos pode influenciar significativamente na erosão da rocha. Conforme apresenta Bouillon (1972) é notável que a presença de bactérias acentua a decomposição das rochas deixando paredes de grutas completamente “podres”, salientando que esta corrosão da rocha pelas bactérias facilita a erosão e contribui para o desmoronamento das grutas. Melo e Giannini (2007) e Pontes e Melo (2009) apontam a ação de microorganismos na formação de diversas feições erosivas na Formação Furnas, pois participam da esfoliação do arenito, permitindo a criação de reentrâncias e facilitando a ação de outros processos erosivos.

Na Caverna da Chaminé nota-se a presença de micro-organismos agindo em paredes, ocasionando a desagregação e esfoliação da rocha. Esta ação erosiva biológica é acrescentada com a ação da água que escorre pelas paredes da caverna, causando quedas de blocos rochosos. Outro fator crucial se refere à matéria orgânica presente em superfície, acima da caverna, pois possibilita a formação de

ácidos orgânicos, capazes de dissolver os minerais que compõem o arenito. Conforme aponta Willens (2000) micro-organismos (bactérias) e demais organismos vivos (algas e líquens) podem produzir ácidos orgânicos (como por exemplo o ácido oxálico) e, em certos casos, ácidos inorgânicos (por exemplo o ácido sulfúrico), capazes de corroer a rocha em superfície ou em profundidades de até centenas de metros. Algumas observações realizadas na Caverna da Chaminé indicaram que colônias de micro-organismos podem atingir vários centímetros para dentro da rocha e por toda a parede, ocasionando rapidamente o enfraquecimento do arenito, fazendo que o mesmo se solte em placas verticais, indicando não se tratar dos planos de estratificação ou acamamento.

A mesofauna presente na Caverna da Chaminé apresenta grande importância e diversidade, destacando-se algumas espécies como: grilos cavernícolas, os famosos opiliões, barbeiro *Zeluros* (Figura 11), dentre outros.



Figura 11: Barbeiro *Zeluros*, inseto comum nas cavernas areníticas da região – Compartimento Zé do Caixão da Caverna da Chaminé.

Um dos bichos mais peculiares da Caverna da Chaminé (indicado na legenda da figura 7) é a larva denominada como vaga-lume cavernícola (Figura 12). Segundo Pontes e Massuqueto (2010) esta larva foi descrita pela primeira vez nas cavidades areníticas da região e trata-se, possivelmente, da larva de um mosquito (ainda não identificado) que possui bioluminescência, fazendo com que uma cápsula localizada em sua parte posterior, literalmente acenda uma luz verde-azulada, através de uma reação química. Quando em grandes populações, esta bioluminescência produz cenas espetaculares no interior de cavernas, como as larvas com esta mesma característica registradas em cavernas da Nova Zelândia e Austrália (MERRITT e BAKER, 2001).



Figura 12: larva denominada “Vaga-lume Cavernícola”, notar fios de muco suspensos (larva com pouco mais de 1 cm) – Compartimento Zé do Caixão da Caverna da Chaminé.

5.6 Microclima

Por estar localizado em uma região com significativa disponibilidade hídrica a Caverna da Chaminé serve como um ponto de entrada para as águas pluviais e fluviais, uma parte das quais se infiltra no arenito, dissolve a rocha e forma espeleotemas, enquanto a outra porção escorre pelas paredes causando o alargamento das fendas e fraturas. Esta água percorre certos trechos, principalmente no Compartimento Fenda Nova (Figura 7), onde o fluxo é constante, pois é alimentado por pequenas nascentes, até desaparecer em pequenas passagens formadas entre blocos de rocha amontoados. Supostamente, esta água drena por meio de dutos estruturais e de dissolução em direção ao Rio São Jorge, no vale do *canyon*, formando sistemas de drenagens considerados como “caixas pretas” devido ao fato da impossibilidade de acesso, conforme ressalta Marques Neto (2008).

Esta presença de lâminas de água em alguns pontos da caverna influencia diretamente na temperatura do ambiente cavernícola. Não foram registradas temperaturas com equipamentos de medição, mas nas observações constantemente realizadas nos trabalhos de campo, os quais ocorreram durante o mês de janeiro de 2009 a outubro de 2010, através de sensação térmica percebeu-se temperatura relativamente baixa nestes ambientes com presença de água, chegando ao ponto de gerar elevado desconforto ao visitante. Nos locais onde não ocorre lâmina de água e as infiltrações são menores a temperatura é amena e agradável, independente da temperatura em superfície.

Nota-se a influência da corrente de ar próximo às entradas e saídas da caverna, modificando a

temperatura nestes locais. É primordial atentar às características micro-climáticas da caverna, pois este é um fator crucial para a existência de determinados organismos, para a erosão da rocha, bem como influencia na formação de espeleotemas. Estudos mais detalhados sobre microclima em ambientes cavernícolas areníticos devem ser realizados para ampliar a compreensão deste sistema cárstico, onde todos os elementos são conectados e interdependentes.

6. MEDIDAS DE PROTEÇÃO

A Formação Furnas é uma unidade rochosa considerada um aquífero estrutural e cárstico, constituindo o manancial de águas subterrâneas da região e exercendo o papel de importante alimentador da drenagem superficial. O estudo desta unidade geológica tem revelado características singulares, entre elas o comportamento cárstico, que devem ser levadas em consideração nas políticas públicas e durante o planejamento ambiental e urbano das cidades da região. Observa-se rápida expansão urbana sobre esta unidade rochosa e crescente extração de água do Aquífero Furnas, tornando-se de suma importância a realização de pesquisas que contribuam para o melhor gerenciamento e conservação do patrimônio e dos recursos naturais regionais.

Segundo Pigurim (2010), o Aquífero Furnas apresenta águas de qualidade, podendo ser classificadas como águas minerais. Toda a área de afloramento da Formação Furnas no Município de Ponta Grossa é área de recarga deste aquífero considerado cárstico e estrutural (MELO, 2009), ou seja, toda esta área deve ter prioridade para preservação. O uso das águas subterrâneas no Aquífero Furnas deve ser controlado por órgãos responsáveis, para que não ocorra extração predatória, podendo também influir na configuração do relevo, ocasionando abatimentos. Segundo o trabalho de Bagatim (2010), estudo dos poços tubulares no Município de Ponta Grossa mostra que o aquífero furnas é variável, apresentando descontinuidades (estruturas rúpteis e sedimentares), como também trechos de vazios, caracterizando a presença de cavidades subterrâneas.

Empreendimentos que apresentem riscos de impactos ambientais não devem ser instalados sobre o sistema cárstico dos arenitos da Formação Furnas, pois por se tratar de uma área de recarga de aquífero, altamente permeável, não se pode correr riscos de contaminação das águas subterrâneas e superficiais. Além dos impactos causados no meio abiótico, é necessário salientar sobre os riscos que o meio

biótico, presente não só em superfície como também em subsuperfície, está sujeito a correr. Como este trabalho aponta, há muitos insetos e outros animais que utilizam as cavernas como refúgio ou até mesmo para se alimentarem, atentando que na Caverna da Chaminé ocorrem espécies não identificadas de insetos, alguns considerados animais troglófilos, os quais dependem da caverna em parte de suas vidas para se desenvolverem e sobreviverem. É necessário ressaltar a importância tanto da biodiversidade (insetos, plantas, micro-organismos), mas também da geodiversidade (água, solo, rocha, ar) presente no endocarste e exocarste da Formação Furnas.

Uma das características que devem ser ressaltadas neste trabalho, refere-se ao conjunto de falhas, fendas e fraturas presentes na região e que foram melhor visualizadas na Caverna da Chaminé. Em locais onde ocorrem estruturas rúpteis, de escala que varia de uma a várias centenas de metros, há também várias outras estruturas de menor porte que recortam o corpo rochoso para todas as direções, lembrando que estas estruturas, sejam fendas, fraturas e até mesmo as cavernas estruturais, geram espaços vazios que com o tempo podem vir a ocasionar desmoronamentos internos, sendo possível influir no relevo em superfície. Estes aspectos apontam para a possibilidade de riscos geoambientais, tais como os abatimentos de terreno, comuns de acontecerem em áreas carbonáticas.

A partir das características singulares que este relevo cárstico apresenta, sugerem-se algumas medidas de proteção nos Municípios dos Campos Gerais do Paraná que apresentem áreas de afloramento da Formação Furnas:

- Gerenciamento da exploração e uso dos mananciais subterrâneos e superficiais;
- Controle da expansão urbana sobre o relevo da Formação Furnas;
- Proibição da instalação de empreendimentos do setor privado e/ou público que apresentem atividades de risco ao ambiente (aterros, indústria química, exploração mineral, etc);
- Divulgação da geoconservação (conservação do patrimônio geológico, hidrológico e pedológico) para a sociedade, comunidade científica e órgãos públicos e privados;
- Realização de atividades de cunho científico, educacional e ambiental;
- Mudanças nas políticas públicas, com o intuito de obter leis embasadas nas características do relevo da Formação Furnas;

- Reforço na proteção do relevo cárstico (superficial e subterrâneo) da Formação Furnas nos Planos Diretores Municipais.

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A Caverna da Chaminé é essencialmente estrutural, mas claramente reafeiçoada por processos cársticos. A área de estudo é apenas uma pequena porção de um vasto território, no qual ocorre carstificação. Ainda há muitas cavernas a serem encontradas em arenitos da Formação Furnas, apresentando um variado repertório de estudos a serem realizados, abordando temas como ocorrências de drenagem subterrânea, avaliação ecológica das cavernas areníticas, mapeamentos espeleológicos, avaliação do aquífero, riscos de subsidências e colapsos, entre outras pesquisas.

Estes locais possuem feições diversas, ainda pouco estudadas na região, como os espeleotemas e dutos de dissolução, os quais apresentam grande relevância para a compreensão dos processos erosivos ocorrentes nos arenitos e conseqüentemente para o melhor entendimento da geomorfogênese regional. É necessária a realização de trabalhos, nas mais diversas áreas do conhecimento, com o intuito de melhorar a gestão destes locais, alertando aos órgãos gestores e fiscalizadores sobre as singularidades e os processos ocorrentes nestes

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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.
- ASSINE, M.L.F.; ALVARENGA, C.J.S.; PERINOTTO, J.A.J. 1998. Formação Iapó: glaciação continental no limite ordoviciano/siluriano da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.28, n.1, p.51-60.
- BAGATIM, H.Q. **Utilização das águas subterrâneas em Ponta Grossa, PR**. 2010. 75p. Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso de Bacharelado em Geografia), Departamento de Geociências, Universidade Estadual de Ponta Grossa.
- BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; SANTOS, G. F. Ação do intemperismo químico sobre as rochas. In: **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. 2º ed. Florianópolis: Ed. da UFSC, 2007. Cap. 3, p. 110 -190.
- BOUILLON, M.. A Espeleogenese. In: *Descoberta do Mundo Subterrâneo*. Lisboa: Edição Livros do Brasil, 1972. p. 133-193.
- CRUZ, G. C. F.. Alguns aspectos do clima dos Campos Gerais. In: MELO, M. S.; MORO, R. S.; GUIMARÃES, G. B. **Patrimônio natural dos Campos Gerais do Paraná**. 1. ed. Ponta Grossa: UEPG, 2007. cap. 5. p. 59- 72.
- DEMATTEIS, G.. *Manual de la Espeleologia*. Editorial Labor S.A., Barcelona, 1975.

ambientes, juntamente com seu reflexo na configuração do relevo e em toda a paisagem.

Conclui-se que o relevo da Formação Furnas apresenta características de um relevo cárstico, apresentando formas e processos semelhantes aos ocorrentes em rochas carbonáticas, como calcários e dolomitos, embora com intensidade e velocidade diferentes. As políticas públicas devem ser reavaliadas e reestruturadas a partir das características naturais que a paisagem regional apresenta, sendo assim, a gestão do território no relevo em questão deve ser criteriosamente controlada, a fim de proteger os recursos naturais e prevenir possíveis acidentes geoambientais.

AGRADECIMENTOS

Aos amigos do Grupo Universitário de Pesquisas Espeleológicas (GUPE), aos Mestrandos Laís Luana Massuqueto e Heder Leandro Rocha, e ao Professor Dr. Gilson Burigo Guimarães por todas as ajudas nos trabalhos de campo e durante a construção deste estudo. Sinceros agradecimentos a Fábio Luiz Batista Barros (Binho) por nos mostrar a caverna e aos revisores pelas sugestões que contribuíram para a construção do texto final.

- GUIMARÃES, G. B.; MELO, M. S.; GIANNINI, P. C. F.; MELEK, P. R. Geologia dos Campos Gerais. In: MELO, M. S.; MORO, R. S.; GUIMARÃES, G. B. **Patrimônio natural dos Campos Gerais do Paraná**. 1. ed. Ponta Grossa: UEPG, 2007. cap. 2. p. 23- 32.
- HARDT, R.. Cavernas em granito e gnaisse. Aplicação de um sistema de classificação. Anais do XXVII Congresso Brasileiro de Espeleologia. Junuária MG, 04-14 de julho de 2003. Sociedade Brasileira de Espeleologia, p. 52-55.
- 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. Caracterização geral e aspectos genéticos da gruta arenítica “Refúgio do Maroaga”, AM-02. *Espeleo-Tema* 15: 9-18. 1986.
- MAACK, R. 1956. Fenômenos carstiformes de natureza climática e estrutural de arenitos do Estado do Paraná. *Arquivos de Biologia e Tecnologia* **11**: 151–162.
- MARQUES NETO, R.. Evolução de cavernas em quartzito e processos cársticos em São Thomé das Letras – MG: contribuição ao estudo de sistemas cársticos em rochas siliciclásticas. Geosul, Florianópolis, v.23, n.45, p. 105-121, jan./jun. 2008.
- MASSUQUETO, L. P. 2003. Potencialidades de turismo e uso acadêmico no sítio natural Cachoeira do Rio São Jorge - Ponta Grossa - PR. Ponta Grossa, 2003, 104p. Monografia (Graduação em Bacharelado em Geografia) - Setor de Ciências Exatas e Naturais, UEPG.
- MASSUQUETO, L.P.; MELO, M.S.; GUIMARÃES, G.B.; LOPES, M.C. 2009. Cachoeira de Santa Bárbara no Rio São Jorge, PR - Bela paisagem realça importante contato do embasamento com rochas glaciogênicas siluro-ordovicianas. In: Winge, M.; Schobbenhaus, C.; Souza, C.R.G.; Fernandes, A.C.S.; Berbert-Born, M.; Queiroz, E.T.; (Edit.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Publicado na Internet em 09/03/2009 no endereço <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio047/sitio047.pdf>
- MELO, M.S.. Processos erosivos superficiais e subterrâneos em arenitos da Formação Furnas na região dos Campos Gerais do Paraná. **Relatório Resumido**. CNPq - Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, 2010b, 20p.
- MELO, M.S.. Aquífero Furnas - urgência na proteção de mananciais subterrâneos em Ponta Grossa, PR. In.: Anais do Seminário Internacional “Experiências de Agenda 21: Os desafios do nosso tempo”. Ponta Grossa – PR – Brasil. 27 a 29 de Novembro de 2009a. (sem paginas)
- 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.
- MELO, M. S.; GUIMARÃES, G. B.; RAMOS, A. F.; PRIETO, C. C. Relevo e Hidrografia dos Campos Gerais. In: MELO, M. S.; MORO, R. S.; GUIMARÃES, G. B. **Patrimônio natural dos Campos Gerais do Paraná**. 1. ed. Ponta Grossa: UEPG, 2007. cap. 4. p. 49- 58.
- MERRITT, D.; BAKER, C.. Australian Glow-worms in Caves. *NEWCAVES CHRONICLES* No. 16, January 2001. p. 42-44.
- PIGURIM, I. **Análise da qualidade da água subterrânea do Aquífero Furnas no município de Ponta Grossa - PR**. 2010. 80p. Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso de Bacharelado em Geografia), Departamento de Geociências, Universidade Estadual de Ponta Grossa.
- PONTES, H.S. Geoespeleologia e Geomorfoespeleologia da Caverna da Chaminé, Ponta Grossa – PR. **Anais – Semana de Geografia**, 16., 2009. **A Pluralidade na Geografia**. Ponta Grossa: DEGEO/DAGLAS, 2009. p. 221 – 225.

- PONTES, H.S. **Caverna da Chaminé, Ponta Grossa, Paraná - exemplo de relevo cárstico na Formação Furnas**. 2010, 92p. Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso de Bacharelado em Geografia), Departamento de Geociências, Universidade Estadual de Ponta Grossa
- PONTES, H.S., MASSUQUETO, L.L.. **Levantamento espeleológico preliminar das cavernas areníticas do Canyon do Rio São Jorge, Ponta Grossa – PR**. Anais do II Simpósio Sul-Brasileiro de Espeleologia, Ponta Grossa – PR – 2010, p. 53-68.
- PONTES, H.S.; MELO, M.S.. Processos erosivos superficiais e subterrâneos em arenitos da Formação Furnas na região dos Campos Gerais do Paraná. Anais do XVIII EAIC – 30 de setembro à 2 de outubro de 2009, Londrina – PR.
- SOUZA, C.R.G.; SOUZA, A.P.. O Escarpamento Estrutural Furnas, SP/PR. Raro sítio geomorfológico brasileiro. **In.** SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; QUEIROZ, E.T.; WINGE, M.; BERBERT-BORN, M. (Eds.), *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil – SIGEP*. 2004, p. 299-306.
- WILLEMS, L. (2000). Phénomènes karstiques en roches silicatées non carbonatées. Cas des grès, des micaschistes, des gneiss et des granites en Afrique sahélienne et équatoriale. Thèse de doctorat, 257 p., 145 figs., 137 photos, Université de Liège, Belgique., Juillet 2000.
- WRAY, R.A.L. Quartzite dissolution: karst or pseudokarst? **In.** Cave and Karst Science 24 (2), 1997, 81-8
- 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, 1990. cap. Bacia do Paraná. p. 135-168.

Fluxo editorial:

Recebido em: 18.03.2011

Corrigido em: 05.05.2011

Aprovado em: 09.06.2011



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

www.cavernas.org.br/espeleo-tema.asp

CAVERNAS EM ARENITO NO PLANALTO RESIDUAL DO TOCANTINS

SANDSTONE CAVES IN THE PLANALTO RESIDUAL DO TOCANTINS

Fernando Moraes(1) & Saulo da Rocha(2)

(1) Geógrafo, Professor Adjunto da Universidade Federal do Tocantins - UFT, Porto Nacional-TO.

(2) Geógrafo, Acadêmico da Universidade Federal do Tocantins - UFT, Porto Nacional-TO.

Contatos: morais@uft.edu.br; oluasgeo@hotmail.com

Resumo

A maioria dos estudos de cunho espeleológico adota áreas de rochas carbonáticas como alvo de investigação. Isso pode ser explicado pelo fato destas rochas perfazerem aproximadamente 17-20% das áreas continentais da Terra. Por isso, ainda são poucos os exemplos de estudos de feições cársticas desenvolvidas em rochas não carbonáticas. Assim, o presente trabalho tem por objetivo a caracterização espeleogenética de feições cársticas geradas em rochas siliciclásticas do Planalto Residual do Tocantins da bacia sedimentar do Parnaíba. Além de refletir sobre a evolução geológica das cavernas ali desenvolvidas. De maneira geral, observações de campo comparadas com a revisão de literatura acerca do tema sustentam a proposição de que as cavidades desenvolvidas nas escarpas dessa grande feição geomorfológica são seguramente de natureza cárstica. Observou-se ainda, que as cavernas dessa região possuem sua gênese ligada a uma fase inicial de circulação forçada, seguida de circulação livre.

Palavras-Chave: Geomorfologia Cárstica; Arenito; Tocantins.

Abstract

Most of the speleological studies adopt places of carbonate rocks as investigation object. That can be explained by the fact of these rocks compose approximately 17-20% of the continental areas of the Earth. Therefore, they are still few the examples of studies of karst features developed in non-carbonate rocks. In that inclination, the present work had for goal the speleological characterization of karst features generated in siliciclastic rocks of the Planalto Residual do Tocantins of the Parnaíba Sedimentary Basin. Besides contemplating there about the geological evolution of the caves developed. In a general way, field observations compared with the literature revision concerning the theme they sustain the proposition that the cavities developed in the scarps of that large geomorphologic feature are surely of karstic nature. It was still observed, that the caves of that area possess your genesis linked to an initial phase of forced water circulation, followed by free circulation.

Key-Words: Karst Geomorphology; Sandstone; Tocantins State.

1. INTRODUÇÃO

O termo carste tem sua origem relacionada ao relevo desenvolvido a partir de dissolução de rochas carbonáticas (GAMS, 1993; FORD e WILLIAMS, 2007). Contudo, há algumas décadas formas tipicamente cársticas começaram a ser observadas em maciços não carbonáticos (WERNIK *et al.*, 1976; HARDT, 2004; MELO; GIANNINI, 2007). Tais feições foram denominadas pseudocársticas, pois não apresentavam, inicialmente, indícios de dissolução química.

Segundo Guerra e Guerra (1997), o termo pseudocarste é utilizado para caracterizar formas de relevo desenvolvidas em rochas não carbonáticas, e foi bastante utilizado no Brasil, assim como em outros lugares no mundo, para descrever feições situadas em arenitos e quartzitos, além daquelas em terrenos lateríticos. Entretanto, há algumas décadas

os estudos de geomorfologia do carste vêm evoluindo bastante, e vários autores já argumentam que feições desenvolvidas em arenito podem ser designadas cársticas (VITEK, 1983; WRAY, 1997; HARDT, 2004; THIRY, 2007, WILLEMS *et al.*, 2008; WRAY, 2009), embora a magnitude dos processos sejam diferentes.

Considerando que a gênese da maioria das cavernas em arenito, de uma forma ou de outra, envolve a dissolução de material, a utilização do termo pseudocarste, em função da carência de um modelo morfogenético, tornar-se-ia uma impropriedade.

Neste sentido, o conceito de carste evoluiu com o passar do tempo, e atualmente o termo pode ser aplicado a um sistema integrado com transferência de massa, que apresente uma permeabilidade estrutural dominada por condutos

resultantes da dissolução da rocha, e organizado de forma a facilitar a circulação de fluidos (KLIMCHOUK e FORD, 2000).

Mesmo possuindo um grande potencial para ocorrência de cavernas em rochas não-carbonáticas, o Estado do Tocantins possui poucas feições desta natureza cadastradas no CNC (Cadastro Nacional de Cavidades/SBE), evidenciando a carência de estudos espeleológicos nesta porção do Brasil.

Com intuito de colaborar para a evolução do conhecimento acerca dos processos espeleogenéticos em rochas não-carbonáticas, o presente trabalho teve como principal objetivo, dar continuidade aos trabalhos iniciados por Moraes e Souza (2009) acerca da caracterização espeleológica de cavernas areníticas do Planalto Residual do Tocantins (Figura 1). Além de refletir sobre a evolução geológica das cavernas identificadas na área de estudo.

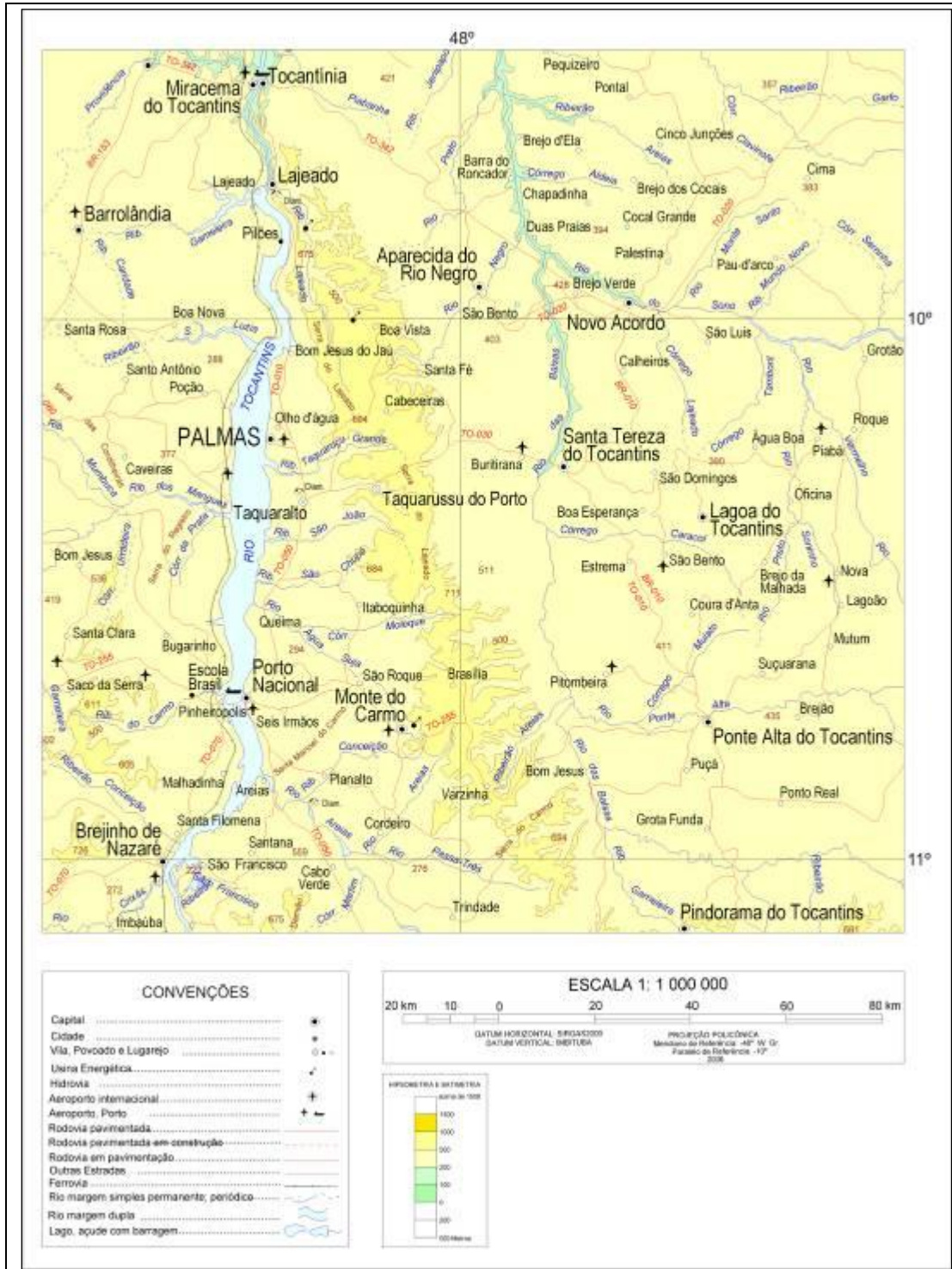


Figura 1 – Planalto Residual do Tocantins, representado pela área de maior elevação a leste do rio Tocantins na porção central da figura (IBGE, 2006).

2. ÁREA ESTUDADA

As feições estudadas desenvolvem-se sobre rochas areníticas da Bacia do Parnaíba, que, por sua vez, é composta por coberturas Cenozóicas, Complexos Metamórficos e Faixa de dobramentos do Proterozóico Médio a Superior. Esta bacia é caracterizada por uma deposição predominantemente siliciclástica, além de ocorrências de calcário, anidrita, sílex, diabásio e basalto, que ocorrem de forma subordinada (GÓES e FEIJÓ, 1994).

As feições estudadas pertencem ao Grupo Canindé, que é localmente representado por arenitos de granulometria fina a grossa, siltitos foliáceos ferruginosos, argilitos, níveis conglomeráticos e microconglomeráticos subordinados, todos pertencentes à Formação Pimenteiras, que juntamente com as Formações Cabeças e Longá constituem o citado grupo (RADAMBRASIL, 1981). Os arenitos da Formação Pimenteiras são de idade givetiana-frasiana (Devoniano), apresentam granulometria muito fina, e possuem sua gênese ligada a um ambiente nerítico de plataforma dominada por tempestades (GÓES e FEIJÓ, 1994).

A geomorfologia da área é dominada por feições do Planalto Residual do Tocantins, que é composto por três compartimentos de relevo, que recebem as denominações locais de Serras do Lajeado e do Carmo, Serra Malhada Alta e Serra Maria Antônia (BRASIL, 1981). O clima predominantemente úmido subúmido com moderada deficiência hídrica, com média anual de precipitação de 1500-1600 mm/ano e temperatura média anual variando de 26-28°C.

No tocante à vegetação, as áreas em que se encontram as cavidades estudadas pertencem ao bioma Cerrado, com predomínio de vegetação semidecidual com presença de babaçuais (SEPLAN, 2005).

3. MATERIAL E MÉTODOS

Para o desenvolvimento do estudo, primeiramente, foi feita uma consulta junto à população local, visando à coleta de informações acerca da existência de cavidades situadas nas dependências do Planalto Residual do Tocantins.

Depois, foram realizadas atividades de campo, que constituíram prospecção, mapeamento e caracterização das cavidades. Para tal, adotou-se o método de trena e bússola com grau de precisão BCRA 4C. A caracterização das cavidades se deu através do preenchimento de fichas segundo os procedimentos propostos por Dias (2003). A ficha elaborada por esse autor visa o detalhamento das características espeleométricas (medidas dos condutos e salões, altura do maciço, dentre outras), condições hidrológicas e hidrogeológicas, aspectos biospeleológicos, paleontológicos, arqueológicos e condições de conservação da cavidade e seu entorno. Além de esboço sobre os condicionantes geológicos intervenientes na formação e desenvolvimento das feições. Ao final dos trabalhos de campo, foi sistematizada a análise integrada dos dados coletados e elaborados mapas espeleológicos das cavernas, além de considerações sobre a espeleogênese das mesmas.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Durante os trabalhos de campo foram visitadas e mapeadas dez cavidades situadas no Planalto Residual do Tocantins (Quadro 1). Moraes e Souza (2009) apresentam uma descrição inicial das cavidades denominadas Gruta da Fazenda do Raimundo, Gruta do Sr. Mundico, Gruta Faz. Ivoneide e Gruta Faz. Sra. Terezinha. Assim, são aqui feitas considerações com maior detalhamento das cavernas mapeadas após a publicação dos trabalhos de Moraes e Souza (2009), sendo feitas ainda algumas considerações de cunho geral acerca das cavidades já descritas por esses autores.

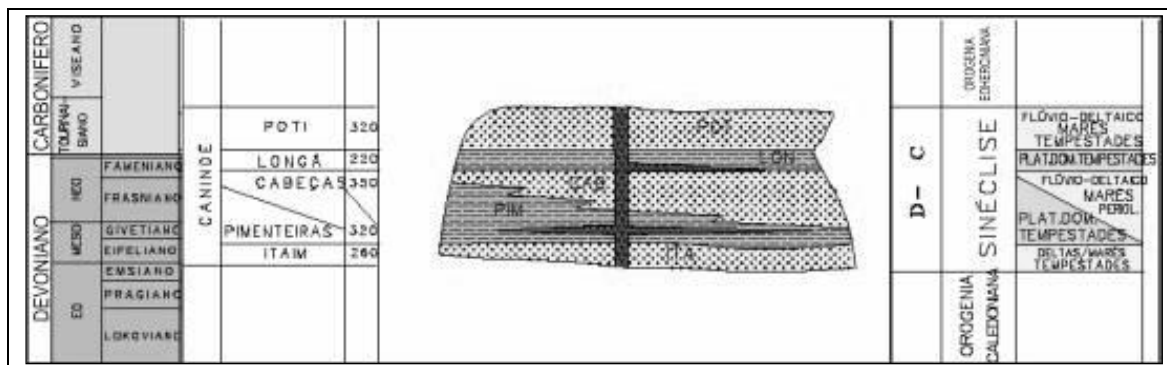


Figura 2 - Carta estratigráfica do Grupo Canindé, Bacia Sedimentar do Parnaíba (ANP, 2002).

Quadro 1- Cavidades mapeadas na área de estudo.

CAVERNA	MUNICÍPIO	COORDENADAS	DESENVOLVIMENTO
Gruta do Sr. Mundico	Palmas	S09°59'07"-W48°15'07"	82m
Gruta do Raimundo	Palmas	S09°59'12"-W48°15'07"	105m
Gruta Fazenda Sra. Terezinha	Palmas	S10°00'7"-W48°15'2"	39,1m
Gruta Fazenda Evoneide	Palmas	S10°00'4"-W48°14'9"	33,1m
Gruta do Impressionado	Palmas	S09°54'6"-W48°18'6"	9m
Caverna do Evilson	Palmas	S10°14'14"-W48°07'43"	29,10m
Gruta da Paca	Porto Nacional	S10°45'42"-W48°28'47"	27m
Caverna da Fumaça	Miracema do Tocantins	S09°40'32,4" -W48°35'31,1"	176.79m
Gruta do Desenho	Monte do Carmo	Dados não coletados	15m
Furna da Onça	Monte do Carmo	Dados não coletados	21,95m

A Gruta do Impressionado (Figura 3) possui 9 metros de desenvolvimento e projeção horizontal. Trata-se de um pequeno abrigo sem espeleotemas ou outras feições ou outras feições espeleológicas que chamam atenção, mas que ganha importância quando observada sua proximidade de um grande painel de pinturas rupestres ornamentado por ilustrações que, quando comparadas àquelas mostradas por Prous (1992), podem ser atribuídas às tradições São Francisco e Nordeste, com pinturas de antropomorfos e zoomorfos associadas a formas geométricas (Figuras 4 e 5). Mesmo não tendo sido feitas escavações, esta feição apresenta um potencial arqueológico, tendo em vista que é o único abrigo próximo do citado painel de arte rupestre.

Nas paredes dessa cavidade, observam-se processos de arenização atuando de maneira diferencial nas camadas da rocha.

Situada a aproximadamente 20 metros da margem esquerda do ribeirão Taquaruçu Grande no distrito de Taquaruçu, município de Palmas, a Caverna do Evilson (Figura 6) é constituída por três condutos subparalelos. Mesmo não tendo sido observadas fraturas no teto e no piso desta cavidade, a partir do seu padrão de desenvolvimento, pode-se inferir que a mesma possui sua gênese associada ao controle estrutural seguido do controle escultural, caracterizado pelo rebaixamento do nível de base local através da escavação do vale do ribeirão Taquaruçu Grande.

Próximo a caverna, em direção à montante situa-se a cachoeira do Evilson, um dos pontos turísticos mais visitados do distrito de Taquaruçu, que constitui a principal área turística do município

de Palmas. Pela sua proximidade com essa cachoeira e seu fácil acesso, a Caverna do Evilson, apesar de pequena e pouco ornamentada, apresenta bom potencial para visitação controlada e em grupos reduzidos.

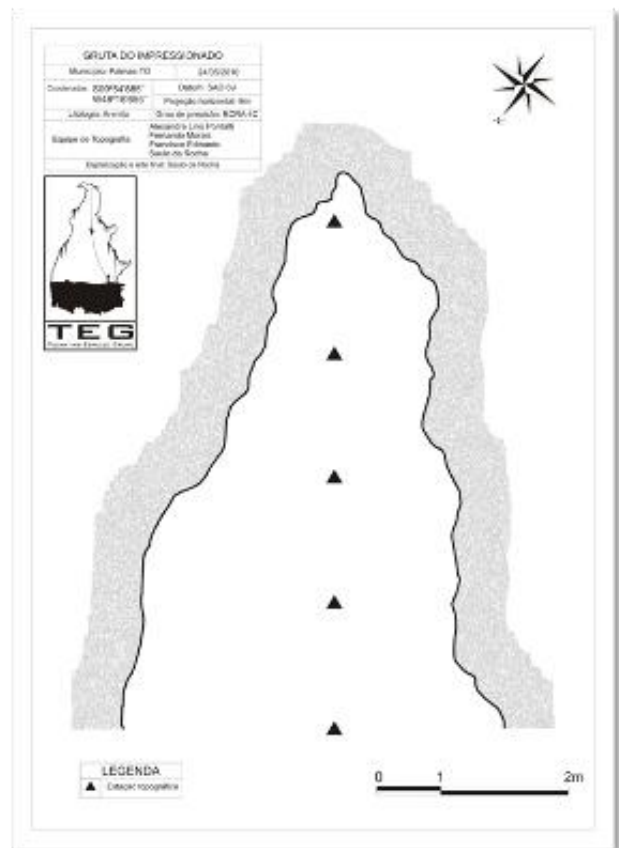


Figura 3 – Gruta do Impressionado.

Constituída por um único conduto em forma de semi-elipse horizontal, Furna da Onça (Figura 7)

parece ter sido formada por processos espeleogenéticos controlados pelo fluxo subsuperficial lateral, controlado pelo gradiente hidráulico da encosta na qual esta feição se instalou. Esta feição não apresenta significativos espeleotemas, mas possui em suas paredes incrustações alumino-ferruginosas que podem ajudar na interpretação de variações paleoambientais.



Figura 4 – Detalhes de pinturas rupestres próximo à Gruta do Impressionado. (FOTO: Fernando Moraes).



Figura 5 – Painel de pinturas rupestres próximo à Gruta do Impressionado. (FOTO: Fernando Moraes).

A Gruta da Paca é constituída por um único conduto com 27 m de projeção horizontal com seção transversal predominantemente elipsoidal horizontal. Essa feição possui sua gênese controlada por fluxos subsuperficiais. Tal controle pode ser constatado a partir da observação de nascente no final da cavidade.

O desenvolvimento atual desta feição também é dominado por fluxo hídrico, denunciado pela ocorrência de seixos rolados por toda a cavidade, além da presença de pequeno escoamento superficial perene no piso da cavidade. Thiry (2007) ressalta que a percolação lateral da água subsuperficial condicionada pela variação na permeabilidade dos

estratos e a ocorrência de zonas de menor resistência nos planos de estratificação constituem um condicionante ao desenvolvimento de feições cavernosas em arenito. Neste sentido, acredita-se que a gênese dessa gruta se deu no contato entre a camada mais porosa e permeável (arenito conglomerático) e outra constituída por sedimentos mais finos (argilito) que, com o auxílio do gradiente hidráulico, forçaram a água seguir para a escarpa da feição cuestasiforme em direção ao sopé da encosta. Nessa gruta pode-se observar a ocorrência de pequenas estalactites de coloração ocre (Figura 8), evidenciando o processo de dissolução.

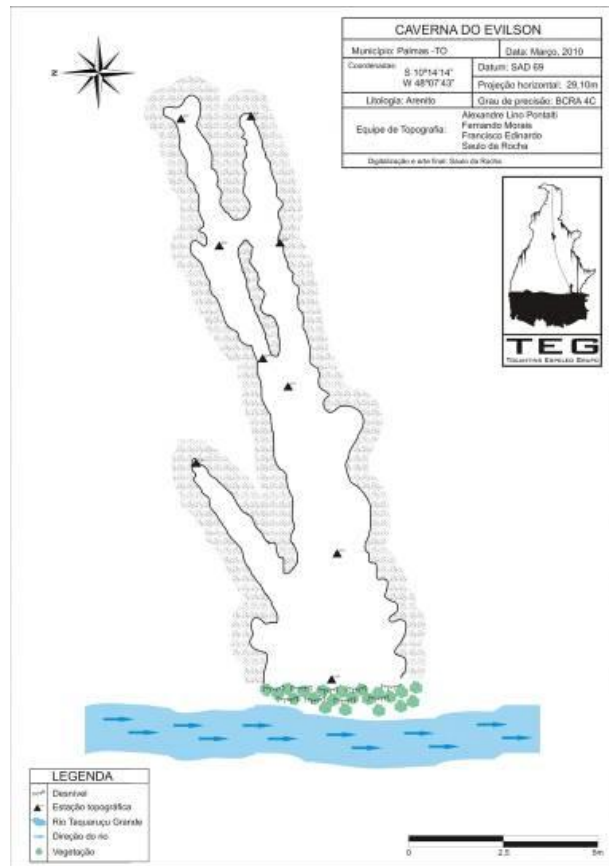


Figura 6 – Caverna do Evilson.

A Caverna da Fumaça (Figura 9) foi descoberta ou tomou notoriedade a partir da reclamação da população de um assentamento a 40 km da cidade de Miracema do Tocantins. No dia 07 de maio de 2010, componentes do Tocantins Espeleologia Grupo – TEG, grupo de espeleologia ligado à Universidade Federal do Tocantins – UFT, foram solicitados a ajudar tentar explicar as possíveis causas de uma “estranha fumaça” que saía de uma cavidade em arenito próximo ao assentamento Brejinho. Chegando ao local, foi possível notar que se tratava de um incêndio em um grande depósito de guano. A área isolada e interdita pelo Instituto Natureza do Tocantins – NATURATINS para evitar acidente com a população “curiosa”.

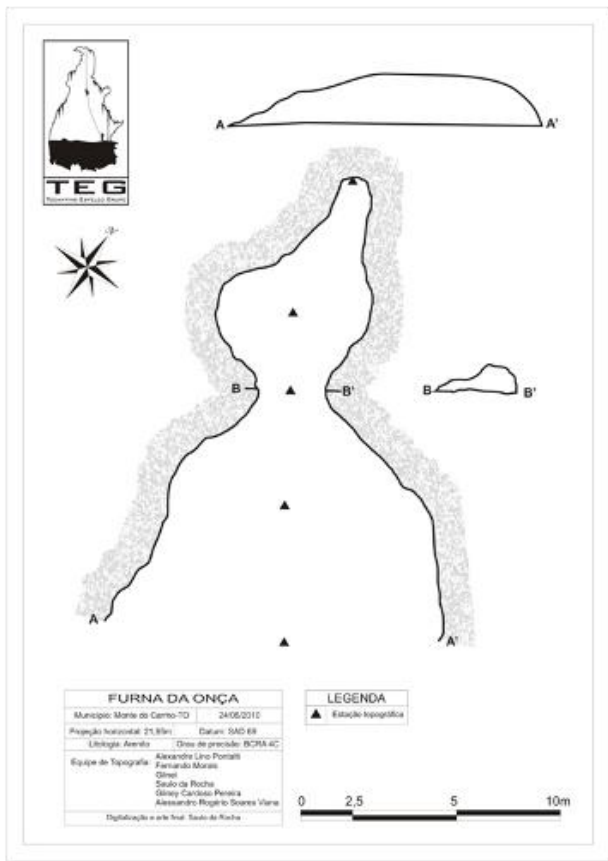


Figura 7 – Furna da Onça.

Depois de quase dez meses, a caverna foi então mapeada, podendo assim ser descrita:

Trata-se de uma feição condicionada por grandes fraturas, sendo a mais significativa desenvolvida na direção NE-SW que condicionou o desenvolvimento do conduto principal da cavidade. A feição foi escavada no arenito, tendo seu teto suportado por um estrato mais resistente (siltito). Pelo fato de ter-se observado uma nascente a aproximadamente 10 metros a jusante da boca da caverna, pode-se inferir que esta possui sua gênese condicionada pelos mesmos processos que deram origem a Gruta da Paca, descrita anteriormente.



Figura 8 – Estalactites não-carbonáticas. (FOTO: Fernando Moraes).

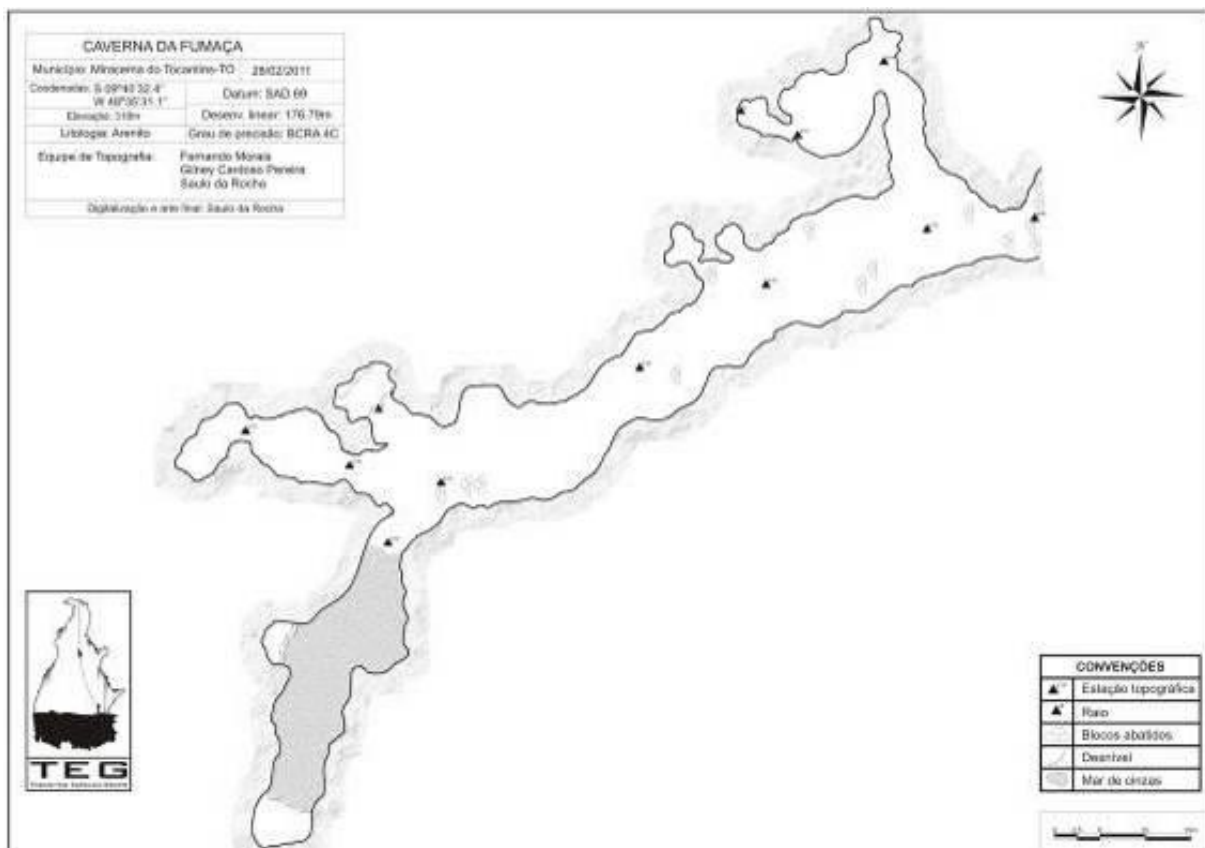


Figura 9 – Caverna da Fumaça.

Uma característica que chama a atenção nesta caverna é grande ocorrência de feições do tipo “*Bell holes*”, que segundo Lundberg e McFarlane (2009, p. 78) podem ser denominados como *cylindrical, cigar-shaped, blind cavities extending vertically upwards into the roofs of caves, generally less than 1 m in diameter and 2 m in height*. Para estes autores, diferentemente das cúpulas de dissolução, estas feições não possui correlação com circulação hídrica, sendo formadas posteriormente à abertura das galerias. James (2006) atribui a formação destas feições à atuação do intemperismo químico através da corrosão por condensação.

Nas paredes da caverna, também foi possível notar a atuação do processo arenização, que remove o cimento da rocha encaixante, alargando as galerias subterrâneas (CARREÑO e URBANI, 2004; WRAY, 2009).

Esta cavidade possui considerável concentração de guano que constitui um empecilho à visitação sem equipamentos de proteção. Como consequência do incêndio ocorrido em maio de 2010, foi possível notar uma grande quantidade de animais mortos no interior da cavidade (centenas de morcegos, milhares de baratas, além de outros animais menores).

A Gruta do Desenho, situada no município de Monte do Carmo, constitui uma pequena cavidade que, a exemplo da Gruta do Impressionado, ganha importância a partir da observação do seu potencial arqueológico, demonstrado pela ocorrência de pictografias de formas geométricas, além de *amoladores*. Essa caverna se desenvolve em um único conduto e é condicionada pelos planos de acamamento da rocha arenítica. No tocante à sua gênese, esta se assemelha àquela da Gruta do Impressionado, tendo os processos de incisão como os atuais condicionantes geológicos do seu desenvolvimento.

5. ESPELEOTEMAS E OUTRAS FEIÇÕES

No tocante à ocorrência de espeleotemas em cavernas desenvolvidas em rochas não-carbonáticas, existe na literatura uma considerável gama de trabalhos enfocando a gênese e a tipologia destas feições endocársticas. A maioria destes trabalhos se dedica ao entendimento da transformação por solubilização do quartzo em opala A (WHITE *et al.*, 1967; CARREÑO e URBANI, 2004; URBANI *et al.*, 2005; AUBRECHT *et al.*, 2008). Young *et al.* (2009) faz uma discussão mais generalizada sobre espeleotemas em ambientes areníticos, mostrando a participação da matéria orgânica na formação de ácidos, na solubilização de ferro e dissolução de

grãos de quartzo. Outros autores se dedicam ainda ao entendimento da formação de espeleotemas menos citados na literatura, tais como os de areia e argila (GRIMES, 1998).

Quase todos os trabalhos voltados para a investigação da gênese dos espeleotemas consultados fazem uso de aparatos tecnológicos como aparelhos de raios-x e microscópio eletrônico de varredura para sustentar suas hipóteses (ex. CARREÑO e URBANI, 2004; URBAN *et al.*, 2007; CIOCCALE *et al.*, 2008). Como não foi possível no escopo desta pesquisa se utilizar da mesma estrutura tecnológica, serão aqui feitos apenas pequenos apontamentos acerca dos tipos de espeleotemas ocorrentes nas cavernas mapeadas.

Em todas as grutas foi possível observar a presença de carapaças (ferruginosas?) recobrendo algumas partes das paredes das cavidades (Figura 10a). Segundo Young *et al.* (2009), tais carapaças são produtos da precipitação de óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio mobilizados do arenito (por processo de *seepage*) e depositados nas paredes dos condutos subterrâneos.

As formas de deposição mais características das cavernas carbonáticas são as estalactites, podendo, às vezes, apresentar grandes dimensões. No caso das cavernas em arenito, este tipo de feição deposicional costuma apresentar pequenas dimensões, não ultrapassando o decímetro (Figura 8). Contudo, no que diz respeito à sua significância para o entendimento dos processos espeleogenéticos, estas pequenas feições são de grande importância.

Ainda que pouco estudadas no Brasil, as estalactites em cavernas areníticas tem sido alvo de estudos no exterior, e podem ajudar na reconstrução até mesmo das condições paleoclimáticas; principalmente onde não há grande disponibilidade de espeleotemas carbonáticos de boa qualidade para serem datados. Na área estudada, foi possível perceber a presença de pequenas estalactites nas cavernas com presença de água (Gruta do Sr. Mundico, Gruta do Raimundo, Gruta Fazenda Sra. Terezinha, Gruta Fazenda Evoneide, Gruta da Paca), além das cavernas da Fumaça e do Evilson.

Em algumas cavernas foi possível notar a ocorrência de feições do tipo *wall pocket* e cúpulas de dissolução (Figuras 10b). De acordo com Wray (2009), a forma semi-circular destas feições sugere que as mesmas foram formadas sob condições freáticas. O mesmo autor sugere ainda que, pelo fato da dissolução ser uma componente crítica na formação destas feições, as mesmas podem ser caracterizadas como cársticas.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

As características geoespeleológicas das cavidades do Planalto Residual do Tocantins corroboram as observações de Eszterhás (2007), de que as cavernas em arenito podem resultar de vários processos, tais como: intemperismo químico, erosão (corrasão), fragmentação da rocha, movimentos de massa gravitacionais.

Segundo Krauskopf (1972), a solubilidade do quartzo cresce em condições alcalinas. Porém, durante a solubilização da sílica, é gerado o ácido silício, que com seu aumento torna as condições ambientais mais ácidas, barrando a continuidade do processo. Com efeito, mesmo que a dissolução esteja presente entre os processos que deflagram o desenvolvimento das formas cavernosas, ela não pode ser vista como o único fator responsável pela gênese dessas feições. Mas como ressaltam Jennings (1983) e Young (1986), pelo fato da dissolução do cimento do arenito funcionar como uma ignição para o desenvolvimento destas feições, a denominação carste é mais apropriada que pseudocarste para estas feições geomorfológicas.

A ocorrência cavernas em grandes estruturas geomorfológicas como planaltos residuais de bacias sedimentares não é uma peculiaridade do Estado do Tocantins; em seu trabalho intitulado “Topografias Ruiniformes no Brasil”, Ab’Sáber (1977, p.1) afirma que montes de arenitos Devonianos costumam mostrar-se “*desfeitos por ravinhas e corredores subterrâneos*”. Entretanto, a exemplo de Hardt (2003), vale ressaltar aqui a distinção entre feição cárstica e relevo cárstico. Enquanto aquela se refere a uma ocorrência individual em um conjunto de outras formas associadas a processos genéticos característicos, este se refere a uma área predominada por feições de natureza cárstica.

O presente estudo visou evidenciar processos de carstificação em rochas areníticas da Bacia do Parnaíba. Observações de campo comparadas com uma revisão de literatura acerca do tema auxiliaram na proposição de que as cavidades do Planalto Residual do Tocantins são de natureza cárstica.

De maneira geral, é possível afirmar de todas as grutas visitadas são epigenéticas, ou seja, foram desenvolvidas após a formação da rocha hospedeira. Foram observados controles estruturais no desenvolvimento das cavidades, explicitados a partir da coincidência entre os planos de estratificação do maciço rochoso e o plano de desenvolvimento das mesmas.

Conclui-se que as cavidades possuem sua gênese ligada a uma fase inicial de circulação forçada de água, seguida de circulação fluvial.



Figura 10 – Feições observadas nas cavernas estudadas; a) Crostas, b) Cúpula de dissolução no teto de gruta. (FOTOS: Fernando Moraes).

Em todas as feições foram observadas carapaças (ferruginosas?), que constituem índices de dissolução, tendo em vista que o material é proveniente da rocha encaixante (arenito), que possui lentes ferruginosas.

Finalmente, ressalta-se a necessidade de explorações na região central do Estado do Tocantins, visando o mapeamento e cadastramento de novas cavidades, visando evidenciar mais ainda o potencial que rochas não-carbonáticas daquela região apresentam para o desenvolvimento de feições cársticas.

AGRADECIMENTOS

O presente estudo foi desenvolvido com auxílio do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq na forma de bolsa de produtividade em pesquisa, processo nº 314759/2009-3. Os autores agradecem ainda aos integrantes do Tocantins Espeleogruppo – TEG pela ajuda nos trabalhos de campo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, A. N. **Topografias Ruiniformes no Brasil**. Geomorfologia, Instituto de Geografia, Universidade de São Paulo, Boletim 50, 14p. 1977.
- ANP. **CARTA ESTATIGRÁFICA DA BACIA DO PARNAÍBA**. Brasil, 2002. Disponível em: http://www.anp.gov.br/brasil-rounds/round4/atividades_exploratorias/cartas_secoes/cartas/ce_parnaiba.pdf
- AUBRECHT, R. *et al.* Anatomy of biologically mediated opal speleothems in the World's largest sandstone cave: Cueva Charles Brewer, Chimantá Plateau, Venezuela. **Sedimentary Geology**. v.203, p.181-195, 2008.
- BRASIL, Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral. **Projeto RADAMBRASIL**. Folha SC. 22. Tocantins: Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro: 1981. 524p.
- CARREÑO, R.; URBANI, F. Observaciones sobre las espeleotemas del sistema Roraima sur. **Bol. Soc. Venezolana Espeleología**, 38: 28–33. 2004.
- DIAS, M. S. *Ficha de caracterização de cavidades*. In: Congresso Brasileiro de Espeleologia, 27, Januária. **Anais...** 2003. pp. 151-160.
- ESZTERHÁS, I. Genetic examples of the sandstone caves in Hungary. **Nature Conservation**, 63, 13–21, 2007.
- FORD, D.; WILLIAMS, P. W. **Karst Hydrogeology and Geomorphology**. London: John Wiley & Sons Ltd., 2007.
- GAMS, I. Origin of the term “karst”, and the transformation of the Classical Karst (kras). **Environmental Geology**, 21: 110-114, 1993.
- GÓES, A.M.O.; FEIJÓ, F. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 57-67, jan./mar.1994.
- GRIMES, K. G. Sand Speleothems: an Australian example. **Helictite**. v.36 (1), p.11-16, 1998.
- GUERRA, A.T.; GUERRA, A. J. T. **Novo dicionário geológico-geomorfológico**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1997, 648p.
- HARDT, R. Carste: Um conceito em evolução. In: SEMINÁRIO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA DA UNESP- RIO CLARO, 3. Rio Claro. **Anais**, 2003, p. 8-10.

- HARDT, R. Formas Cársticas em Rochas Siliciclásticas: Exemplos no Estado de São Paulo. In: SEMINÁRIO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA DA UNESP- RIO CLARO, 4. Rio Claro. **Anais**, 2004, p.495-511.
- JAMES, J. M. Condensation corrosion. In: GUNN, J. (editor). **Encyclopedia of Caves and Karst Sciences** (London). Taylor & Francis Books, Inc., p.492-494, 2006.
- JENNINGS, J. N. **Sandstone pseudokarst or karst?** In: YOUNG, R. W.; NANSON, G. C. Aspects of Australian Sandstone Landscapes. Wollongong: Australian a New Zealand Geomorphology Group Special Publication. no1. 1983.
- KLIMCHOUCK, B. A.; FORD, D. C. Types of Karst and Evolution of Hidrogeologic Settings. In: KLIMCHOUCK, B. A. et al (editors). **Speleogenesis- Evolution of Karst Aquifers (USA)**. National Speleological Society, p.45-53, 2000.
- KRAUSKOPF, K. B. **Introdução à Geoquímica**. (Michal Lando e Paulo Bogus Trad.). Polígono/Edusp. 1972. 311p.
- LUNDBERG, J.; MCFARLANE, D. A. Bats and bell holes: The microclimatic impact of bat roosting, using a case study from Runaway Bay Caves, Jamaica. **Geomorphology**. v. 106. p.78-85. 2009.
- MELO, M. S.; GIANNINI, P. C. F. **Sandstone dissolution landforms in the Furnas Formation, Southern Brazil**. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32 (14): 2149-2164, 2007.
- MORAIS, F.; SOUZA, L. B. Cavernas em arenito na porção Setentrional da Serra do Lajeado Estado do Tocantins, Brasil. **Revista de Biologia e Ciências da Terra**. v.9 (2), p. 1-13, 2009.
- PROUS, André. **Arqueologia Brasileira**. Brasília. Editora UnB. 1992. 613p.
- SECRETARIA DO PLANEJAMENTO E MEIO AMBIENTE - SEPLAN. **Atlas do Tocantins**: subsídios ao planejamento da gestão territorial. Diretoria de Zoneamento Ecológico-Econômico - DZE. 4 ed. Palmas: Seplan, 2005. 49p.
- THIRY, M. Siliceous karst development in the Fontainebleau Sandstone (France). **Nature Conservation**. v. 63: p.77-83, 2007.
- URBAN, J. Speleothems in some caves of the Beskidy Mts., Poland. **Nature Conservation**, v. 63, p. 109-117, 2007.
- URBANI, F.; COMPÈRE, P.; WILLEMS, L. Opal-a Speleothems of Wei-Assipu-Tepui, Roraima Province, Brazil. **Boletín de la Sociedad Venezolana de Espeleología**. Caracas, v.39, p. 21-26, 2005.
- VITEK, J. Classification of pseudokarst forms in Czechoslovakia. **International Journal of Speleology**. v. 13, 1-4, p.1-18, 1983.
- WERNIK, E.; PASTORE, E. R. B.; PIRES NETO, A. Cavernas em Arenito. **Notícia Geomorfológica**. v.13 (26), p. 55-67, 1976.
- WHITE, W. B.; JEFERSON, G. L.; HAMAN, J. F. Quartzite Karst in Southeastern Venezuela. **International Journal of Speleology**. UIS. v.2 (4), p.309-316, 1967.
- WILLEMS, L. et alii. Karst in sandstones and quartzites of Minas Gerais, Brazil. **Cuadernos Del Laboratorio Xeológico de Laxe**. v. 33, p. 127-138, 2008.
- WRAY, R. Phreatic drainage conduits within quartz sandstone: Evidence from the Jurassic Precipice Sandstone, Carnarvon Range, Queensland, Australia. **Geomorphology**. v.110, p. 203-211, 2009.

- WRAY, R. Quartzite dissolution: karst or pseudokarst? **Cave and Karst Science**. Transactions of the British Cave Research Association, 24: 81–86. 1997.
- YOUNG, R. W. Tower karst in sandstone: Bungle Bungle massif, northwestern Australia. **Zeitschrift fur Geomorphologie**. v.30, p.189-202, 1986.
- YOUNG, R. W.; WRAY, R. A. L.; YOUNG, A. R. M. **Sandstone Landforms**. New York: Cambridge 2009. 304p.

Fluxo editorial:

Recebido em: 04.04.2011

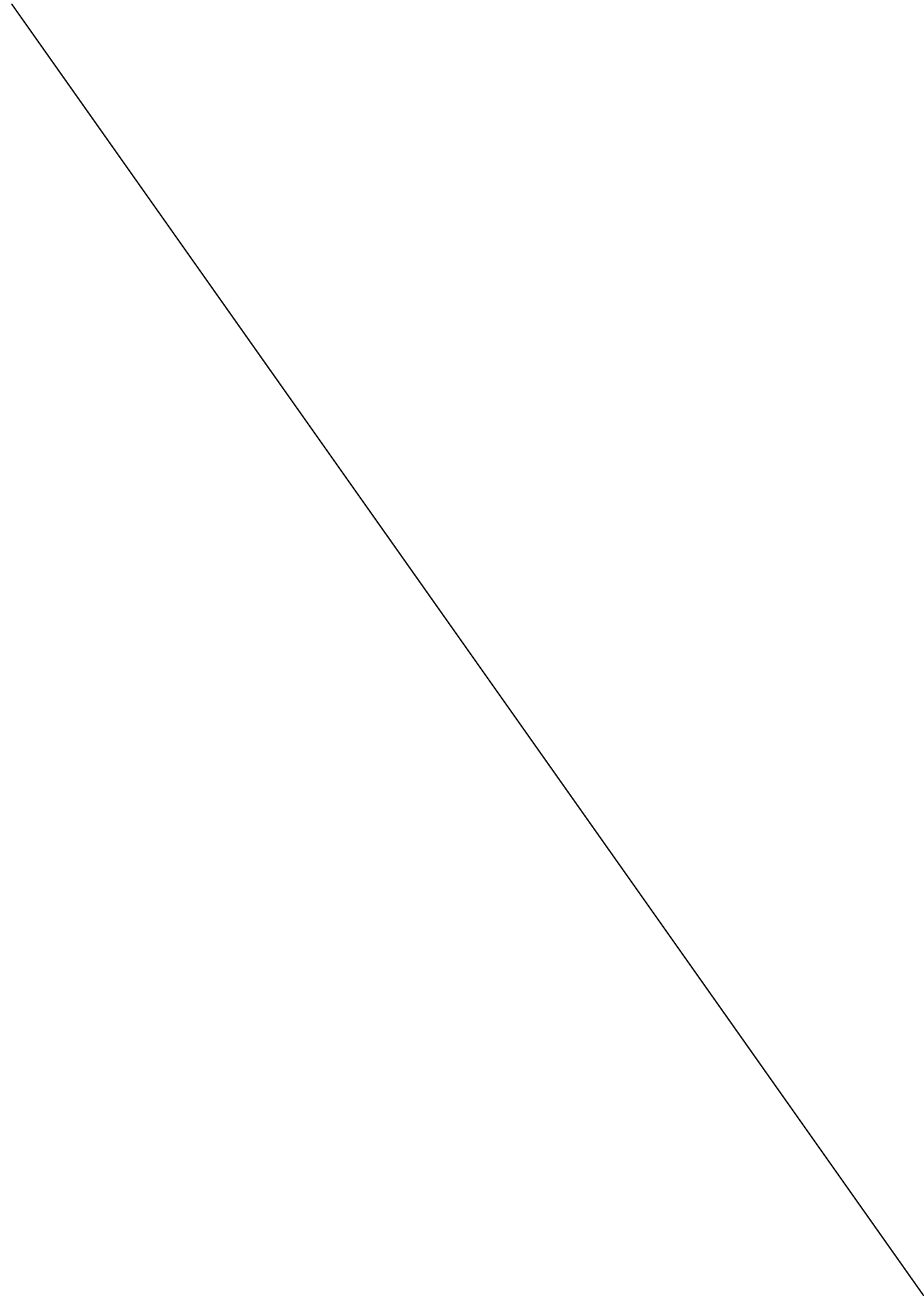
Corrigido em: 25.05.2011

Aprovado em: 06.06.2011



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

www.cavernas.org.br/espeleo-tema.asp



**KARSTIC FEATURES GENERATED FROM LARGE
PALAEOVERTEBRATE TUNNELS IN SOUTHERN BRAZIL**
*CARACTERÍSTICAS KÁRSTICAS GENERADAS A PARTIR DE GRAN TÚNELES DE
PALEOVERTEBRADOS EN EL SUR DE BRASIL*

**Heinrich Theodor Frank(1), Francisco Sekiguchi de Carvalho Buchmann(2),
Leonardo Gonçalves de Lima(1), Felipe Caron(1), Renato Pereira Lopes(3) & Milene Fornari(4)**

Projeto Paleotocas

(1) Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRS, Porto Alegre - RS.

(2) Laboratório de Paleontologia e Estratigrafia, Universidade Estadual Paulista - UNESP, São Vicente - SP.

(3) Universidade Federal do Rio Grande - FURG, Rio Grande - RS.

(4) Universidade de São Paulo - USP, São Paulo - SP.

Contatos: heinrich.frank@ufrgs.br; paleonchico@yahoo.com.br; caronfelipe@yahoo.com;
paleonardo_7@hotmail.com; paleonto_furg@yahoo.com.br; milenefornari@yahoo.com.br.

Abstract

In Southern Brazil, large palaeovertebrates like giant armadillos (*Dasypodidae*, etc) and ground sloths (*Mylodontidae*, *Megatheriidae*) from the Pleistocene Megafauna excavated tunnels for shelter. Most tunnels have diameters between 0.8 and 1.3 meters and 30 until 100 meters in length. The longest tunnels, however, reach lengths of more than 40 meters, widths of up to 4 meters and heights of 2 meters. Destruction of these tunnels by geologic processes generates a set of features that are characteristic of karst geomorphology (e.g., dolines). If the tunnels do not become clogged by sediments that are washed in from outside, they constitute short underground waterways. The action of flowing waters inside the tunnels may collapse its roofs, widen its walls, and erode its floors, forming caves. If the tunnel is located in a depth of only a few meters, the collapse features surface and form sinkholes, vertical shafts, and dolines. Such features have been observed related to tunnels excavated in sedimentary terrains (sandstones) and in regions with weathered igneous rocks (granites and basalts). Despite the absence of any soluble minerals in these rocks, these karst-like processes and features will occur in localized spots in such terrains, often forming aligned features that reflect the tunnel underneath.

Key-Words: palaeovertebrates; tunnels; palaeoburrows; crotovinas; karst.

Resumen

*En el sur de Brasil, gran paleovertebrados como armadillos gigantes (*Dasypodidae*, etc) y perezosos terrestres (*Mylodontidae*, *Megatheriidae*) de la megafauna del Pleistoceno excavaran túneles en busca de refugio. La mayoría de los túneles tienen un diámetro entre 0,8 y 1,3 metros y longitudes de 30 metros, hasta 100 metros. Los mayores túneles, sin embargo, alcanzan una longitud de más de 40 metros, una anchura de hasta 4 metros y una altura de 2 metros. La destrucción de estos túneles por los procesos geológicos genera un conjunto de rasgos que son característicos de la geomorfología kárstica (por ejemplo, dolinas). Si los túneles no se obstruyen por los sedimentos que son arrastrados desde el exterior, constituyen cortos ríos subterráneos. La acción de las aguas que fluyen dentro de los túneles puede derrumbarse sus techos, ampliar sus paredes, y erosionar sus suelos, formando cuevas. Si el túnel está situado en una profundidad de sólo de unos pocos metros, las formas de colapso aparecen en la superficie, con la formación de sumideros, ejes verticales y dolinas. Estas características se han observado en materia de túneles excavados en terrenos sedimentarios (areniscas) y en regiones con rocas ígneas (granitos y basaltos). A pesar de la ausencia de minerales solubles en estas rocas, estos procesos característicos de karst se producirán en puntos localizados en estos terrenos, a menudo formando formas alineadas que reflejan el túnel por debajo.*

Palabras-Clave: paleovertebrados; túneles, paleocuevas; crotovinas; karst.

1. INTRODUCTION

When rocks composed entirely or partially by soluble minerals are subjected to dissolution, a very

distinctive set of superficial and/or underground features develop, like foibes, flutes, runnels, clints, grikes, caves, dolines, cenotes, vertical shafts and others. Most common are such features on carbonate

rocks attacked by mildly acidic meteoric waters. The study of these features started with Cvijic (1893), who presented the landforms of the Dinaric Kras region. The name “Kras” was Germanicised to “karst” and today is applied to modern and ancient dissolutional phenomena worldwide (Sweeting, 1972; Jennings, 1985; Ford; Williams, 2007). Karst landforms are known from all continents except Antarctica. In Brazil, for example, carbonate and non-carbonate karst terrains cover 5 to 7% of the surface of the country (Auler; Farrant, 1996).

Being a geomorphologic concept, karst is not bound solely to carbonate rocks like limestones, dolomites and marbles, the most common lithotypes with karst landforms. Extensive karst in gypsum is known from the Ukraine and from the USA (e.g. Klimchouk et al., 1996; Johnson, 2008) and karst in halite develops in outcropping evaporitic rocks (e.g. Cooper, 2002). Erosion of thick layers of sandstone also produces karst (e.g. Shade, 2002). Less understood processes develop karst forms in granites (e.g. Willems et al., 2002, Psotka; Stanik, 2006) and on the surfaces of quartzites and basalts, which may present the typical dissolution karst features known as “karren”.

Special situations concerning the development of characteristic karst forms like caves and collapse features (dolines) may occur in glaciers when melting produces underground hollow spaces. The same occur in basaltic lava flows that preserved empty lava tubes, the former lava feeders to the lava flow front. The lava tubes form tubular caves, often with some roof collapsing (skylights). Mechanical washout (piping) in sedimentary clastic strata also results in underground waterways and associated collapse features, developing a set of karstic features. Many authors call these features “pseudokarst”, but this term is increasingly abandoned and replaced by “karst”.

This contribution presents a very special situation concerning the development of karstic features. We present and discuss karst formed in sandstones and weathered plutonic rocks starting from tunnels dug by palaeovertebrates. In the same way as in soluble rocks and lava tubes, these tunnels constitute the first stage for the development of caves and associated collapse features.

2. PALAEOVERTEBRATE TUNNELS

Features found exclusively in South America, to our knowledge, are tunnels dug by extinct mammals of the Pleistocene Megafauna. From Argentina, some descriptions are available

from the region between the cities of Miramar and Mar del Plata (Quintana, 1992; Zárate et al., 1998; Vizcaíno et al., 2001; Dondas et al., 2009). In Brazil, Padberg-Drenkpol (1933), Chmyz; Sauner (1971) and Rohr (1971) presented pioneering data. The latter two classified the tunnels as “underground Indian galleries”, an interpretation still found in the Brazilian archaeological literature. Recently, however, a great amount of new occurrences has been found (e.g., Buchmann et al., 2003, 2008, 2009; Lopes et al., 2009; Frank et al., 2010a, 2010b, 2010c, 2010d). Up to now, this new dataset comprises more than 120 sites with tunnels. Each site hosts between one and 30 tunnels, summing 310 tunnels, 200 of them clogged with sediments.

These palaeovertebrate tunnels, also called palaeoburrows, are classified as ichnofossils of the Domichnia type (Fig. 1). Most often, only remnants of the original underground shelters, composed of a network of criss-crossing tunnels and chambers, are found. Many of the tunnels are completely filled with sediments that have been washed in after the abandoning of the tunnel by the digging mammal. Such filled tunnels are called *crotovinas* (Fig. 1-C).

Diameters of the tunnels range between 0.8 and 4.2 meters. Three distinct sizes have been recognized until now: the narrowest tunnels show a width of 0.8 meters (Fig. 1-A). The most common tunnels have widths that range between 1.1 - 1.4 meters (Fig. 1-B). Very rare are the so-called megatunnels, whose widths surpass 2.0 meters, up to 4.2 meters (Fig. 1-D). Many of the open tunnels show digging and contact marks on the walls and the roof (Fig. 2).

As the tunnels usually are only remnants, the lengths may be anything between a few meters and more than 100 meters. Smaller tunnels branching out from larger ones are common. The narrower tunnels may display vertical displacements of more than 4 meters, the wider tunnels are mostly horizontal. The tunnels were dug in any material than hard rock: unconsolidated sediments, weathered and unweathered sedimentary rocks, and weathered igneous plutonic and volcanic rocks. They occur in any altitude from almost sea level to more than 1,400.00 meters. Regionally, palaeovertebrate tunnels seem to be scarce in the Brazilian territory, but are abundant in the southernmost states of Rio Grande do Sul and Santa Catarina. In these two states, however, density is far from uniform: whereas in some regions only one tunnel is found every 100 or 200 km², in other regions almost every hill hosts a set of tunnels.

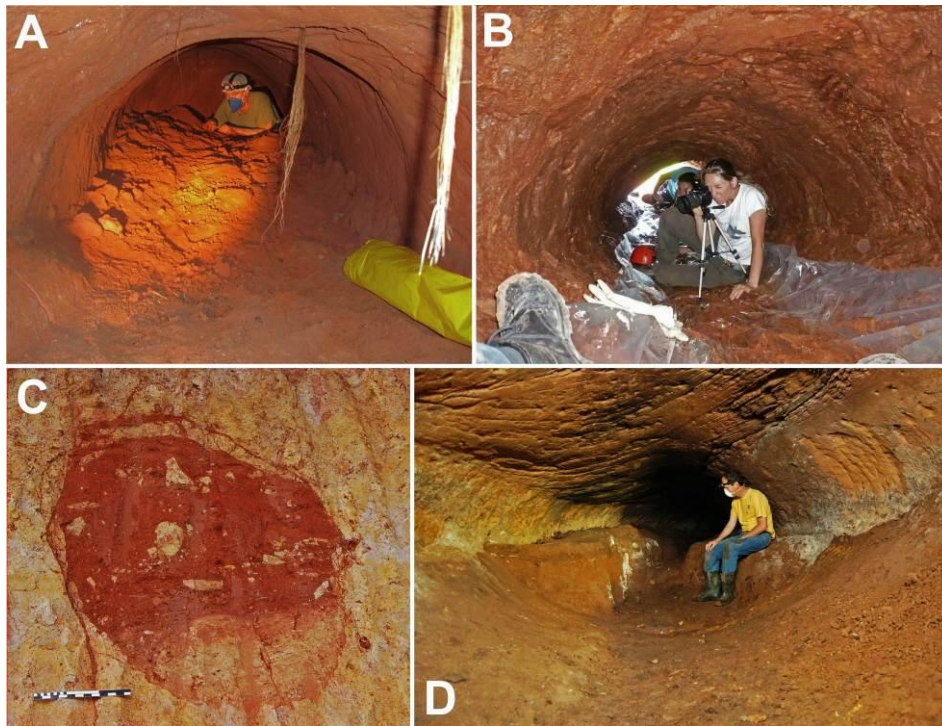


Fig. 1: Typical open palaeovertebrate tunnels of the narrowest type (A), medium-sized (B) and a megatunnel (D). A completely filled tunnel (crotovine) is shown in C. Scale 30 cm.

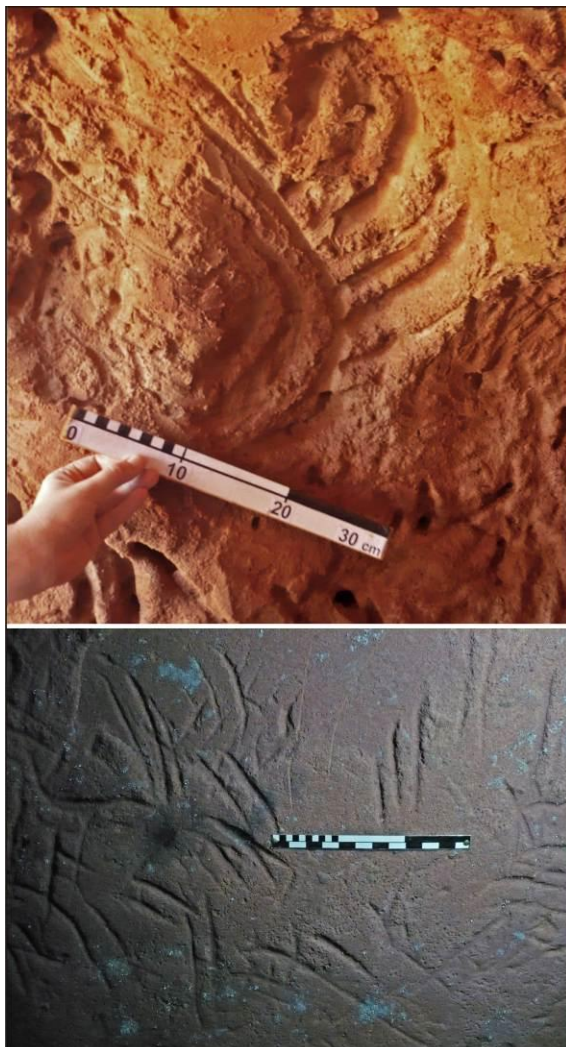


Fig. 2: Digging marks on the walls of palaeovertebrate tunnels. Scales 30 cm.

The builders of the tunnels probably are giant armadillos (e.g. *Pampatherium*, *Holmesina*, *Propraopus*) and ground sloths (e.g. *Megatherium*, *Eremotherium*, *Glossotherium*, *Lestodon*, *Mylodon*, *Catonyx*) (Fig. 3). It seems that the narrowest tunnels (\varnothing ~0.8 m) are from the armadillos, the wider tunnels from different genera of ground sloths, whose body masses range between 0.8 and 5.0 tons (Fariña & Vizcaíno, 1995).

3. STUDY AREA

Limited by logistical reasons, the search for paleovertebrate tunnels embraced only the four southernmost Brazilian states (Fig. 4-A). As already stated, only two states (Rio Grande do Sul and Santa Catarina) host a large number of tunnels. The karstic features that will be presented and discussed here have been found related to tunnels in the metropolitan region of the city of Porto Alegre, in the state of Rio Grande do Sul (Fig. 4-B).

Geologically, the region comprises, in the South, low (< 300 m) hills of the very complex Precambrian basement, constituted by the 550 M.y. Dom Feliciano Granitic Suite and the 609 M.y. Pinheiro Machado Granitic-Gneissic Complex, coarse-grained granites and gneiss that outcrop on the top of the hills but develop a deep (> 10m) quartzose-clayey weathering mantle in interhill regions.

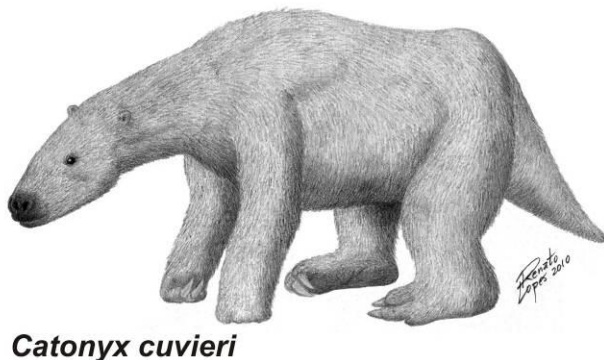
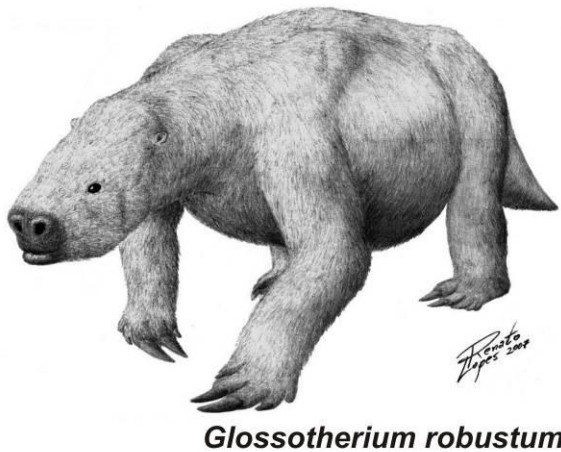
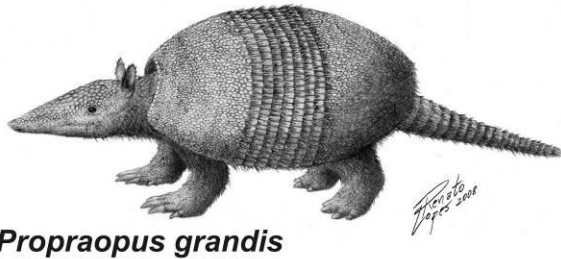
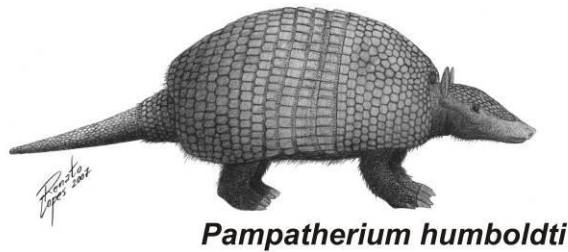


Fig. 3: The builders of the palaeovertebrate tunnels probably are giant armadillos and ground sloths, like the ones pictured here. Drawings of R.P. Lopes, not to scale.

To the North, the sedimentary sequence of the large intracratonic Paraná basin (Upper Ordovician – Cretaceous) (Milani et al., 1998) form W-E trending strips of successively younger strata. The sedimentary rocks (mudstones, fine-grained sandstones, etc) of the Permian Formations have been grouped in a single unit in the geological map of Fig. 4. Of interest in this contribution, however, is the Late Jurassic – Early Cretaceous aeolian

continental sandstone of the Botucatu Formation (Scherer, 2000). This medium- to coarse-grained reddish rock is the relict of a 1.5 million km² arid continental area who covered not only the entire Paraná basin, but extended beyond its limits. Some layers of this sandstone underwent diagenetic silicification, forming silcretes that sustain the relief as “inselbergs”. Very conspicuous at the outcrops of this sandstone is the characteristic large scale aeolian cross bedding (Fig. 5A) who dictates the forms of the outcrops, its economic usage (e.g. sidewalk flags) and, to some extent, the internal shape of the palaeovertebrate tunnels there excavated. The limits of the sedimentary units presented in the geological map of Fig. 4, however, are far from conclusive due the smooth relief and the thick weathering mantle of this area. In addition, the rocks do not contain any macrofossils, some units are composed of very similar lithotypes and most of the area is heavily urbanized.

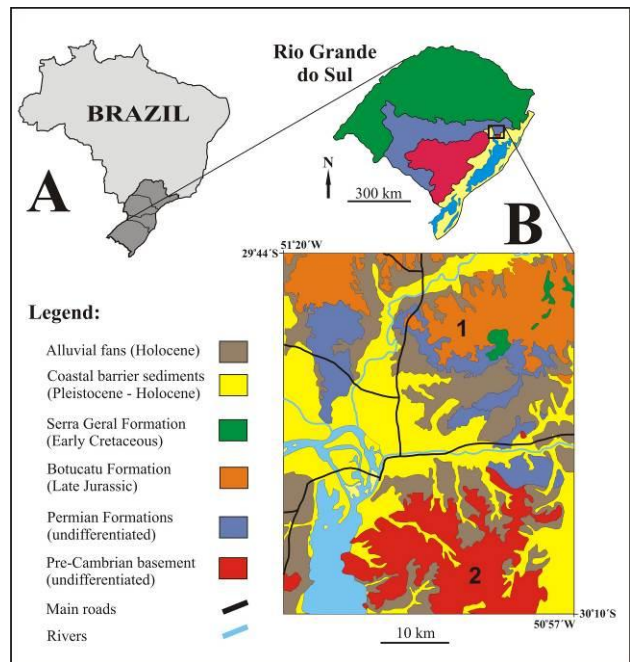


Fig. 4: Location of the study area and simplified geological map of the region. As urban areas cover most of the area, the cities have been omitted from the map. Numbers refer to the described locations (see text).

The plutonic and the sedimentary rocks of the study area are crossed by several rivers, whose floodplains where formatted by the Pleistocene–Holocene sea level changes and related coastal barriers formed along the Atlantic Ocean coast (Villwock et al., 1986). These sandy-clayey sediments are covered by recent alluvium.

Holocene alluvial fans are abundant in the study area, bordering the outcrop areas with higher relief of all rocks. The sediments of these fans

(sandstones, mudstones and conglomerates) are always related to the nearby host rock: in the South, the fans contain sediments related to the granitic-gnaissic rocks of the basement. To the North, clayey sediments, sands, and gravel related to the Early Cretaceous volcanic Serra Geral Formation (Paraná-Etendeka Continental Flood Basalt Province) compose the fans. Whereas the sand- and mudstones most often are difficult to distinguish from other units, the conglomerates with its huge (\varnothing up to 0.9 m) basaltic clasts are very conspicuous.

4. METHODS

Successful palaeovertebrate tunnel prospecting starts with own fieldwork, but relies heavily on a set of initiatives whose main goal is to achieve public understanding of science. Even dealing with a public unaware of the existence of tunnels dug by extinct large mammals, more than a half of the tunnel occurrences, including some very important ones, have been communicated by interested people. This people take notice of this subject through newspaper reports, our internet site (www.ufrgs.br/paleotocas), and pamphlets that were distributed by the team. Besides, several tunnels have been identified through digital prospecting of “cave” pictures in the internet. In the same way, some of the “caves” known by the State Rabies Control Program and by park rangers of protected lands are tunnels. When collapse features indicated a tunnel underneath, the tunnels were found with an auger, lowering a probe with a headlight and a webcam connected to a notebook to shoot pictures of the tunnel (Fig. 6)

The collecting of data concerning the tunnels obeys a methodic scheme. Coordinates and altitude are taken with a precision Global Position System (GPS) device. The geomorphologic insertion and the host rock are analyzed, than the state of preservation is described, especially concerning the infilling of later sediments (kind, amount, layered or not). On completely filled tunnels, only width and height are measured. If open, the length, width and height (every 50 or 100 cm) and vertical displacement are measured. Digging and contact marks on the walls and roof are pictured and silicone molds are made. During this step, care is taken to minimize the unavoidable health and life risks. Even without any fossil found inside until now, this possibility always is considered. When necessary and possible, the landowner is contacted and requested to help preserving the tunnel.

5. KARSTIC FEATURES RELATED TO PALAEOVERTEBRATE TUNNELS

Despite the occurrence of palaeovertebrate tunnels in all kind of materials except unweathered rocks, karstic features are not associated to most of the tunnels. If the rock is very stable or covered by a layer of resistant rock, the tunnel stay preserved open without any karstic feature. In fine-grained sedimentary rocks, on the other hand, the tunnels usually are found completely filled with sediments, which are probably derived from the weathering mantle. However, palaeovertebrate tunnels excavated in sandstones and in weathered plutonic rocks present karstic features, which are described and discussed below.

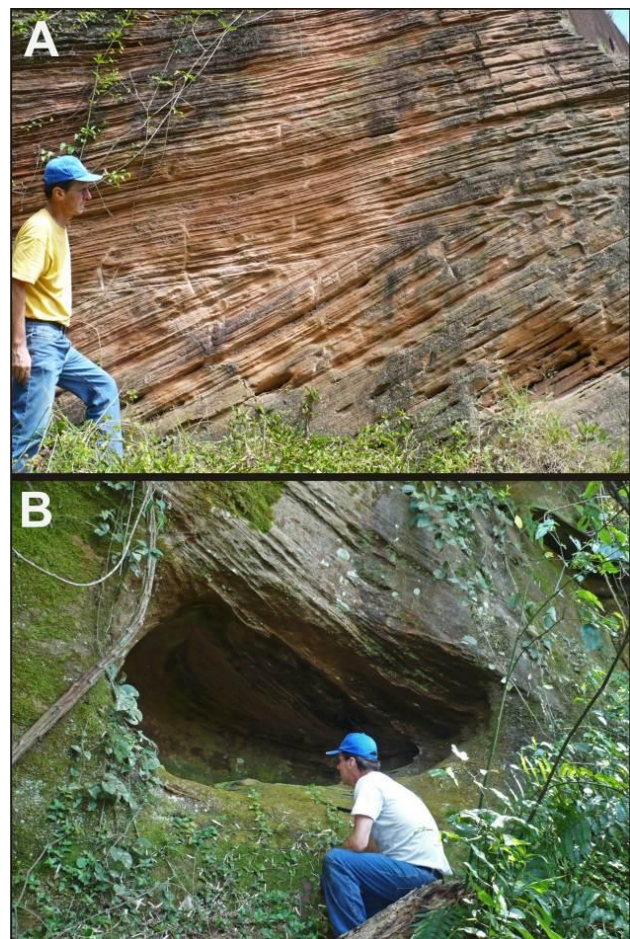


Fig. 5: (A) Large -scale aeolian cross strata in sandstones of the Botucatu Formation. (B) One of the innumerable hollows that can be found on the vertical cliffs of Botucatu sandstone.

5.1 Karstic features in sandstones

Sandstones may present hollow spaces that may be oriented horizontally or vertically. Horizontally oriented hollows can be found easily on the abundant vertical walls of sandstones of the Botucatu Formation in the study area (Fig. 5B). These walls show off on the sides of the hills and

may reach several tens of meters in height. They only form when the sandstones are slightly silicified by faulting and/or diagenetic processes. The hollows exhibit a wide range of forms and sizes that are somewhat similar to some of the karst features described from granitic rocks. The origin of these hollows, in many cases, is difficult to explain and may be related to the action of wind and water thorough time on exposed sandstones with lithification inhomogeneities. This contribution, however, will deal only with the vertically oriented hollows that may be classified as karstic features.

Karstic features in sandstones were found, until now, in a region in the municipality of São Leopoldo, close to the Sapucaia hill (Fig. 4, number 1). The area, of one square kilometer, encompasses the properties of Jürgen Strauch and Alberto Cassel, centered at 29° 48'26''S, 51°05'18''W. The region is composed of sandstones of the Botucatu Formation, mined in large scale for more than a century in the neighboring “da Paula” hill.

In the property of Jürgen Strauch, two eyewitnesses have told us about the existence of a paleovertebrate tunnel some 50 years ago. Both eyewitnesses played, as teenagers, inside the tunnel that was up to 1.5 meters high and about 15 meters long, with openings at both ends. One of them, Alberto Cassel, formerly the owner of the land, closed the openings with tree trunks and earth 45 years ago, while plowing the field with a tractor. Then the land, a gentle NW facing hillside, was used as a wheat and soybean field, do not showing any holes or craters. Jürgen Strauch bought the property 40 years ago and stopped planting, so that the land was undisturbed during this period, developing an open forest composed of eucalyptus trees and native shrubs.

Exactly at the place indicated by Alberto Cassel as of being of the former paleovertebrate tunnel, we found five more or less aligned funnel-shaped craters and an outlet (Figs. 7, 8). The craters and the outlet do not existed at first, as confirmed by Alberto Cassel. Each crater shows a small ($\varnothing < 40$ cm) hole at the bottom. The distance between the first crater and the outlet is of about 53 meters. Family Strauch told us that a water jet emerges from the outlet after heavy rains. Our attempts to reopen the tunnel entrance downhill were unsuccessful, even using a backhoe. Several tens of boreholes, up to 5 meters deep, were made between the craters with an auger, trying to find tunnels underneath. A few ones hit tunnels at a depth of 2.5 - 3.2 meters, compatible with the depth of the original palaeovertebrate tunnel. Pictures obtained with the probe (Fig. 9) show highly irregular tunnels, some

50 cm wide and 70 cm high, whose shape has nothing in common with palaeovertebrate tunnels. The tunnels do not connect the craters in a straight line, quite the contrary, they are sinuous, and branching, sometimes running parallel to the level curves.



Fig. 6: Investigation of deep tunnels was carried out with boreholes made with an auger. When a tunnel is found, a probe with a headlight and a webcam connected to a laptop is lowered in the borehole to shot pictures.

The tunnels are located well beneath the upper 1.5 meter thick layer of former agricultural land, composed of more or less loose sands. Downward the clay content of the sand increases. At the level of the tunnels, the decomposed sandstone, with a high clay content, is very compact and difficult to cross with the auger. Only one more isolated crater was found on another site in this property, but was not investigated yet. At a whole, craters are not a regional feature at this hillside nor on the neighboring hills.

Deviations of the craters from a straight line connecting the first and the last craters are small, of less than 1.5 meter. Most intriguing is their occurrence on sometimes almost horizontal surfaces. A set of boreholes was made between the small craters of the second spot, showing that the craters are not straightly connected to a single tunnel running underneath, but are related to a branching system of short narrow tunnels that sometimes are parallel to the level curves. These craters, accordingly to the testimony of the landowners, are long-lived. Even filled with earth several times, they open again after some time.

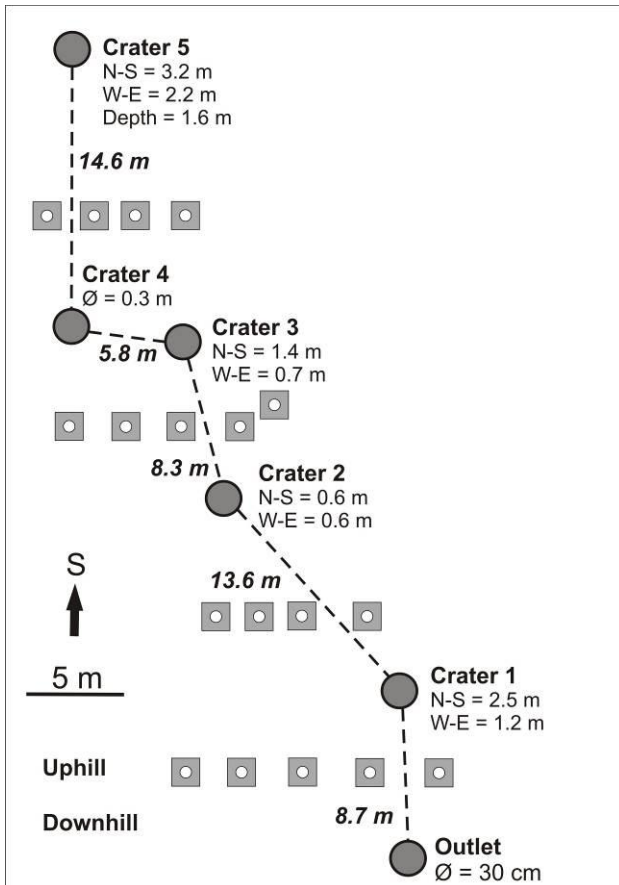


Fig. 7: Plan view of the crater sequence found on the Jürgen Strauch property. Squares indicate location of the boreholes. The altitude difference between the outlet and crater 5 is of about 7 meters.

In the property of Alberto Cassel, the investigation of the craters is much easier because the land is not more used for crop or tree planting, but only as pasture. Craters of different sizes appear at several spots. For presentation reasons, they can be grouped in two size classes: small and big (Figs. 10, 11).

Small craters refer to collapse features with diameters of up to 2.0 meters and depths of, at most, 1.0 meter. Such craters align in a very conspicuous manner on two spots. The first spot shows seven craters aligned over 27 meters (Fig. 10), the second spot has five craters along a distance of 10 meters.



Fig. 8: Craters of the Strauch property. Top: crater 4 has a diameter of only 30 cm. Bottom: the biggest crater is crater 5 (outlined). The tunnel at its base connects to the outlet, more than 50 meters away.

Big craters are much wider and deeper than the small ones (Table 1 and Fig. 11). Testimony of Alberto Cassel demonstrates that the craters only developed after the land rests from intensive farming. Two crater alignments were identified (Table 1), both converging to a small stream. Partially clogged tunnels with evident collapse features of the roof link the craters underneath (Fig. 11). Borings at this site showed that loose, former agricultural, soil occurred to a depth of more than one meter, followed by decomposed sandstone still with its typical reddish color and with increasing

clay content downwards. At a depth of 4.0 meters, a layer of highly water-saturated sands with a thickness of about 30 cm overlays the sound sandstone rock. The tunnels are located in the sound sandstone, at a depth of more than 5 meters. The sandstone itself exhibits a medium lithification degree, turning it possible to traverse it very slowly with the 7cm wide auger.



Fig. 9: Pictures of the tunnels linking the craters of the Straucher property. Picture at the bottom shows the auger inside one of the tunnels and illustrates the difficulty to hit the narrow tunnels at 3 meters depth.



Fig. 10: Small craters of the Cassel property. Top: Seven craters (arrows) aligned over 27 meters on an almost horizontal surface. Bottom: The smallest craters are the size of a cap.

5.2 Karstic features in weathered plutonic rocks

Research of karstic features in weathered plutonic rocks was concentrated in the municipalities of Porto Alegre and Viamão. New occurrences in the neighboring municipality of

Guaíba will be investigated soon. On the tops of the hills, unweathered plutonic rocks crop out, without the occurrence of any palaeovertebrate tunnel and related karstic features. However, in interhill terrains of smooth relief, where the granitic and gnaissic rocks are deeply (>10m) weathered, palaeovertebrate tunnels are much more common than thought. In the Saint Hilaire Park (Viamão), for example, the density is of at least a tunnel every 200 hectares. Most of the tunnels are deeply hidden in the forest and only have been found with the guidance of park rangers and agents of the State Rabies Control Program. Tunnels in these terrains always are of the narrowest type, with original diameters of about 80 cm (Fig. 12A). Most of them nowadays do not show the typical profile of a palaeovertebrate tunnel due to erosion of the floor, collapse of parts of the walls and the roof and clogging by washed-in sediments. They never show digging marks on the roof and the walls. The length is always of more than 50 meters; 100 meters are common. The entrance of the tunnels usually face the small streams between the hills, the end is somewhere uphill. The slow destruction of these palaeovertebrate tunnels by geological processes follows a very typical scheme (Fig. 13 – top). The set of 16 tunnels found until now (Table 2) allows the presentation of the main characteristics of this scheme.

Karstic features related to these tunnels may be very big and can be classified in two types: holes and craters. Holes are cylindrical vertical openings with diameters of up to one meter and depths of up to two meters, always connected to the tunnel in depth (Fig. 13 – A, B). These features show almost vertical walls. Craters are openings that may reach diameters of more than 10 meters and depths of more than 4 meters (Fig. 13 – C, D). Usually, on the downhill-facing side of the craters, a tunnel remnant is found, that may be more or less clogged by sediments or eroded. When clogged, only a small ($\varnothing < 30$ cm) hole is found, where the rainwater leaves the crater. If eroded and collapsed, the tunnel remnant may reach heights of up to 2.2 meters. An example of this type is the tunnel at Refúgio Farm (Viamão), which allows walking upright inside for more than 50 meters (Fig. 12B). Testimony of several people demonstrated that this tunnel is open and visited by curious people for more than 50 years, a situation also found for other tunnels of this type. Typically, several craters of different sizes may align along a single tunnel, until reaching a small outlet near of a stream (Fig. 13 - top).



Fig. 11: Big craters of the Cassel property. Top and middle: craters may be 2.0 meters deep. Bottom: more than 4.5 meters deep, in the sound sandstone, half-clogged tunnels with collapse features show off.

Very often, the sediments of the craters and holes fill the hollows completely, and the only hint of the former (now clogged) single tunnel or tunnel system underneath is a series of craters and/or holes of different sizes that appear randomly distributed in an area of less than a hectare.

5.3 Karstic features in weathered volcanic rocks

Examples of karstic features can be found also in altered volcanic (basaltic) rocks of the lava flows of the Cretaceous Serra Geral Formation (Paraná-Etendeka Continental Flood Basalt Province). Chmyz; Sauner (1971), for example, describe a horizontal tunnel in the state of Paraná (near of the city of Campina da Lagoa), linked to the surface by 3 vertical holes, each one 1.2 meters wide and 2.0 meters deep. Recent (Feb/2011) investigation of this site (24°39'28.52''S, 52°50'11.78''W), however, concluded that these holes are no longer open. Nowadays, the only hint of the tunnel is a spring on the hillside whose water suddenly disappears, reappearing more than 100 meters downhill.

Piping may develop, for example, in terrains whose high content of salts induce to sodicity problems, in terrains composed of loose particles (e.g., volcanic tuffs, loess) or when a more resistant rock layer overlays a less resistant rock layer. The resultant tunnels may be wide (Ø up to 4m) but always are located at shallow depths, usually of less than 1.0 meter, rarely up to 2.4 meters (Boucher, 2002). Along the tunnels, vertical collapse features (sinkholes) develop, which may coalesce to form open gullies.

Table 1: Widths and depths of the big craters on the two alignments at the Cassel Property

	Alignment One - NW-SE - 43.0 m long	
	First crater	Second crater
Width (m)	2.3 x 3.0	5.3 x 3.1
Depth (m)	0.5	2.0
Distance from the outlet (m)	35	43
	Alignment Two - N-S – 17.0 m long	
	Single crater	
Width (m)	3.3 x 3.6	
Depth (m)	1.6	
Distance from the outlet (m)	17	

6. DISCUSSION

At first, it have to be considered if the craters shown in this contribution are really related to palaeovertebrate tunnels or related to the action of underground water and/or burrows made by present-day organisms.

The action of flowing underground water may result in tunnel erosion (piping) and seepage erosion. Tunnel erosion is the removal of subsurface soils in pipe-like erosional channels (Boucher, 1990, 2004). It develops under a wide range of physico-chemical conditions in highly erodible and therefore dispersive geologic materials (Masannat, 1980).

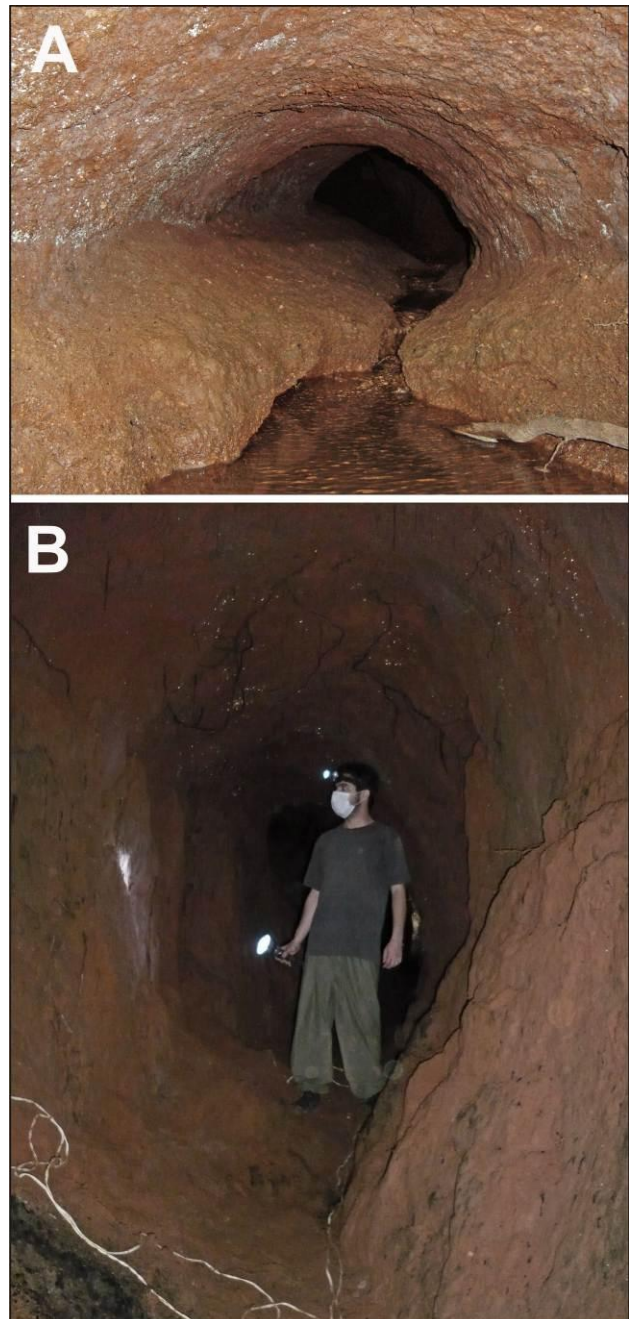


Fig. 12: Images of palaeovertebrate tunnels in terrains of weathered plutonic rocks. A: Tunnel with the typical original profile, slightly eroded on the floor. Width ~80 cm. B: A heavily modified tunnel through erosion on the floor and collapsing of the walls and the roof.

Seepage erosion (or sapping) is the process of lateral subsurface transport of non-cohesive sediments by liquefaction of the particles, usually out of steep walls with exposed sediments like streambanks and riverbanks. The prerequisite for seepage erosion is the existence of more or less

horizontal water-restricting horizons (e.g., less-permeable clay layers) located above the water table (Fox et al., 2006). Such horizons induce large hydraulic gradients towards stream channels. Due to seepage erosion, the banks usually undergo rapid slope failures.

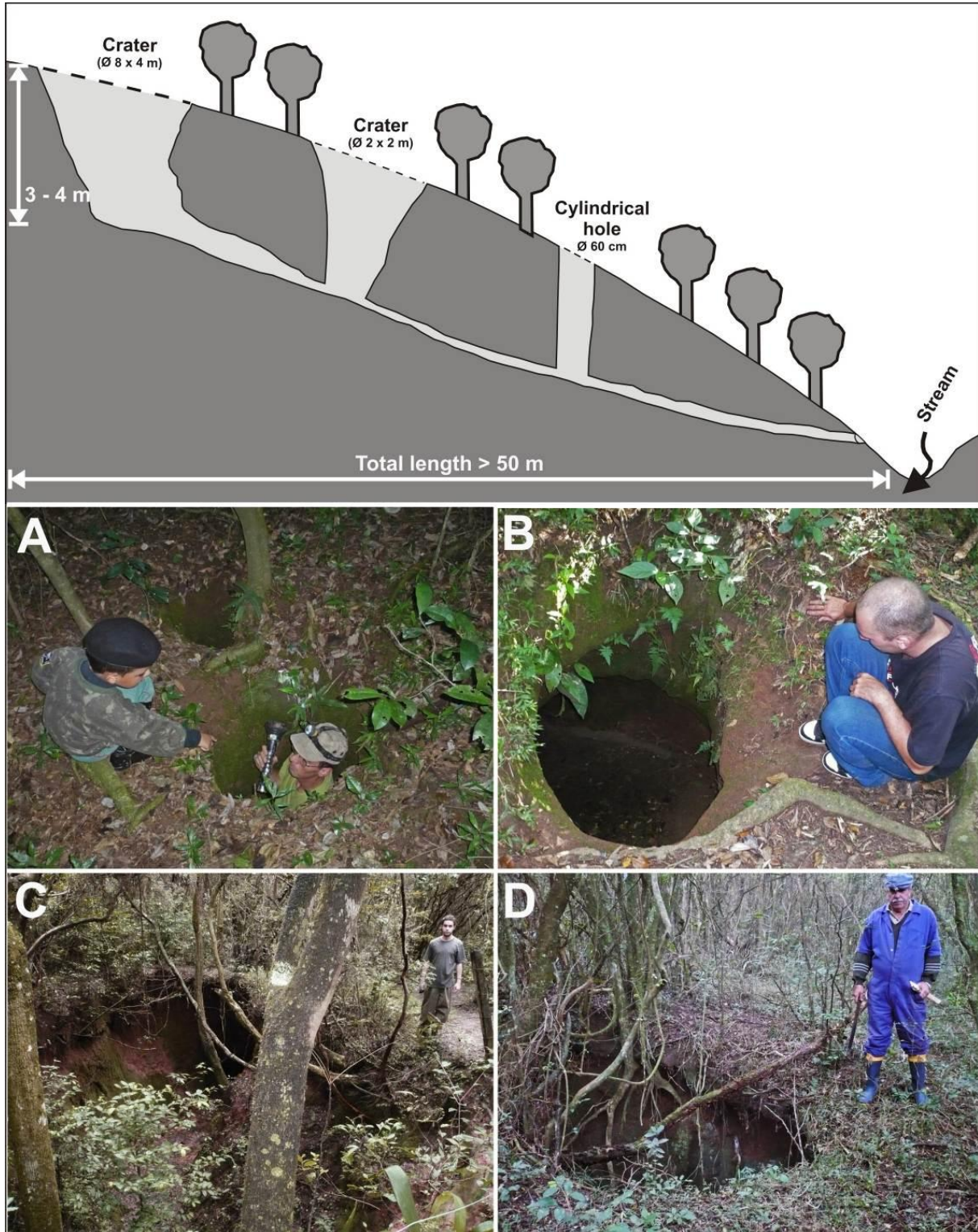


Fig. 13: Aspects of the karstic features related to palaeovertebrate tunnels in weathered plutonic rocks. Top: Idealized cross section of a palaeovertebrate tunnel in weathered plutonic rocks showing the crater alignment and the outlet near the stream. Not to scale. A-B: Holes that link the surface to the tunnel underneath. At “A”, person standing in the hole is 1.84m tall. C-D: Big-sized and long-lived craters that are usually found related to these occurrences.

Table 2: Location of the palaeovertebrate tunnels and associated collapse features found until now in the municipalities of Porto Alegre and Viamão, in the state of Rio Grande do Sul.

Nr	Name	Latitude S	Longitude W	Length (m)	Number of collapse features
01	Beco do David - 1	30 05 13.00	51 08 50.00	27	1
02	Beco do David - 2	30 05 13.00	51 08 50.00	45	> 5
03	Beco do David - 3	30 05 13.00	51 08 50.00	?	> 1
04	Morro da Agronomia	30 04 32.00	51 08 28.00	> 5	> 4
05	Parque St Hilaire (Figueira Bonita)	30 05 40.21	51 06 12.72	~ 80	>3
06	Parque St. Hilaire (Estrada do Viveiro)	30 05 47.70	51 06 23.50	~ 100	> 5
07	Parque Saint Hilaire (Afogada)	30 05 20.70	51 06 06.80	?	3
08	Parque Saint Hilaire (Muitos Buracos)	30 05 15.40	51 06 04.60	> 30	> 12
09	Parque Saint Hilaire (Dos Orixás)	30 05 37.91	51 05 35.56	~ 45	2
10	Parque Saint Hilaire (Da Picada)	30 05 45.20	51 05 45.60	~ 37	> 2
11	Beco do Malacara	30 04 34.52	51 00 40.39	> 55	2
12	Beco dos Cunha	30 06 13.43	51 02 33.50	> 30	3
13	Fazenda Refúgio	30 07 23.00	51 03 44.00	> 60	2
14	Campo de Aviação	30 06 16,53	51 03 20,66	> 30	2
15	Sítio do Alessandro	30 08 39.03	51 02 37.82	> 20	2
16	Sítio do João Carlos	30 09 51.73	50 59 43.89	> 20	1

These two processes do not apply to the above-presented areas with karstic features. Both lithotypes with karstic features of the study area (sandstones and weathered plutonic rocks) are homogeneous and strongly cohesive due to high percentages of clay minerals or a medium lithification degree. Soluble minerals, open gullies at the surface and impermeable horizons are absent; the horizon of the water table is located well beneath the tunnels. In addition, karstic features in such lithotypes are very rare, being spotted only in some locations. We have examined, through the last years, hundreds of huge anthropogenic outcrops (excavations) both in sandstones and in weathered plutonic rocks. At those outcrops, we have never seen tunnels and craters as found in the study area, suggesting that these features do not constitute a possible geological weathering process in such terrains, whatever the slope of the hillsides. Therefore, they have to relate to a very special origin.

The possibility to link the karstic features to former burrows of present-day organisms also have been considered. In this region, burrows made by several organisms can be found: some ant species, a species of small owl, woodpeckers, termites, and armadillos. Ant nests constitute elliptical hollow

spaces with a width of 40 cm and a height of 25-30 cm, which occur to depths of up to three meters. The hollows are connected to neighboring hollows of the same type and to the surface by very tiny tubes. Owl burrows are very short and superficial, with depths of less than 40 cm. Woodpeckers excavate 10-15cm wide horizontal burrows on vertical outcrops, whereas termites may build up a deep (6m) network of hollows and large (50cm) but low (5cm) interlinking tunnels. This system of chambers and tunnels usually cover several hundred square meters. Tunnels of modern armadillos, on the other hand, never are dug vertically down the terrain, because rainwater will turn the shelters immediately uninhabitable, filling them with water. None of these actual burrows seems to relate to the described karstic features.

The development of the karstic features from palaeovertebrate tunnels, on the other hand, explains these features in a very convincing manner. The depth of the original tunnels and its original shapes, despite the absence of digging marks on the walls and the roof, identify the tunnels as such.

The development of the karstic features occurs with the biogenic impact on the tunnels. The existence of an underground tunnel, whatever its

size and origin, represent a weak point in the structure of the lithotype at this particular place. When the root of a shrub or a tree hit the roof of a tunnel, for example, a link to the surface is formed and, after the death of the plant, water uses the way of the root to penetrate into the tunnel. In several palaeovertebrate tunnels, we have seen water dripping or even draining from roots that hang from the roofs. After the constitution of this waterway, erosion widens it with time, forming a cylindrical hole or a crater.

If the plant is very big (e.g., a tree), not only a single way down is opened, but the entire structure of the whole rock above the paleovertebrate tunnel is completely destroyed (broken) by the network of strong and long roots. With time, the weight of the tree collapses the broken rock into the tunnels and meteoric water washes the detritus down the tunnel, opening craters. The trees than remains somehow “hanging” inside the crater or at one side of the crater, as seen in several spots in the Saint Hilaire Park. Erosion widens the craters and the tunnels become partially or entirely clogged with sediments. This seems to be the main process for the formation of karst-like features at these spots. The absence of such features in terrains of mudstones and shales suggest that the impermeable clays prevent the formation of craters.

Some spots of the karstic features suggest the parallel action of tunnel erosion, despite several characteristics of both described lithotypes that hamper this process. Ongoing research aims to clarify and detail the action of the tunnel-destroying

processes, based on a larger number of occurrences and more different lithotypes.

7. CONCLUSIONS

The presence of palaeovertebrate tunnels in Southern Brazil, excavated in many different kinds of geologic materials, induces the generation of karst-like features when inorganic processes and biogenic action (e.g. tree roots) slowly destroy these tunnels through time. Karstic features align over the former tunnels and are composed mainly of craters of different sizes, with diameters of up to 10 meters and depths of up to 4 meters. Sometimes the former palaeovertebrate tunnel is unrecognizable due to collapsing and clogging, being identified only through the existence of several holes and craters on hillsides of very gentle slopes. The action of tunnel erosion (piping) associated to some of the tunnel-destroying processes is very probable; its extent will be studied with more research on these features.

ACKNOWLEDGMENTS

We thank Alberto and Ivoni Cassel and Jürgen and Ursula Strauch for the access to the karstic features in sandstones. It is impossible to list the many dozens of people that allow research on karstic features in weathered plutonic rocks – we thank them all. Thanks also to Claudenir Lourençato for his fieldwork investigating the site of the tunnel of Campina da Lagoa, despite the presence of several rattlesnakes. Research partially funded by Project CNPq 401772/2010-1.

REFERENCES

- AULER, A.; FARRANT, A.R. A Brief Introduction to Karst and Caves in Brazil. In: PROCEEDINGS OF THE UNIVERSITY OF BRISTOL SPELAEOLOGICAL SOCIETY, 1996, v.20, n.3, p.187-200.
- BOUCHER, S.C. **Field tunnel erosion, its characteristics and amelioration.** Monash University: Clayton/Department of Conservation and Environment: East Melbourne, 1990, 64 p.
- BOUCHER, S.C. **The initiation and development of tunnel erosion near Costerfield, Victoria.** 2002. PhD thesis, School of Geography and Environmental Science, Monash University, Clayton, Australia. Unpublished.
- BOUCHER, S.C. **Tunnel erosion.** In ‘Encyclopedia of Geomorphology’. Ed.: Goudie, I.A.S. Routledge: London, 2004, pp. 1073-1074.
- BUCHMANN, F.S.C.; CARON, F; LOPES, R.P.; TOMAZELLI, L.J. Traços fósseis (paleotocas e crotovinas) da megafauna extinta no Rio Grande do Sul, Brasil. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 9, Recife, PE, Brasil. **Anais**, 2003, 1 CD-ROM.

- BUCHMANN, F.S.C.; LOPES, R.; CARON, F. Paleotocas de mamíferos extintos no sudeste e sul do Brasil. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA DE VERTEBRADOS, 6, Ribeirão Preto, SP, Brasil. **Boletim de Resumos**, 2008, v.1, p.56-57.
- BUCHMANN, F.S.; LOPES, R.P.; CARON, F. Icnofósseis (Paleotocas e Crotovinas) atribuídos a Mamíferos Extintos no Sudeste e Sul do Brasil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v.12, n.3, p.247-256, 2009.
- CHMYZ, I.; SAUNER, Z.C. Nota Prévia sobre as Pesquisas Arqueológicas no Vale do Rio Piquiri. **Dédalo – Revista de Arqueologia e Etnologia**, Museu de Arqueologia e Etnologia, Universidade de São Paulo, v.7, n.13, p.7-36, 1971.
- COOPER, A.H. Halite karst geohazards (natural and man-made) in the United Kingdom. **Environmental Geology**, v.42, p.505-512, 2002.
- CVIJIC, J. **Das Karstphänomen: Versuch einer morphologischen Monographie**. E. Hölzel, Wien, 1893.
- DONDAS, A.; ISLA, F.I.; CARBALLIDO, J.L. Paleocaves exhumed from the Miramar Formation (Ensenadan Stage-age, Pleistocene), Mar del Plata, Argentina. **Quaternary International**, v.210, p.44-50, 2009.
- FARIÑA, R.A.; VIZCAÍNO, S.F. **Hace solo diez mil años**. 6ª ed. Montevideo, Uruguay, Editorial Fin de Siglo, 1995, 123 p., 1 DVD.
- FORD, D.C.; WILLIAMS, P. **Karst Hydrogeology and Geomorphology**. (Rev. ed.) John Wiley and Sons Ltd., 2007, 554 p.
- FOX, G.A.; WILSON, G.V.; PERIKETI, R.K.; CULLUM, R.F. Sediment transport model for seepage erosion of streambank sediment. **Journal of Hydrologic Engineering**, v.11, n. 6, p. 603-611, 2006.
- FRANK, H.T.; CARON, F.; LIMA, L.G.; LOPES, R.P.; FORNARI, M.; BUCHMANN, F.S.C. Public understanding of science as a key factor in vertebrate paleontology research. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA DE VERTEBRADOS, 7, 2010. **Anais**, Rio de Janeiro, Brasil, 2010a, 1 CD-ROM.
- FRANK, H.T.; CARON, F.; LIMA, L.G.; LOPES, R.P.; FORNARI, M.; BUCHMANN, F.S.C. 2010b. The occurrence pattern of large Cenozoic palaeoburrows in a pilot area in the state of Rio Grande do Sul, Brazil. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA DE VERTEBRADOS, 7, 2010. **Anais**, Rio de Janeiro, Brasil, 2010b, 1 CD-ROM.
- FRANK, H.T.; LIMA, L.G.; CARON, F.; BUCHMANN, F.S.C.; FORNARI, M.; LOPES, R.P. The megatunnels of the South American Pleistocene megafauna. In: SIMPOSIO LATINOAMERICANO DE ICNOLOGÍA, 2010. **Resúmenes/Abstracts**. São Leopoldo, Brasil, 2010c, p.39.
- FRANK, H.T.; LIMA, L.G.; CARON, F.; BUCHMANN, F.S.C.; FORNARI, M.; LOPES, R.P. Palaeovertebrate tunnels from the granitic area of Porto Alegre and Viamão (Rio Grande do Sul, Brazil). In: SIMPOSIO LATINOAMERICANO DE ICNOLOGÍA, 2010. **Resúmenes/Abstracts**. São Leopoldo, Brasil, 2010d, p.40.
- JENNINGS, J.N. **Karst Geomorphology**. 2nd ed. Oxford, Basil Blackwell, 293 p., 1985.
- JOHNSON, K.S. Evaporite-karst problems and studies in the USA. **Environmental Geology**, v.53, n.5, p.937-943, 2008.
- KLIMCHOUK, A; FORTI, P.; COOPER, A. Gypsum karst of the World: a brief overview. **International Journal of Speleology**, v.25, n.3-4, p.159-181, 1996.
- LOPES, R.P.; FRANK, H.T.; BUCHMANN, F.S.C.; RIBEIRO, A.M.; CARON, F.; LIMA, L.G. New crotovinas and palaeoburrows in the state of Rio Grande do Sul, Brazil. In: JORNADAS

- ARGENTINAS DE PALEONTOLOGÍA DE VERTEBRADOS, 24, 2009. San Rafael, Mendoza, Argentina, **Libro de Resúmenes**, 2009, p.41.
- MASANNAT, Y.M. Development of piping erosion conditions in the Benson área, Arizona, U.S.A. **Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology**, v. 13, p. 53-61, 1980.
- MILANI, E.J.; FACCINI, U.F.; SCHERER, C.M.S.; ARAÚJO, L.M.; CUPERTINO, J.A. Sequences and Stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. **Boletim IG-USP: Série Científica**, v.29, 1998.
- PADBERG-DRENKPOL, J.A. Mysteriosas Galerias Subterrâneas em Santa Catarina. Museu Nacional, **Boletim** v.9, n.1, 1933.
- PSOTKA, J.; STANIK, P. Pseudokarst granite caves near Popradské pleso, High Tatras. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON PSEUDOKARST, 9, 2006. Bartkowa, Poland. **Proceedings**, 2006, p. 70.
- QUINTANA, C.A. Estructura interna de uma paleocueva, posiblemente de um Dasypodidae (Mammalia, Edentata) del Pleistoceno de Mar del Plata (Provincia de Buenos Aires, Argentina). **Ameghiniana**, v.29, n.1, p.87-91, 1992.
- ROHR, J.A. Os sítios arqueológicos do Planalto Catarinense, Brasil. Instituto Anchieta de Pesquisas, **Pesquisas - Antropologia**, São Leopoldo, Brasil, n.24, 1971.
- SCHERER, C.M.S. Aeolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in southernmost Brazil: morphology and origin. **Sedimentary Geology**, v.137, p.63-84, 2000.
- SHADE, B.L. **The Genesis and Hydrogeology of a Sandstone Karst in Pine County, Minnesota**. 2002, 171 p., MS Thesis, University of Minnesota.
- SWEETING, M.M. **Karst Landforms**, London, Macmillan, 1972, 362 p.
- VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, L.J.; LOSS, E.L.; DEHNHARDT, E.A.; HORN, N.O.; BACHI, F.A.; DEHNHARDT, B.A. Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. In: RABASSA, J.; (Ed.) **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula**. Rotterdam, A.A. Balkema. V.4, p. 79-97, 1986.
- VIZCAÍNO, S.F.; ZÁRATE, M.; BARGO, S.M.; DONDAS, A. 2001. Pleistocene burrows in the Mar del Plata área (Argentina) and their probable builders. **Acta Palaeontologica Polonica**, v.46, n.2, p. 289-301, 2001.
- WILLEMS, L.; COMPÈRE, PH.; HATERT, F.; POUCKET, A.; VICAT, J.P.; EK, C.; BOULVAIN, F. Karst in granitic rocks, South Cameroon: cave genesis and silica and taranakite speleothems. **Terra Nova**, v.14, n.5, p. 355-362, 2002.
- ZÁRATE, M.A.; BARGO, M.S.; VIZCAÍNO, S.F.; DONDAS, A.; SCAGLIA, O. Estructuras biogênicas en el Cenozóico tardío de Mar del Plata (Argentina) atribuibles a grandes mamíferos. **Revista da Asociación Argentina de Sedimentología**, v.5, n.2, p.95-103, 1998.

Fluxo editorial:

Recebido em: 12.03.2011

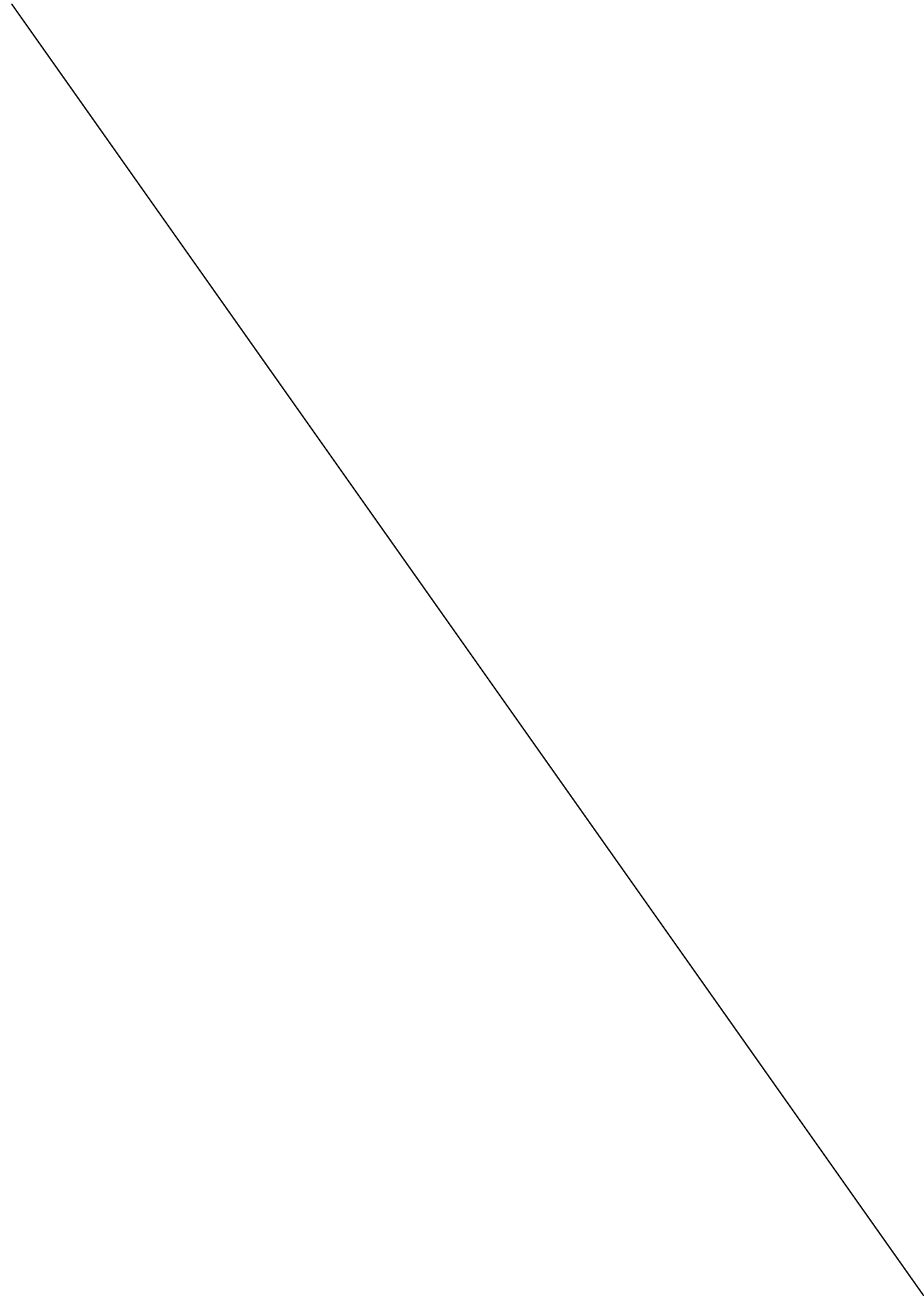
Corrigido em: 19.06.2011

Aprovado em: 01.07.2011



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

www.cavernas.org.br/espeleo-tema.asp



COMUNIDADES DE INVERTEBRADOS TERRESTRES DE TRÊS CAVERNAS QUARTZÍTICAS NO VALE DO MANDEMBE, LUMINÁRIAS, MG

TERRESTRIAL INVERTEBRATE COMMUNITIES OF THREE QUARTZITE CAVES IN THE VALE DO MANDEMBE, LUMINÁRIAS, MG

Marconi Souza Silva(1), José Carlos Nicolau(1,2) & Rodrigo Lopes Ferreira(3)

(1) Núcleo de Pesquisa em Ciências Biológicas, Centro Universitário de Lavras – UNILAVRAS, Lavras-MG.

(2) Fundação Educacional de Lavras, Lavras-MG.

(3) Departamento de Biologia/Setor de Zoologia – Universidade Federal de Lavras - UFPA, Lavras-MG.

Contatos: marconisouza@unilavras.edu.br; drops@ufla.br.

Resumo

O presente trabalho avaliou a composição, riqueza, abundância, diversidade, dominância, e similaridade entre as comunidades de invertebrados terrestres em três cavernas quartzíticas localizadas no Vale do Mandembe, Luminárias, Sul de Minas Gerais. Foram observados 3.985 invertebrados distribuídos em 104 espécies de pelo menos 50 famílias. A gruta do Lobo apresentou a maior riqueza (58 spp), seguida pela gruta do Campo I (35) e da gruta do Mandembe (31). A ordem mais rica foi Diptera (29 spp.), seguida por Araneae (20), Acari (10), Coleoptera (10) Lepidoptera (7), Collembola, (6) e Psocoptera (4). Os valores de similaridade quantitativa entre as comunidades foram baixos (< 10%). A diversidade foi maior na gruta do Lobo ($H' = 1,18$), seguida da gruta do Mandembe ($H' = 0,85$) e gruta do Campo I ($H' = 0,61$). A dominância foi maior na gruta do Mandembe (0,48), seguida da gruta do Campo I (0,41) e gruta do Lobo (0,32). O “turnover” de espécies medido através da β -diversidade foi alto (77,11). Apesar de não ter sido encontrada nenhuma espécie troglomórfica, as cavernas deste estudo apresentam uma expressiva singularidade, pelo fato de possuírem uma elevada riqueza, diversidade e baixos valores de similaridade da fauna de invertebrados. Além disto, ocorrem condições ecológicas heterogêneas, principalmente em termos de estrutura trófica e disponibilidade de microhabitats (presença distinta de guano de andorinhão e de morcegos hematófago, cursos de água, matéria orgânica vegetal, raízes e blocos caídos nas diferentes cavernas) que podem ser facilmente afetadas por uma visitação desordenada.

Palavras-Chave: Diversidade; Fauna; Invertebrados; Quartzito; Estrutura de comunidades.

Abstract

The present work evaluated the composition, richness, abundance, diversity, dominance, and similarity of the terrestrial invertebrate communities in three quartzite caves located in Vale do Mandembe, Luminarias, South of Minas Gerais. In the caves 3,985 invertebrates were observed, distributed in 104 species of at least 50 families. The Lobo cave presented the highest richness (58 spp.), followed by Campo I cave (35) and the Mandembe cave (31). The richest order was Diptera (29 spp.), followed by Araneae (20), Acari (10), Coleoptera (10) Lepidoptera (7), Collembola, (6) and Psocoptera (4). The quantitative similarity values among the communities were low (< 10%). The diversity was higher in the Lobo cave ($H' = 1.18$), followed by Mandembe cave ($H' = 0.85$) and the Campo I cave ($H' = 0.61$). The dominance was higher in the Mandembe cave (0.48), followed by Campo I cave (0.41) and Lobo cave (0.32). The species turnover measured through the β -diversity was high (77.11). In spite of not finding any troglomorphic species, the caves of this study are quite unique, by the fact of presenting a high richness, diversity and low invertebrate fauna similarity values. Furthermore, heterogeneous ecological conditions occur, mainly in terms of trophic structure and microhabitat availability (distinct presence of swift and hematophagous bat guano, water courses, organic plant matter, roots and fallen blocks in the different caves) that can be easily affected by disordered visitation.

Key-Words: Diversity; Biospeleology; Quartzite; Community structure.

1. INTRODUÇÃO

Mesmo em menor extensão que as carbonáticas, o Brasil possui amplas áreas compostas por rochas ferruginosas, quartzíticas, graníticas e areníticas, propícias à espeleogênese. Atualmente, no Brasil, são conhecidas mais de 3.500 cavernas carbonáticas, 1.000 cavernas ferruginosas, 200 cavernas quartzíticas, 200 cavernas areníticas e 100 cavernas em outros tipos de rochas, sendo alto o potencial de ocorrência de cavernas nestes tipos de rochas (Auler 2006).

A fauna cavernícola brasileira começou a ser relativamente bem estudada a partir da década de 80 (Dessen *et al.* 1980, Chaimowicz 1984, Godoy 1986, Trajano & Gnaspini-Neto 1986, Trajano 1987, Trajano & Moreira 1991, Gnaspini-Neto & Trajano 1994, Trajano 2000). Poucas cavernas, entretanto, foram estudadas de forma a avaliar a estrutura das comunidades de forma mais ampla (Ferreira & Pompeu 1997; Ferreira & Martins 1998, Ferreira 2004, Prous *et al.* 2004, Ferreira 2005, Souza-Silva 2008, Souza-Silva & Ferreira 2009, Ferreira *et al.* 2010).

Grande parte do conhecimento da fauna cavernícola brasileira é oriunda de estudos realizados em cavernas calcárias (Trajano & Moreira, 1991, Gnaspini-Neto & Trajano 1994, Ferreira 2004, Prous *et al.* 2004, Pinto-da-Rocha 1995, Souza-Silva 2008, Souza-Silva & Ferreira 2009, Souza-Silva *et al.* 2011). Embora se soubesse da existência de cavidades em rochas não carbonáticas no Brasil, suas dimensões, em geral reduzidas, levavam a um desinteresse do ponto de vista bioespeleológico. Apesar disso, algumas poucas cavernas em quartzito, arenito, canga ferruginosa e granito tiveram as suas comunidades de invertebrados avaliadas (Trajano & Moreira, 1991, Gnaspini-Neto & Trajano 1994, Trajano *et al.* 2002, Zeppelini-Filho *et al.* 2003, Ferreira 2004, Ferreira 2005, Bueno-Silva 2008, Souza-Silva 2008).

Estudos preliminares realizados em poucas cavernas siliciclásticas mostraram que tais sistemas mantêm ricas e abundantes comunidades de invertebrados com composições similares às de cavernas calcárias (Ferreira 2004, Bueno-Silva 2008, Souza-Silva 2008).

O presente trabalho buscou avaliar as comunidades de invertebrados presentes em três cavernas quartzíticas no município de Luminárias, Minas Gerais. Para tal foram elaboradas as seguintes questões:

1. Qual a composição, riqueza, abundância, diversidade, dominância, e similaridade entre as

comunidades de invertebrados presentes em três cavernas quartzíticas no município de Luminárias?

2. Quais as alterações antrópicas presentes em três cavernas quartzíticas no município de Luminárias, MG?

2. METODOLOGIA

2.1 Área de estudo

O estudo foi desenvolvido em três cavernas quartzíticas localizadas no vale do Mandembe, município de Luminárias, Sul de Minas Gerais (figura 1). A gruta do Campo I (SBE-MG 1373) tem 60,6 metros de extensão e localiza-se a uma altitude de 1299 metros. Possui uma única entrada e um pequeno curso de água em seu interior (S 21°32', 20/W44°48', 15). A gruta do Mandembe (SBE-MG 1390) tem 244,6 metros de extensão e localiza-se a uma altitude de 1292 metros. Possui 2 entradas opostas, e dois cursos de água em seu interior (S 21°32',38,1/W 44°47',57,3). A gruta do Lobo (SBE-MG 1343) é uma caverna seca, com 122 metros de extensão e 2 entradas (S 21°32', 20/W 44°48',15). Possui o piso formado essencialmente de blocos abatidos.

O clima, segundo a classificação de Köppen, é do tipo Cwb com verão úmido e inverno seco apresentando temperaturas médias anuais de 19,61°C e precipitação média anual de 1529,7 mm (Prefeitura Municipal de Luminárias, 2005). A vegetação local abrange tipos fisionômicos enquadrados em Floresta Estacional Semidecidual Aluvial (mata ciliar) e Montana (mata de encosta), Cerrado, Campo de Altitude e Campo Rupreste (campo limpo e campo sujo) (Oliveira-Filho & Fluminhan-Filho 1999).

A região sul do Estado de Minas Gerais, em especial os municípios de Luminárias, São Thomé das Letras e Carrancas, destacam-se pela localização em uma área de rochas quartzíticas com um potencial bioespeleológico ainda pouco estudado (Bueno-Silva 2008). Atualmente, estão cadastradas nove cavernas no município de Luminárias (SBE 2011).

Os municípios de Luminárias, São Thomé das Letras e Carrancas são apontados como áreas potencialmente importantes para a conservação da biodiversidade de invertebrados em Minas Gerais (Machado & Ferreira 2005, Ferreira *et al.* 2009). Estes municípios encontram-se sob intensas atividades antrópicas de turismo e exploração mineral do quartzito, impondo potenciais ameaças ao ambiente de cavernas.

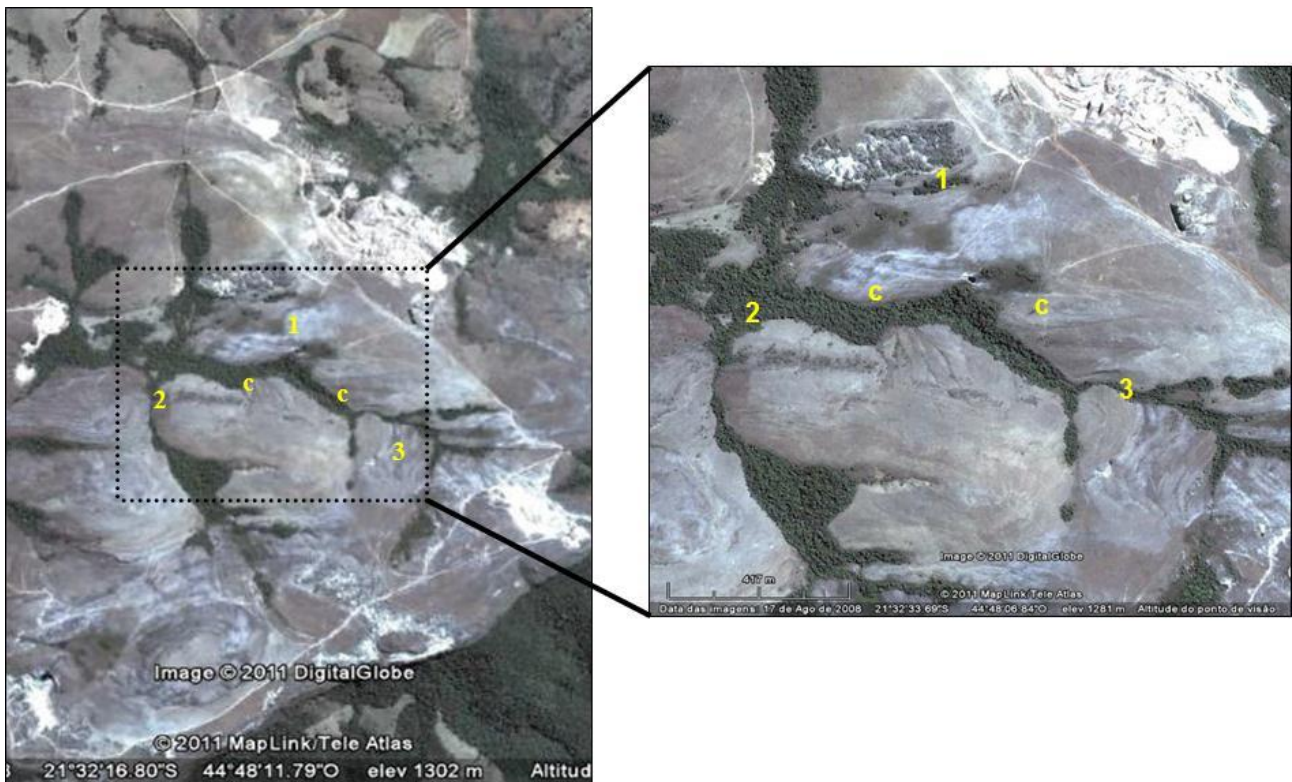


Figura 1. Distribuição das cavernas Gruta do Campo I (1), Gruta do Lobo (2), e Gruta do Mandembe (3), ao longo do vale do Mandembe, Luminárias, MG. São evidenciadas trilhas e minerações (branco), construções (c) e mata preservada nos arredores das cavernas (manchas escuras). Imagem Google Earth.

Luminárias está estrategicamente situada entre os municípios de Lavras (36 km) e São Thomé das Letras (49 km), no sul das Minas Gerais. Dotada de um grande potencial natural e cultural e com ambos ainda preservados, a mesma vem se destacando como um dos mais novos redutos do Ecoturismo de Minas Gerais. Compondo e se confirmando como uma das cidades carro-chefe do Circuito Turístico Vale Verde e Quedas D'Água (que conta com a participação de mais dez comunidades), no ano de 2006 o município conseguiu também sua inclusão no Programa Estrada Real. Com um grande número de cachoeiras, lindas cavernas de quartzito e rios com corredeiras, o município se mostra com total vocação para a prática de esportes de aventura como o Espeleoturismo de Aventura, Boiacross, Rapel, o Trekking, entre outras (Souza 2011).

2.2 Procedimentos de coleta

Os invertebrados nas cavernas foram previamente identificados em campo e tiveram alguns de seus espécimes manualmente coletados com auxílio de pinças e pincéis umedecidos em álcool 70%. Cada espécie identificada no campo recebia um número distintivo, sendo sua abundância plotada no mapa da caverna, segundo metodologia proposta por Ferreira (2004). Durante as coletas, foram priorizados microhabitats como troncos, depósitos de guano, espaços sob rochas e locais

úmidos. Em laboratório, os invertebrados foram identificados até o nível taxonômico acessível e separados em morfo-espécies a partir da definição de tipos morfológicos (morfortipos) e posteriormente reagrupados de acordo com as referências de campo (Oliver & Baettie 1996). A abundância geral de cada morfo-espécie foi obtida através da contagem dos indivíduos incluídos em cada croqui. Usos e alterações ambientais nas cavernas e entorno foram avaliados durante as visitas, segundo metodologia proposta por Souza-Silva (2008).

2.3 Análise de dados

Os valores de diversidade alfa (α) das comunidades de invertebrados associadas a cada caverna foram calculados através do índice Shannon-Weaver (Magurran 2004). A diversidade beta (β ou turnover) foi calculada, usando dados de presença e ausência, através do índice de Harrison (1992), modificado de Wittaker (1960), com a finalidade de comparar amostras de diferentes tamanhos. $\beta_{\text{Harrison}} = \{[(S/\alpha)-1]/(N-1)\} * 100$. Onde S = número total de espécies, α = riqueza média e N = número de amostras. Esta medida varia de 0 (nenhum turnover) até 100 (cada amostra tem um único conjunto de espécies) (Magurran 1955, Magurran 2004, Koleff *et al* 2003). O índice de dominância de Berger-Parker foi utilizado para acessar a importância relativa de espécies

dominantes nas comunidades (Magurran 2004). A curva cumulativa de espécies, utilizando a rarefação, que ilustra a razão com que as espécies são adicionadas na amostra, também foi calculada. A similaridade quantitativa da fauna entre as cavernas foi obtida através do índice de Jaccard (Magurran 2004). O programa utilizado para as análises foi o PAST (Hammer *et al* 2001).

3. RESULTADOS

Foi observado, nas três cavernas, um total de 3.794 invertebrados distribuídos em 104 espécies pertencentes à pelo menos 50 famílias (tabela 1). A gruta do Lobo apresentou a maior riqueza de invertebrados (58 spp. e 804 indivíduos), seguida da gruta do Campo I (35 spp. e 2395 indivíduos) e da gruta do Mandembe (31 spp. e 505 indivíduos).

A ordem mais rica foi Diptera (28 spp.), seguida de Araneae (19 spp.), Acari (10 spp.), Coleoptera (9 spp.), Hymenoptera (7 spp.), Collembola (6 spp.) e Lepidoptera (6 spp.) A ordem mais abundante também foi Diptera (2678 ind.) seguida de Acari (386 ind.), Collembola (131 ind.), Hymenoptera (126 ind.), Araneae (107 ind.), Coleoptera (73 ind.), Opiliones (64 ind.) (2 ind.) (figura 2).

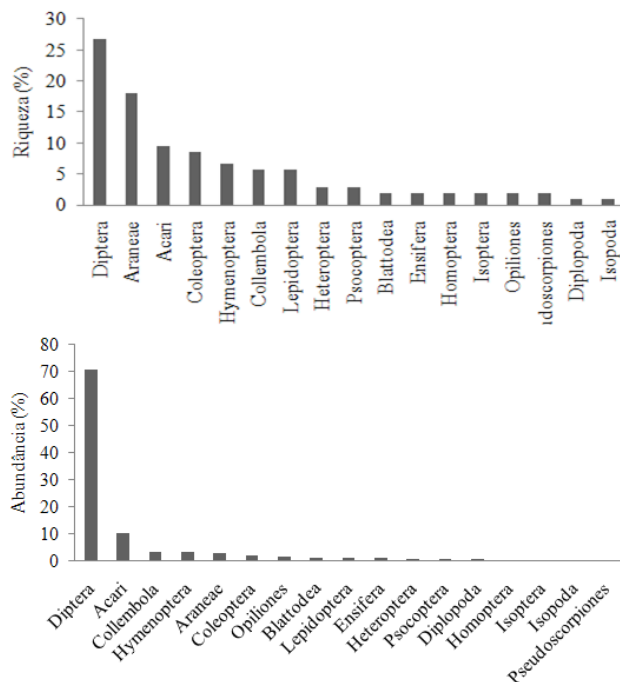


Figura 2. Porcentagens das riquezas e abundâncias dos invertebrados coletados em três cavernas quartzíticas no Vale do Mandembe, Luminárias, MG

Na gruta do Lobo foram encontradas 15 ordens de invertebrados, sendo as mais ricas Araneae (15 spp.) e Diptera (12 spp.) e as mais

abundantes Diptera (487 ind.) e Acari (69 ind.). Na gruta do Campo I foram encontradas 15 ordens de invertebrados, sendo as mais ricas Araneae (06 spp.) e Collembola (06 spp.) e as mais abundantes Diptera (2001 ind.) e Collembola (131 ind.). Finalmente, na gruta do Mandembe, foram encontradas 08 ordens de invertebrados, sendo as mais ricas Diptera (11 spp.), Araneae (05 spp.), Coleoptera (05 spp.) e Acari (05 spp.). As mais abundantes foram Acari (313 ind.) e Diptera (190 ind.) (figura 3).

As famílias observadas nos respectivos táxons foram: Diplopoda (Pseudonannoleniidae), Isopoda (Porcellionidae), Opiliones (Gonyleptidae), Pseudoscorpiones (Chernetidae), Acari (Anoetidae, Anystidae, Ascidae, Areynetidae, Ixodidae, Laelapidae, Macrochelidae, Macronyssidae, Raghididae e Veigaiidae), Araneae (Araneidae, Ctenidae, Pholcidae, Theridiosomatidae, Salticidae, Shymphytognatidae, Theridiidae e Trechaleidae), Coleoptera (Carabidae, Cholevidae, Pselaphidae, Staphylinidae e Tenebrionidae), Diptera (Calliphoridae, Ceratopognidae, Chironomidae, Culicidae, Dixidae, Drosophilidae, Keroplatidae, Muscidae, Mycethophilidae, Phoridae, Psychodidae, Simuliidae e Tipulidae), Ensifera (Phalangopsidae), Heteroptera (Ploiariidae e Reduviidae), Homoptera (Cicadellidae e Cixidae), Hymenoptera (Formicidae e Brachionidae), Isoptera (Termitidae), Lepidoptera (Noctuidae e Tineidae) (tabela 1). Não foi observado nenhum organismo com características troglomórficas.

Em relação às características tróficas, foi observado que na gruta do Lobo os recursos orgânicos são transportados por animais (*Desmodus rotundus* e *Streptoprocne* sp.) e depositados na parte mediana e final da caverna. Ao longo da gruta foram observados pequenos depósitos de guano de morcegos hematófagos e um grande depósito ao final do conduto, abaixo de uma grande colônia de *D. rotundus*. Nestes depósitos foram observados indivíduos de Drosophilidae (adultos e larvas). Nos condutos próximos à entrada foi observada a presença de “pelets” secos de fezes (possivelmente de tamanduá), mas nestes não havia fauna associada.

Na gruta do Mandembe foi observada uma pequena colônia (4 indivíduos) de morcegos carnívoros (*Chrotopterus auritus*). Entretanto, não havia depósitos de guano desta espécie na caverna. Nos corpos de água foram observados biofilmes alaranjados que provavelmente são oriundos do crescimento de ferrobactérias. Foi observada a presença de guano de Andorinhões (*Streptoprocne* sp) em vários locais da caverna. Nestes depósitos foram coletados principalmente ácaros (Macrochelidae, Ascidae, Ereyнетidae e Anoetidae),

dípteros (Phoridae, Psychodidae, Chironomidae e Drosophilidae) e coleópteros (Staphylinidae e Carabidae).

Na gruta do campo I foi observado, ao fundo da caverna, uma grande colônia de *Desmodus rotundus* e um grande depósito de guano destes morcegos. Tal depósito apresentava a borda pulverulenta (guano envelhecido) e a parte central mais pastosa (guano recém-depositado). Neste depósito havia milhares de larvas e adultos de dípteros (Drosophilidae), além de lepidópteros (Tineidae) e pseudoescorpiões (Chernetidae) associados. Além disto, foram observadas, nas proximidades da entrada, material vegetal (possivelmente veiculado pelo vento ou enxurradas), raízes da vegetação externa e uma carcaça de morcego.

A não estabilização da curva de rarefação indica que a riqueza das comunidades de invertebrados nas cavernas é representada por um número maior de espécies do que o observado

(figura 4). Os valores de similaridade quantitativa das comunidades de invertebrados entre as três cavernas foram baixos (< 10%) (figura 5).

A diversidade alfa foi maior na gruta do Lobo ($H' = 1,18$), seguida da gruta do Mandembe ($H' = 0,85$) e gruta do Campo I ($H' = 0,61$). A dominância foi maior na gruta do Mandembe (0,48), seguida da gruta do Campo I (0,41) e gruta do Lobo (0,32) (tabela 2). A β -diversidade encontrada foi de 77, 11.

Os impactos observados no entorno (250 m) das cavidades foram pastagens, vestígios de queimadas e trilhas. Entretanto, a 500 metros destas cavernas existem construções (casas) e atividades de mineração (figura 1). No interior das cavidades foram detectadas alterações oriundas de visitação (trilha e pisoteamento, principalmente na gruta do Mandembe). Além disto, a gruta do Mandembe passa por inundações durante fortes chuvas na região que pode atuar lixiviando os recursos orgânicos da caverna.

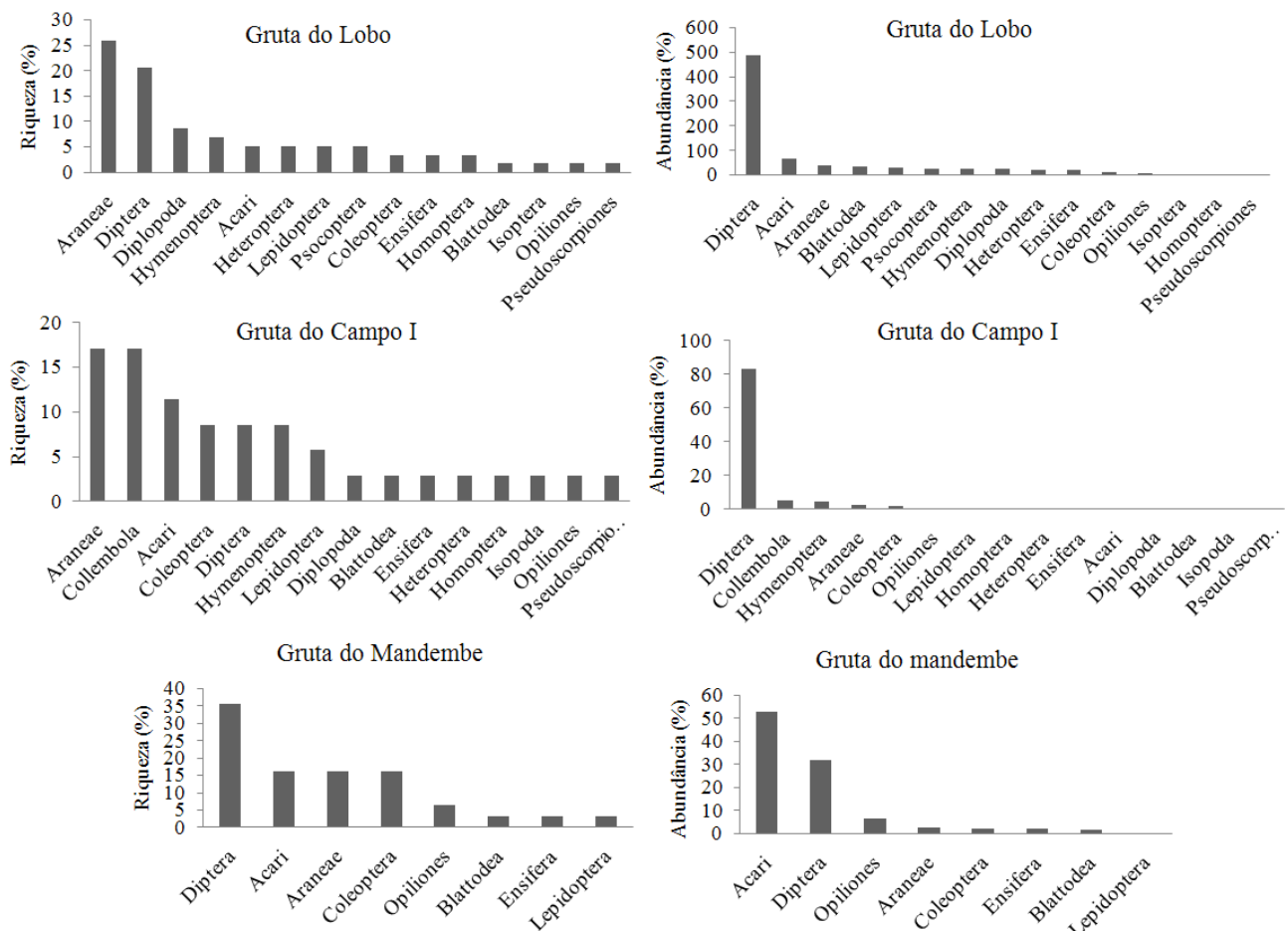


Figura 3. Porcentagens das riquezas e abundâncias dos invertebrados coletados nas grutas do Lobo, Campo I e Mandembe, Vale do Mandembe, Luminárias, MG.

Tabela 1. Composição, riqueza e abundância dos e invertebrados em três cavernas quartzíticas coletados nas grutas do Lobo, Campo I e Mandembe, Vale do Mandembe, Luminárias, MG. Riqueza (S), abundância (A).

Ordens	Famílias	Gênero ou espécies	Lobo		Campo		Mandembe		
			S	A	S	A	S	A	
Acari	Anoetidae						1	1	
	Anystidae		1	2	1	1			
	Ascidae						1	5	
	Areynetidae						1	1	
	Ixodidae				1	1			
	Laelapidae		1	50	1	1			
	Macrochelidae						1	305	
	Macronyssidae		1	17					
	Raghididae				1	1			
Araneae	Veigaiidae						1	1	
	NI		4	5					
	Araneidae		1	1					
	Ctenidae	<i>Enoploctenus</i> sp e <i>Isoctenus</i> sp	2	22	2	7			
	Pholcidae	<i>Mesabolivar</i> sp	1	2	1	43	2	12	
	Theridiosomatidae	<i>Plato</i> sp			1	2			
	Salticidae		1	2					
	Shymphytognatidae		1	1					
	Theridiidae	<i>Theridion</i> sp	5	5	2	2	2	2	
Coleoptera	Trechaleidae	<i>Trechalea</i> sp					1	1	
	Carabidae						1	4	
	Cholevidae		1	2					
	NI						3	8	
	Pselaphidae				1	2			
	Staphylinidae		1	9	1	41	1	2	
	Tenebrionidae				1	5			
Collembola	NI				6	131			
Diplopoda	Pseudonannoleniidae	<i>Pseudonannolene</i> sp	5	24	1	2			
Diptera	NI		2	400	2	2000	1	33	
	Calliphoridae				1	1			
	Ceratopognidae						1	100	
	Chironomidae						1	40	
	Culicidae	<i>Culex</i> sp	1	25					
	Dixidae						1	2	
	Drosophilidae	<i>Drosophila</i> sp	1	35			1	4	
	Keroplastidae						1	1	
	Muscidae						1	1	
	Mycethophilidae						2	7	
	NI		3	4					
	Phoridae	<i>Conicera</i> sp	3	3					
	Psychodidae						1	1	
	Simuliidae						1	1	
	Tipulidae		2	20					
	Blattodea	NI		1	35	1	2	1	9
	Ensifera	Phalangopsidae	<i>Endecous</i> sp	2	20	1	5	1	13
Heteroptera	Ploiaridae		1	9					
	Reduviidae	<i>Zelurus</i> sp	1	13	1	6			
Heteroptera	NI		1	1					
Homoptera	Cicadellidae		1	1					
	Cixiidae		1	1	1	9			
Hymenoptera	Formicidae	<i>Atta</i> sp	3	13	3	100			
	Brachonidae		1	13					
Isopoda	Porcellionidae	<i>Trichorhina</i> sp			1	2			
Isoptera	Termitiidae		1	3					
Lepidoptera	Noctuidae	<i>Latebraria</i> sp.	2	30			1	1	
	NI				1	1			
	Tineidae		1	1	1	12			
Opiliones	Cosmetidae/Gonyleptidae	<i>Acutisoma longipes</i> / <i>Mitogoniella taquara</i>	1	7	1	17	2	40	
Pseudoscorpiones	Chernetidae		1	1	1	1			
Psocoptera	NI		3	27					
			58	804	35	2395	31	595	

Tabela 2. Dominância, diversidade, abundância e riqueza dos invertebrados coletados em três cavernas quartzíticas no Vale do Mandembe, Luminárias, MG.

	Lobo	Campo I	Mandembe
Dominância	0,32	0,418	0,487
Diversidade	1,187	0,614	0,853
Abundância	938	2421	626
Riqueza total	60	37	33
Extensão (m)	122	60,6	244,6

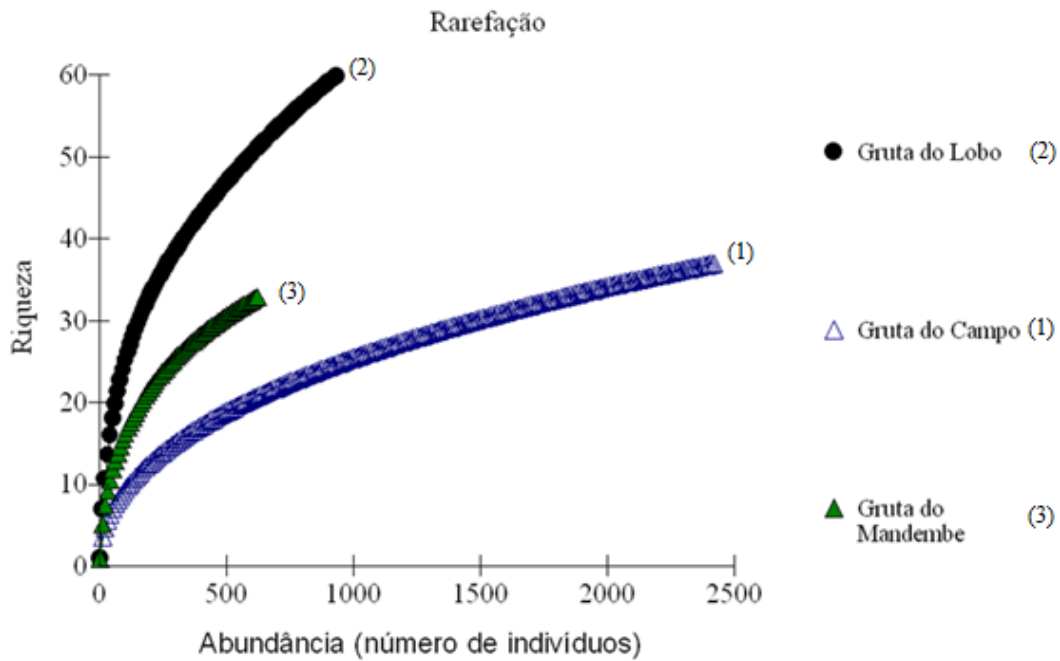


Figura 4. Curva de rarefação dos invertebrados coletados em três cavernas quartzíticas no Vale do Mandembe, Luminárias, MG.

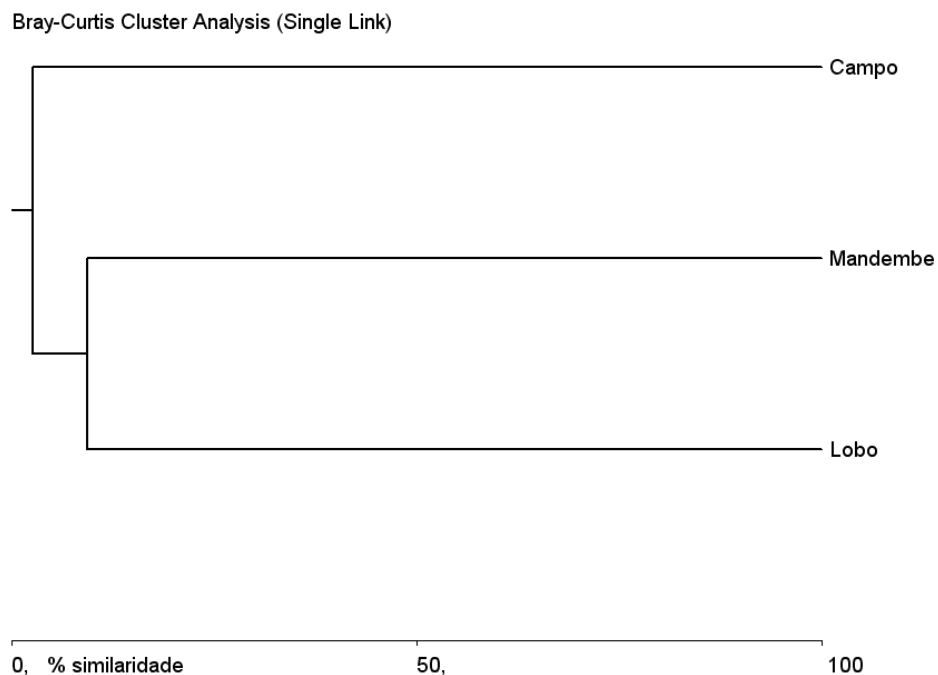


Figura 5. Similaridade da fauna de invertebrados coletados em três cavernas quartzíticas no Vale do Mandembe, Luminárias.

4. DISCUSSÃO

No Brasil estudos relacionados à biologia de cavernas quartzíticas ainda são escassos e foram realizados em apenas algumas cavernas presentes nos estados de Bahia e Minas Gerais (Gnaspini-Neto & Trajano 1994; Pinto da Rocha 1995, Ferreira 2004, Bueno-Silva 2008, Souza-Silva 2008). Ao longo do mundo somente, Sharratt et al (2000) avaliou ecologicamente cavernas quartzíticas.

Infelizmente, a comparação da composição, riqueza e diversidade da fauna das cavernas deste estudo com dados levantados por Gnaspini-Neto & Trajano (1994) e Pinto da Rocha (1995) é infactível. A metodologia empregada por estes autores aparentemente não resultou em uma amostragem eficaz da fauna (em decorrência do número reduzido de espécies evidenciadas). Além disso, tais autores não apresentaram quaisquer informações referentes à diversidade e dominância encontradas nestas cavernas.

Destaca-se que os trabalhos supracitados foram desenvolvidos há quase duas décadas, em um cenário onde o principal objetivo era o de se realizar levantamentos primários. No entanto, na atualidade, é fundamental que se passe a incluir análises ecológicas mais consistentes quando se objetiva realizar qualquer caracterização mínima de uma comunidade subterrânea.

Ferreira (2004) e Souza-Silva (2008) relatam valores de riqueza bastante variáveis para cavernas quartzíticas no Sul de Minas Gerais. Entretanto, parece existir uma relação de aumento da riqueza de espécie com o aumento da extensão das cavernas quartzíticas (Souza-Silva 2008).

Ferreira (2004) estudando quatro cavernas quartzíticas no estado de Minas Gerais (grutas Carimbado e Sobradinho em São Thomé das Letras, gruta da Toca em Carrancas e gruta do Muro Perdido em Guapé), encontrou riqueza média de 26,75 spp. ($\pm 1,25$) e diversidade média de 2,06 ($\pm 0,13$).

Souza-Silva (2008) estudou 14 cavernas quartzíticas no estado de Minas Gerais e encontrou riqueza média de 45 spp. (± 25) e diversidade média de 2,5 ($\pm 0,3$).

Sharratt et al (2000) estudou 31 cavernas quartzíticas na península de Cape na África do Sul e encontrou 85 spp.

Neste estudo, a riqueza média foi de 41, 3 spp., e somente a gruta do Lobo obteve valor de riqueza superior a 45 espécies. No entanto, a diversidade média foi de 0,88 spp.

Cavernas distintas podem apresentar valores de riqueza e diversidade consideravelmente diferentes mesmo se utilizando esforços amostrais semelhantes. Segundo Ferreira (2005) e Souza-Silva (2008), estas diferenças podem dever-se a diversos fatores, como a extensão linear das cavernas, suas condições tróficas e o grau de alterações antrópicas sofridas.

Além disso, variações no número de espécies são comuns mesmo em cavernas de litologias distintas. Cavernas ferruginosas em Minas Gerais, por exemplo, apresentam riquezas variando desde 24 até 69 espécies (Ferreira 2005). Zampaulo (2010) coletando em 282 cavernas carbonáticas na província Arcos-Pains-Doresópolis, em Minas Gerais, encontrou uma riqueza média de 35 spp. ($\pm 19,1$) e diversidade média de 2,46 ($\pm 0,51$).

A maior riqueza de invertebrados encontrada na gruta do Lobo pode se dever à maior extensão da mesma, quando comparada às demais cavernas. Apesar da gruta do Mandembe possuir uma maior extensão comparada à gruta do Lobo, ela possui grande parte do seu piso submerso, fato que reduz a disponibilidade de habitats para invertebrados terrestres.

A relação de aumento da riqueza com o aumento da projeção linear das cavernas está provavelmente relacionada a um aumento na disponibilidade de espaço (microhabitats) para a fauna. Cavernas maiores tendem a ser geomorfologicamente mais heterogêneas, o que provavelmente resulta em um aumento da quantidade de microhabitats (Ferreira 2004).

Bueno-Silva (2008), estudando comunidades de invertebrados aquáticos no riacho da gruta Mandembe, encontrou 112 espécies. Somando-as às 33 espécies de invertebrados terrestres encontradas neste estudo, observa-se um número muito superior (145 spp.) à média encontrada por Souza-Silva (2008) para cavernas quartzíticas. Destaca-se que Bueno-Silva (2008) realizou amostragens mensais nesta caverna durante seis meses, o que resultou na elevada riqueza observada.

Tal fato revela a importância dos riachos que nascem na superfície e adentram no subterrâneo, na manutenção da biodiversidade em algumas das cavernas estudadas. Souza-Silva (2003), estudando a dinâmica trófica de cavernas calcárias, também encontrou uma maior riqueza da fauna de invertebrados aquáticos em relação à terrestre.

Principalmente ao nível de ordens e famílias, existem grandes semelhanças na composição da fauna de invertebrados observados neste trabalho com a fauna apresentada pelos estudos realizados em

cavernas quartzíticas no país (Gnaspini-Neto & Trajano 1994; Ferreira 2004, Souza-Silva 2008). Os Principais gêneros observados neste estudo são bastante ubíquos em cavernas brasileiras (como *Enoploctenus* sp, *Isoctenus* sp, *Mesabolivar* sp., *Pseudonannolene* sp, *Drosophila* sp., *Conicera* sp., *Endecous* sp, *Zelurus* sp, *Mitogoniella* sp e *Acustisoma* sp) e até mesmo em cavernas de outras litologias (Souza-Silva 2008). Estas ocorrências podem dever-se ao fato de organismos pertencentes a estes grupos serem amplamente distribuídos e apresentarem hábitos alimentares detritívoros ou predadores generalistas, possibilitando colonizar cavernas, as utilizando como abrigo e/ou encontrado alimento e fundando populações residentes (Souza-Silva 2008).

O efeito da dominância de algumas espécies nas cavernas amostradas pode se dever à influência direta das condições tróficas de cada sistema. Em cavernas com uma grande disponibilidade de guano, comunidades associadas a estes recursos podem ter algumas espécies muito abundantes e conseqüentemente promover uma redução nos valores de diversidade e similaridade quantitativa e aumento nos valores de dominância (como exemplo: Acari, larvas de Diptera, Collembola, Ensifera e Coleoptera).

Uma vez que se optou por trabalhar com coletas únicas em cada caverna, os modelos obtidos pelas curvas cumulativas de espécies e rarefação já eram esperados.

A tendência a não estabilização das curvas de rarefação para as cavernas pode dever se provavelmente ao fato que a heterogeneidade de microhabitats nas mesmas dificulta a coleta de algumas espécies. Provavelmente a presença de fissuras, blocos abatidos e corpos de água, permitem que algumas espécies não sejam acessadas pelo método de coleta visual (figura 4). É esperado que ambientes heterogêneos apresentem uma alta diversidade de espécies, abrigadas em micro e meso habitats (Palmer et al. 2002). Caso tivessem sido realizadas mais coletas em cada caverna, o número de espécies poderia ter sido maior, e os modelos gerados poderiam ter alcançado uma assíntota. No entanto, mesmo em estudos que consideraram um grande universo amostral, a assíntota não foi atingida. Zampaulo (2010), coletando em 296 cavernas, com metodologia similar a deste nosso estudo, na província Arcos-Pains, também não atingiu a assíntota. Por fim, é importante destacar que coletas sequenciais ou exaustivas em ambientes cavernícolas podem causar impactos irreversíveis à fauna (Ferreira 2004).

O alto valor de β -diversidade encontrado demonstra as grandes diferenças observadas na composição das comunidades das três cavernas e revela que cavernas próximas não necessariamente possuem comunidades semelhantes. Variações na estrutura física e trófica podem determinar enormes diferenças na composição das comunidades de invertebrados de cavernas (Ferreira 2003). Souza-Silva et al (2011) coletando em cavernas quartzíticas geograficamente distantes encontrou um valor de beta diversidade (54.74) menor do que encontrado para as 3 cavernas do vale do mandembe.

O dendrograma de similaridade mostra que a gruta do campo I apresenta-se como a mais distinta faunisticamente e a gruta do Lobo e Mandembe mostraram-se próximas em composição faunística, embora fisicamente distantes. Tal fato indica a importância das matas que acompanham o vale, unindo as cavernas do Lobo e Mandembe (figura 3), como possíveis “corredores” de migração de invertebrados, possibilitando um fluxo mais intenso destes organismos entre cavernas distantes (mas conectadas por estas florestas) do que entre cavernas próximas e “desconectadas” por espaços sem vegetação. Ferreira (2003) discute que a maior similaridade da fauna das cavernas Janelão e Brejal, cortadas pelo rio Peruaçu, pode dever-se à presença de matas ciliares perenifólias no rio Peruaçu que funcionam como prováveis “corredores” de migração de invertebrados. Tal conectividade pode possibilitar um fluxo mais intenso de organismos entre as cavernas distantes (mas conectadas por estas florestas) do que entre cavernas próximas e “desconectadas” por espaços sem vegetação.

As poucas alterações ambientais observadas no interior das cavernas podem decorrer da pequena extensão das mesmas, associadas à suas reduzidas belezas cênicas (excetuando-se a gruta do Mandembe). Tais características tornam estas cavernas pouco atrativas, o que pode estar contribuindo para a sua preservação. Entretanto, a tradição pecuária e de mineração da região colocam em risco as drenagens subterrâneas e a vegetação de entorno das cavernas.

Segundo Carvvalho e colaboradores (2007), no município de Luminárias, somente a gruta do Mandembe e a gruta Grande apresentam potencial espeleoturístico em função da estética, presença de corpo de água, facilidade dos caminhamentos em seu interior e formações raras.

Em geral, cavernas ou regiões com elevada beleza cênica, recebem um grande número de visitantes, encontrando-se em risco pelo uso desordenado e sem planejamento (Souza-Silva 2008). Entretanto, mesmo cavernas sem

expressividade cênica podem se encontrar ameaçadas por atividades agropecuárias e/ou extrativistas (Souza-Silva 2008).

Não foram encontradas espécies troglomórficas em nenhuma das três cavernas estudadas. Este fato pode dever-se à pequena extensão das cavernas aliada à provável baixa disponibilidade de espaços subterrâneos sub-superficiais (MSS). Mesmo em cavernas de pequenas extensões, pode-se encontrar espécies troglóbias se a existência de meso e micro cespacos subterrâneos permitiram o isolamento de populações hipógeas (Ferreira 2005, Souza Silva et al 2011).

Atualmente para o Brasil são relatadas aproximadamente 13 espécies troglomórficas em cavernas quartzíticas, distribuídas na Chapada Diamantina na Bahia (04 spp.) e Parque Estadual de Ibitipoca (09 spp.) em Minas Gerais, Brasil (Souza-Silva 2008, Trajano & Bichuette 2010).

Sharratt et al (2000) estudando cavernas quartzíticas na península de Cape na África do Sul e encontrou 13 espécies troglomórficas distribuídas em 31 cavernas de tamanho diferenciados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ashmole, N.P. 1994. Colonization of the underground environment in volcanic islands. *Memoires de Bioespéologie*, 20, 1-11.
- Auler A. S. 2006. Relevância de cavidades naturais subterrâneas: contextualização, impactos e aspectos jurídicos. *Relatório técnico, Ministério de Minas Energia (MME) Brasília, 166pp.* www.mme.gov.br.
- Bueno-Silva A. P. 2008. *Enriquecimento trófico em ambientes subterrâneos e suas aplicações para a conservação da biodiversidade de invertebrados aquáticos*. Dissertação de mestrado. Universidade Federal de Lavras/Pós-Graduação em Ecologia aplicada 122 pp.
- Carvalho, V.C., Correa da Silva, M.A. & D. V. Oliveira 2007. Potencialidades espeleoturísticas da área carstica do município de Luminárias (MG, Brasil), *Revista de Turismo Y Patrimônio Cultural*, 3(5):383-390
- Chaimowicz.F. 1984. Levantamento bioespeleológico em algumas grutas de Minas Gerais. *Espeleo-tema*, 14:97-107.
- Culver, D. C., M. C. Christman, I. Sereg, P. Trontelj & B sket. 2004 . The Location of Terrestrial Species-Rich Caves in a Cave-Rich Area. *Subterranean Biology* 2: 27-32.
- Dessen. E.M B.Eston V. R. Silva M. S. M.Temperini-Beck T.& Trajano, E.1980. Levantamento preliminar da fauna de cavernas de algumas regiões do Brasil. *Ciência e Cultura*. 32(6):714-725.
- Ferreira R. L & Martins R. P. 1998. Diversity and distribution of spider associated with bat guano piles in Morrinho cave (Bahia state, Brazil). *Diversity and distribution* (1998)4,235-241.

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Apesar de não ter sido encontrada nenhuma espécie troglomórfica, as cavernas deste estudo possuem uma expressiva singularidade, pelo fato de apresentarem uma elevada riqueza, diversidade e baixos valores de similaridade da fauna de invertebrados. Além disto, ocorrem condições ecológicas heterogêneas, principalmente em termos de estrutura trófica e disponibilidade de microhabitats (presença distinta de guano de andorinhão e de morcegos hematófago, cursos de água, matéria orgânica vegetal, raízes e blocos caídos nas diferentes cavernas) que podem ser facilmente afetadas com alterações no entorno e/ou visitaçao desordenada e sem o devido plano de manejo.

AGRADECIMENTOS

Daniele C. Pompeu, Cristhiane C. S. Liria, Leopoldo, F. O. Bernardi, Thais Giovanini, Marcela Alves, a prefeitura de Luminárias, SBE e CECAV. A Coordenadoria de Pesquisa do Centro Universitário de Lavras (UNILAVRAS). Ao laboratório de Zoologia e a Coordenação dos cursos de Ciências Biológicas Bacharelado e Licenciatura (UNILAVRAS) pelo suporte logístico.

- Ferreira R. L. & Pompeu, P.S. 1997. Riqueza e diversidade da fauna associada a depósitos de guano na gruta Taboa, Sete Lagoas, Minas Gerais, Brasil. *O Carste*, 9(2): 30-33.
- Ferreira R. L. 2003. *Plano de manejo do Parque Nacional Cavernas do Peruaçu, bioespeleologia e paleontologia; subsídios para o estabelecimento do manejo bioespeleológico e paleontológico em algumas cavernas do Parque Nacional Cavernas do Peruaçu*, IBAMA, Fiat Automóveis, S/A, CSD Geoclock Geologia e Engenharia Ambiental Ltda. Relatórios de pesquisa das campanhas de avaliação ecológica rápida (AER), 7 volumes.
- Ferreira R. L. 2004. *A medida da complexidade ecológica e suas aplicações na conservação e manejo de ecossistemas subterrâneos*. Tese apresentada ao programa de pós-graduação em Ecologia Conservação e Manejo da Vida Silvestre do Instituto de Ciências Biológicas da Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Minas Gerais, Brasil, 158pp.
- Ferreira R. L. 2005. A vida subterrânea nos campos ferruginosos. *O Carste*. 3(17):106-115.
- Ferreira R. L. 2006. Caracterização de ecossistemas subterrâneos do Complexo Mina do Pico (Itabirito, MG), *Minerações Brasileiras Reunidas, MBR*. Relatório Técnico 123 pp.
- Ferreira R. L., Prous, X., Bernardi, L. F. O. & Souza-Silva, M. 2010. Fauna subterrânea do estado do rio grande do norte: caracterização e impactos, *Revista Brasileira de Espeleologia*, 1(1):26-51
- Ferreira R. L., Souza-Silva, M. & Bernardi, L. F. O. 2009. Diagnostico do conhecimento da biodiversidade de invertebrados terrestres em Minas Gerais: contexto Bioespeleológico. *Biota Minas: Diagnostico do conhecimento sobre a biodiversidade no Estado de Minas Gerais - Subsídio ao programa biota minas*. Glaucia Moreira Drumond, Cássio Soares Martins e Fábio Vieira Editores, Fundação biodiversitas.
- Ferreira, R. L. & M. Souza-Silva. 2001. Biodiversity under rocks: the role of microhabitats in structuring invertebrate communities in Brazilian outcrops. *Biodiversity and Conservation* 10: 1171-1183.
- Gaston, K.J. 2000. Global patterns in biodiversity. *Nature* (45): 220-227.
- Gnaspini-Neto, P.; Trajano. 1994. E. Brazilian cave invertebrates, with a checklist of troglomorphic taxa, *Revista Brasileira de Entomologia*, (38): 549-584. 1994.
- Godoy, N. M.. Nota sobre a fauna cavernícola de Bonito, M.S. *Espeleo-tema*, 15: 79-91. 1986.
- Hammer, O., Harper, D.A.T., and Ryan P. D. 2001. PAST: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis. *Palaeontologia Electronica* 4(1): 9pp.
- Hoch, H. & Asche, M. 1993 Evolution and speciation of cavedwelling Fulgoroidea in the canary Islands (Homoptera: Cixiidae and Meenoplidae). *Zoological Journal of the Linnean Society*, 109:53-101.
- Juberthie, C, Delay, B. & Bouillon, M. 1980. Sur l'existence d'un milieu souterrain superficiel en zone non calcaire. *Compte-rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, 290: 49-52.
- Koleff, P., Gaston, K. J. & J. J. Lennon. 2003. Measuring beta diversity for presence-absence data *Journal of Animal Ecology* 72:367-382
- Machado, S.F.; Ferreira, R.L. 2005. In: Invertebrados. *Biodiversidade em Minas Gerais: um Atlas para a sua conservação*. Belo Horizonte: Fundação Biodiversitas, 94 p. 2005.
- Magurran, A. E. 1955. *Ecological Diversity and Its Measurement*. Cromm Helm, London, 179 pp.
- Magurran, A. E. 2004. *Measuring biological diversity*. Blackwell Science, Ltd, 256 pp.
- Medina, A L. & Oromi, P. 1990. First data on the superficial underground compartment in La Gomera (Canary Islands) *Memoires de Bioespéologie*. 17: 87-91.

- Oliveira- Filho & Fluminhan-Filho, M. 1999. Ecologia da Vegetação do Parque Florestal Quedas do Rio Bonito, *Cerne*.2(5):51-64.
- Oliver I & A. J. Beattie 1996. Invertebrate morphospecies as surrogates for species: a case study. *Conservation Biology*. 1(10): 99-109.
- Palmer, M.W., Earls, P., Hoaglan, D, B.W., White, P.S. and Wohlgemuth, T., 2002, Quantitative tools for perfecting species lists. *Environmetrics*, 13, pp. 121–137.
- Pinto-da-Rocha R. 1995. Sinopse da fauna cavernícola do Brasil. *Papéis Avulsos de Zoologia* 39 (6):61-173.
- Prous, X, Ferreira, R. L. & R. P. Martins. 2004. Ecótono delimitation: epigeal-hypogean transition in cave ecosystems *Austral Ecology* 29, 374–382
- SBE 2011. Sociedade Brasileira de Espeleologia: Cadastro Nacional de Cavernas do Brasil - CNC. www.cavernas.org.br.
- Simon K.S., Pipan, T. & D.C. Culver. 2007. A conceptual model of the flow and distribution of organic carbon in caves. *Journal of Cave and Karst Studies*, 2(69):279–284.
- Souza, L. D. 2011. Luminárias MG, www.dicadeturismo.com.br/luminarias-mg.html, acessado em 05 de julho de 2011.
- Souza-Silva, M, Martins R. P. & R. L. Ferreira 2011. Cave lithology determining the structure of the invertebrate communities in the Brazilian Atlantic Rain Forest. *Biodiversity and Conservation* 8(20):1713-1729.
- Souza-Silva, M. & R. L. Ferreira 2009. Caracterização ecológica de algumas cavernas do Parque Nacional de Ubajara (Ceará) com considerações sobre o turismo nestas cavidades. *Revista de Biologia e Ciências da Terra*, 1(9):59-71.
- Souza-Silva, M. 2003. *Dinâmica de disponibilidade de recursos alimentares em uma caverna calcária*. Dissertação de mestrado. Universidade Federal de Minas Gerais/Pós-Graduação em Ecologia Conservação e Manejo da Vida Silvestre. 76pp.
- Souza-Silva, M. 2008. *Ecologia e conservação das comunidades de invertebrados cavernícolas na Mata Atlântica Brasileira*. Tese apresentada ao Programa de Pós-graduação em Ecologia, Conservação e Manejo de Vida Silvestre do Instituto de Ciências Biológicas da Universidade Federal de Minas Gerais, 211 pp.
- Trajano, E. & M. E. Bichuette 2010. Diversity of Brazilian subterranean invertebrates, with a list of troglomorphic taxa, *Subterranean Biology* 7: 1-16.
- Trajano, E. & Moreira, J.R.A. 1991. Estudo da fauna de cavernas da Província Espeleológica Arenítica Altamira-Itaituba, Pará. *Revista Brasileira de Biologia*, 51 (1):13-29.
- Trajano, E. & P. Gnaspini-Neto. 1986. Observações sobre a mesofauna cavernícola do Alto Vale do Ribeira, SP. *Espeleo-Tema*, 29-34.
- Trajano, E. ; Bichuette, M. E. & L. A. Souza. 2002. Expedição URCA-USP às cavernas da Chapada do Araripe, Ceará. *O Carste*, 3(16):74 – 81.
- Trajano, E. 1987. Fauna cavernícola brasileira: composição e caracterização preliminar. *Revista Brasileira de Zoologia*, 3(8):533-561.1987.
- Trajano, E. 2000. Cave faunas in the Atlantic tropical rain forest: composition, ecology and conservation. *Biotropica* 32:882-893. 2000.

Zampaulo, R. A. 2010. *Diversidade de invertebrados na província espeleológica de Arcos, Pains, Doresópolis (MG): Subsídios para a determinação de áreas prioritárias para a conservação*. Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Ecologia Aplicada da Universidade Federal de Lavras, MG 190 pp.

Zeppelini-filho, D., Ribeiro A. C., Ribeiro, G. C., Fracasso, M. P. A., Pavani, M. M., Oliveira O. M. P., Oliveira, S. A. & A. C. Marques. 2003. Faunistic survey of sandstone caves from Altinópolis region, São Paulo State, Brazil. *Papéis avulsos de zoologia*, 43(5):93-99.

Fluxo editorial:

Recebido em: 18.02.2011

Corrigido em: 21.06.2011

Aprovado em: 01.07.2011



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

www.cavernas.org.br/espeleo-tema.asp
