CPRM
Serviço Geológico do Brasil

SIGEP
Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos

Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil

VOLUME III



Sítios
Geológicos e Paleontológicos do Brasil

VOLUME III

SIGEP
Comissão Brasileira de Sítios
Geológicos e Paleobiológicos

ABC - ABEQUA - CPRM -
DNPM - IBGE - IBAMA -
ICMBio - IPHAN - PETROBRAS -
SBE - SBG - SBP - UGB

CPRM
Serviço Geológico do Brasil

Secretaria de
Geologia, Mineração e Transformação Mineral

Ministério de
Minas e Energia

GOVERNO FEDERAL
BRASIL
PAÍS RICO É PAÍS SEM POBREZA

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

Ministro de Estado
Edison Lobão

Secretário Executivo
Márcio Pereira Zimmermann

Secretário de Geologia, Mineração e Transformação Mineral
Carlos Nogueira da Costa Júnior

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS / SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL (CPRM/SGB)

DIRETORIA EXECUTIVA

Diretor-Presidente
Manoel Barretto da Rocha Neto

Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial
Thales de Queiroz Sampaio

Diretor de Geologia e Recursos Minerais
Roberto Ventura Santos

Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento
Antônio Carlos Bacelar Nunes

Diretor de Administração e Finanças
Eduardo Santa Helena da Silva

COMISSÃO BRASILEIRA DE SÍTIOS GEOLÓGICOS E PALEOBIOLÓGICOS – SIGEP

Entidades integrantes e representantes oficiais, titulares e suplentes

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM
Carlos Schobbenhaus - Presidente da Comissão (carlos.schobbenhaus@cprm.gov.br)
Mylène Luiza Cunha Berbert-Born (mylene.berbertborn@cprm.gov.br)
Cassio Roberto da Silva (cassio.silva@cprm.gov.br)

ACADEMIA BRASILEIRA DE CIÊNCIAS – ABC
Diogenes de Almeida Campos (dac@abc.org.br)

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO – ABEQUA
Célia Regina de Gouveia Souza (celia@igeologico.sp.gov.br; celiagouveia@gmail.com)
João Wagner Alencar Castro (jwacastro@gmail.com)

DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL – DNPM
Emanuel Teixeira de Queiroz (emanuel.queiroz@dnpm.gov.br)
Irma Tie Yamamoto (irma.yamamoto@dnpm.gov.br)
Gilberto Ruy Derze (gilberto.derze@dnpm.gov.br)

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE
Sidney Ribeiro Gonzalez (sidney.gonzalez@ibge.gov.br)

INSTITUTO BRASILEIRO DO MEIO AMBIENTE E DOS RECURSOS NATURAIS RENOVÁVEIS – IBAMA

INSTITUTO CHICO MENDES DE CONSERVAÇÃO DA BIODIVERSIDADE – ICMBIO
José Carlos Ribeiro Reino (jose.reino@icmbio.gov.br)
Cristiano Fernandes Ferreira (cristiano.ferreira@icmbio.gov.br)
Jocy Brandão Cruz (jocy.cruz@icmbio.gov.br)

INSTITUTO DO PATRIMÔNIO HISTÓRICO E ARTÍSTICO NACIONAL – IPHAN
Carlos Fernando de Moura Delphim (carlos.delphim@iphan.gov.br)
Celma do Carmo Souza Pinto (celma@iphan.gov.br)

PETRÓLEO BRASILEIRO SA – PETROBRAS
Ricardo Latgé Milward de Azevedo (ricardolatge@petrobras.com.br)
Rogério Loureiro Antunes (rogeantu@petrobras.com.br)
Wagner Souza Lima (wagnersl@petrobras.com.br)

SOCIEDADE BRASILEIRA DE ESPELEOLOGIA – SBE
William Sallun Filho (wsallun@gmail.com)
Clayton Ferreira Lino (cflino@uol.com.br)

SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA – SBG
Manfredo Winge (mwinge@terra.com.br)
José Elói Guimarães Campos (eloi@unb.br)

SOCIEDADE BRASILEIRA DE PALEONTOLOGIA – SBP
Antonio Carlos Sequeira Fernandes (acsfernandes@pq.cnpq.br)
Marcello Guimarães Simões (btsimoes@ibb.unesp.br)
Max Cardoso Langer (mclanger@ffclrp.usp.br)

UNIÃO DA GEOMORFOLOGIA BRASILEIRA – UGB
Leonardo José Cordeiro Santos (santos@ufpr.br)
Vanda Carneiro de Claudino Sales (vcs@ufc.br)

Sítios
Geológicos e Paleontológicos do Brasil

VOLUME III

Organizadores

Manfredo Winge
Carlos Schobbenhaus
Celia Regina de Gouveia Souza
Antonio Carlos Sequeira Fernandes
Mylène Berbert-Born
William Sallun Filho
Emanuel Teixeira de Queiroz

Brasília, 2013

Publicação do **SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM**
em co-edição com **COMISSÃO BRASILEIRA DE SÍTIOS GEOLÓGICOS E PALEOBIOLÓGICOS – SIGEP**

Copyright 2013 – CPRM/SIGEP

Depósito legal: Biblioteca Nacional do Rio de Janeiro

EDITORAÇÃO GRÁFICA

CPRM – DIVISÃO DE EDITORAÇÃO GERAL – DEPAT / DIEDIG
Valter A. Barradas

Projeto Gráfico / Coordenação de Editoração
Andréia Amado Continentino

Editoração
Agmar Lopes
Pedro da Silva
José Luiz Coelho

Coordenação de Tratamento de Imagens e Ilustrações
Juliana Colussi de Gouvêa

Tratamento de Imagens e Ilustrações
Leila Maria Rosa de Alcântara
Helena Soares Zanetti Eyben (CPRM-SEDE)
Isabela de Lima Leite (estagiária - edição de imagens e ilustrações)
Hugo Jathahy Barbosa (estagiário - edição de imagens e ilustrações)

1ª Capa

Visão de parte do campo de matacões graníticos alinhados em meio à vegetação típica e dispersos sobre o Lajedo do Pai Mateus. Esses matacões formaram-se sobre superfície do Plutão Bravo, por processo de esfoliação esferoidal sobre blocos limitados por sistemas de fraturas verticalizadas ortogonais e de alívio sub-horizontais, com remoção completa do regolito intersticial em estágio atual de clima mais árido. Ver neste volume o capítulo: "Mar de bolas do Lajedo do Pai Mateus, Cabaceiras, PB - Campo de matacões graníticos gigantes e registros rupestres de civilização pré-colombiana" - SIGEP 068. Foto: Geysson Lages.

4ª Capa

Fronde de *Dicroidium zuberi*, um importante fóssil do Sítio Passo das Tropas, representante da flora do Mesotriássico em terras de latitude paleotropical do supercontinente Gondwana e com desenvolvimento florístico decorrente de estágio *greenhouse*. Ver neste volume o capítulo: "Passo das Tropas, Santa Maria, RS - Marco bioestratigráfico triássico na evolução paleoflorística do Gondwana na Bacia do Paraná" – SIGEP 084.
Largura da foto representa ~ 15 cm. Foto: acervo pessoal de Margot Guerra-Sommer".

Winge, Manfredo.
Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil / Editores Manfredo Winge ...[et al.]... -- Brasília: CPRM, 2013.
332 p. , v. 3 : il. ; 30 cm

ISBN 978-85-7499-198-6

1.Paleontologia – Brasil. 2.Geologia – Brasil. 3.Espeleologia – Brasil. I.Título.

CDD 560.981

CPRM – DIVISÃO DE DOCUMENTAÇÃO TÉCNICA
Av. Pasteur, 404 – Urca
CEP 22.290-240 Rio de Janeiro – RJ

CPRM / SGB- SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL
SGAN Quadra 603, Conj. J, Parte A, 1º Andar
CEP 70.830-100 Brasília – DF



Declaração Internacional dos Direitos à Memória da Terra

Texto elaborado a 13 de junho de 1991 em Digne-Les-Bains, França,
durante o Primeiro Simpósio Internacional sobre a Proteção do Patrimônio Geológico.

Tradução – Carlos Fernando de Moura Delphim

1 Assim como cada vida humana é considerada única, não é chegado o tempo de reconhecer também a condição única da Terra?

2 A Terra, nossa Mãe, é base e suporte de nossas vidas. Somos todos ligados à Terra. A Terra é o elo de união entre todos nós.

3 A Terra, com quatro bilhões e meio de anos, é o berço da Vida, da renovação e das metamorfoses de todos seres vivos. Seu longo processo de evolução, seu lento amadurecimento, deu forma ao ambiente no qual vivemos.

4 Nossa história e a história da Terra estão intimamente entrelaçadas. As origens de uma são as origens de outra. A história da Terra é nossa história, o futuro da Terra será nosso futuro.

5 A face da Terra, a sua feição, são o ambiente do Homem. O ambiente de hoje é diferente do ambiente de ontem e será diferente também no futuro. O Homem não é senão um dos momentos da Terra. Não é uma finalidade, é uma condição efêmera e transitória.

6 Da mesma forma como uma velha árvore registra em seu tronco a memória de seu crescimento e de sua vida, assim também a Terra guarda a memória do seu passado... Uma memória gravada em níveis profundos ou superficiais. Nas rochas, nos fósseis e nas paisagens, a Terra preserva uma memória passível de ser lida e decifrada.

7 Atualmente, o Homem sabe proteger sua memória: seu patrimônio cultural. O ser humano sempre se preocupou com a preservação da memória, do patrimônio cultural. Apenas agora começou a proteger seu patrimônio natural, o ambiente imediato. É chegado o tempo de aprender a proteger o passado da Terra e, por meio dessa proteção, aprender a conhecê-lo. Esta memória antecede a memória humana. É um novo patrimônio: o patrimônio geológico, um livro escrito muito antes de nosso aparecimento sobre o Planeta.

8 O Homem e a Terra compartilham uma mesma herança, um patrimônio comum. Cada ser humano e cada governo não são senão meros usufrutuários e depositários deste patrimônio. Todos os seres humanos devem compreender que a menor depredação do patrimônio geológico é uma mutilação que conduz a sua destruição, a uma perda irremediável. Todas as formas do desenvolvimento devem respeitar e levar em conta o valor e a singularidade deste patrimônio.

9 Os participantes do 1° Simpósio Internacional sobre a Proteção do Patrimônio Geológico, composto por mais de uma centena de especialistas de trinta diferentes nações, solicitam com urgência, a todas as autoridades nacionais e internacionais que considerem e protejam o patrimônio geológico, por meio de todas as necessárias medidas legais, financeiras e organizacionais.

Apresentação

O Serviço Geológico do Brasil – CPRM e a Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos – SIGEP têm a grata satisfação de entregar para a comunidade técnico-científica nacional e internacional o terceiro volume da obra Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil.

A Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP), criada em 1997, ocupou-se pela primeira vez no Brasil da identificação, avaliação, descrição e publicação de sítios do Patrimônio Geológico, em sintonia com o Patrimônio Mundial da UNESCO. Esta é a iniciativa mais importante e abrangente no movimento pela conservação do patrimônio geológico nacional, seguida de algumas iniciativas em nível estadual. A esse esforço soma-se agora a nova iniciativa representada pelos Geoparques.

Essas iniciativas descrevem e avaliam sítios geológicos e paleontológicos de valor excepcional – os chamados geossítios, feições notáveis identificadas no contexto da extensa diversidade geológica do país. Os geossítios representam a memória geológica nacional - patrimônio geológico do Brasil. Os geossítios são assim locais-chaves para o entendimento da história da dinâmica da Terra e da história da vida, desde a sua formação, razão pela qual precisam ser preservados.

O Serviço Geológico do Brasil tem como uma de suas missões precípuas a geração e a difusão de informações geológicas. É responsável pelo levantamento sistemático e a divulgação de todo acervo que representa o patrimônio geológico brasileiro. Por ser o grande gerador e detentor do conhecimento geológico nacional, cabe ao Serviço Geológico do Brasil com o apoio da área acadêmica, realizar de forma sistemática o inventário dos geossítios, cujo grau de importância pode ser tanto internacional, quanto nacional ou regional. O inventário do patrimônio geológico segue sobretudo critérios científicos, mas outros tipos de interesses são considerados, a exemplo de feições arqueológicas associadas e do interesse educativo que é essencial para a formação de alunos e professores de todos os níveis de ensino ao serem colocados frente a frente com a realidade de campo da geologia, representada no geossítio por rochas, minerais e feições geológicas, um verdadeiro arquivo da Natureza que permite interpretar os processos geológicos que o originaram. Por outro lado, o interesse turístico e cultural é importante na promoção da geologia junto ao público leigo e pode contribuir para o desenvolvimento sustentado das populações locais.

Esse volume reúne importantíssimo conjunto de informações sobre relevantes sítios geológicos e paleontológicos, arquivos abertos da natureza, significando em última análise a reconstituição de um pedaço da história geológica do planeta. Outros sítios de destaque serão descritos e outros ainda serão identificados, no processo de geração de novas informações geológicas.

A realização desta obra foi promovida pelas entidades que compõem a Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos – SIGEP e da qual a CPRM é um de seus membros.

Aos autores, organizadores/revisores editoriais e demais membros da SIGEP que contribuíram para a realização desta obra, transmitimos o nosso reconhecimento.

CARLOS SCHOBBENHAUS
Presidente – SIGEP

MANOEL BARRETTO
Diretor-Presidente – CPRM

Prefácio

No final de 1993, o Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM foi solicitado a dar apoio à iniciativa de conservação internacional do patrimônio geológico mundial do Grupo de Trabalho Sítios Geológicos e Paleobiológicos do Patrimônio Mundial, pelo então presidente Dr. J.W. Cowie, através de propostas do Brasil para a Lista Indicativa Global de Sítios Geológicos (*Global Indicative List of Geological Sites-GILGES*) e/ou para a Base de Dados Global de Sítios Geológicos da União Internacional de Ciências Geológicas (*IUGS Geosites - Global Data Base of Geological Sites of IUGS-International Union of Geological Sciences*). Como resposta criou-se no DNPM Grupo de Trabalho Nacional de Sítios Geológicos e Paleobiológicos.

Em março de 1997, o DNPM promoveu em Brasília reunião de diversas instituições buscando uma participação brasileira mais ampla, dentro dos objetivos propostos pelo Grupo de Trabalho de Sítios Geológicos e Paleobiológicos do Patrimônio Mundial. Assim, foi instituída a Comissão Brasileira dos Sítios Geológicos e Paleobiológicos - SIGEP, hoje com representantes das seguintes instituições: Academia Brasileira de Ciências - ABC, Associação Brasileira para Estudos do Quaternário - ABEQUA, Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE, Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis - IBAMA, Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade - ICMBio, Instituto do Patrimônio Histórico e Artístico Nacional - IPHAN, Petróleo Brasileiro S/A - PETROBRAS, Serviço Geológico do Brasil - CPRM, Sociedade Brasileira de Espeleologia - SBE, Sociedade Brasileira de Geologia - SBG, Sociedade Brasileira de Paleontologia - SBP e União da Geomorfologia Brasileira - UGB.

A principal atribuição da SIGEP – de elencar os geossítios brasileiros – tem sido implementada com o gerenciamento de um banco de dados nacional, em atualização permanente, e a sua disponibilização em site da Internet (atualmente no endereço *http://sigep.cprm.gov.br*) na forma de artigos científicos bilíngues – inglês e português – elaborados por especialistas envolvidos com os sítios aprovados pela comissão. Define-se geossítio como um sítio geológico de interesse singular pela importância científica, didática, turística, pela beleza ou outro aspecto que justifique recomendar a sua proteção (geoconservação).

Esse processo iniciou em 1998, quando foram distribuídas cartas-convite a instituições e pesquisadores incentivando-os à proposição de geossítios. Muitas propostas foram então apresentadas, oriundas da comunidade geocientífica e dos próprios membros da Comissão, resultando 58 artigos científicos disponibilizados na rede mundial e impressos em livro: Volume I da série de SÍTIOS GEOLÓGICOS E PALEONTOLÓGICOS DO BRASIL.

Como evolução natural, a captação de novas propostas de geossítios avançou para uma dinâmica aberta lastreada na Internet, envolvendo o cadastramento da proposta em formulário eletrônico desenhado pela SIGEP, orientado por premissas básicas, seguido da livre análise, críticas e sugestões pela comunidade geocientífica, sendo concluído com a homologação do resultado pela Comissão, com *status* de aprovado ou não aprovado.

De acordo com o processo seletivo, a avaliação dos geossítios leva em consideração a sua tipologia principal, entre as seguintes categorias: Astroblema; Espeleológico; Estratigráfico; Geomorfológico; Hidrogeológico; História da Geologia, da Mineração e da Paleontologia; Ígneo; Marinho-submarino; Metamórfico; Metalogenético; Mineralógico; Paleoambiental; Paleontológico; Sedimentar; Tectono-estrutural; ou, Outros. Os critérios de julgamento são:

- sua singularidade na representação de sua tipologia ou categoria
- importância na caracterização de processos geológicos-chave regionais ou globais, períodos geológicos e registros expressivos na história evolutiva da Terra
- expressão cênica
- bom estado de conservação
- acesso viável
- existência de mecanismos ou possibilidade de criação de mecanismos que lhe assegure conservação e consequente aproveitamento

A existência de elementos arqueológicos ou fatos históricos associados, bem como manifestações tradicionais de celebração religiosa ou cultural ligados ao sítio geológico ou paleobiológico são considerados aspectos que agregam valor ao sítio, ao par, entretanto, do critério geológico e/ou paleontológico principal e essencial. De forma semelhante, a existência ou o potencial para uma Unidade de Conservação com atributos não geológicos envolvendo a área do sítio proposto (Estação Ecológica, por exemplo), também tem sido importante como critério da avaliação, mas por si insuficiente para a caracterização como um sítio geológico a ser preservado.

Buscando facilitar a consulta das informações relativas a cada sítio, os artigos foram padronizados de modo a apresentarem tópicos considerados essenciais:

- Título, subtítulo, autoria e informações associadas
- Resumo e Palavras-chave
- *Abstract* e *key word*s
- Introdução
- Localização
- Descrição do sítio
- Sinopse sobre a origem, evolução geológica e importância do sítio
- Medidas de proteção
- Referências
- *Curriculum vitae* sinóptico de cada autor com foto
- Anexo com a área de proteção proposta pelos autores

Figuras, tabelas e fotos com legendas bilingues documentam a descrição, sendo exigido padrão de qualidade que permita a publicação, de forma sistêmica e de alto nível, na Internet e em livros. Novos volumes impressos da série SÍTIOS GEOLÓGICOS E PALEONTOLÓGICOS DO BRASIL são organizados na medida em que um número suficiente de artigos tenha sido publicado em pre print na Internet.

Descrições sobre os mesmos sítios em linguagem mais popular são reiteradamente fomentadas, visando alcançar ampla divulgação junto à sociedade como um todo, estimulando o senso de valorização e o espírito preservacionista. Estas descrições estão disponíveis na Internet e também estão publicadas no presente volume.

Todavia, a despeito da organização e dinâmica que tem permitido à SIGEP exercer *de fato* as suas competências, a sua oficialização jurídica no âmbito do Poder Público ainda não foi alcançada, restringindo sua capacidade legal de propor ou adotar medidas formais para a preservação dos geossítios.

Com esse cenário, em agosto de 2012 é publicada a Portaria nº 170 de 20 de junho de 2012, da Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral do Ministério de Minas e Energia, criando o Grupo de Trabalho Interministerial de Sítios Geológicos e Paleontológicos (GTI-SIGEP) para elaborar proposta de institucionalização das atividades da SIGEP, bem como a revisão dos procedimentos para a seleção de novos sítios geológicos e paleontológicos de valor singular, e ainda o gerenciamento e divulgação das informações produzidas. Ou seja, quinze anos após a criação da SIGEP surge a perspectiva para o Marco Legal que irá impulsionar oficialmente a identificação, valorização, divulgação, conservação e uso de sítios representativos do patrimônio geológico e paleontológico brasileiro.

Em novembro de 2012 o GTI-SIGEP finalizou a minuta de decreto presidencial para a criação da Comissão do Patrimônio Geológico do Brasil, com as atribuições de identificar os bens que constituem o Patrimônio Geológico do Brasil, definir e encaminhar propostas de acautelamentos aos órgãos competentes. Nesse momento foi interrompido o processo de acolhimento de novas propostas no âmbito da SIGEP original.

Em sua justificação, o GTI-SIGEP traz a seguinte argumentação:

"*... por tratar-se de iniciativa importante e abrangente no movimento pela conservação do Patrimônio Geológico do Brasil, a falta de institucionalização da SIGEP tem criado obstáculos à implantação de políticas e procedimentos para o reconhecimento de geossítios. Pela envergadura alcançada e protagonismo no tocante ao estudo da geodiversidade e do patrimônio geológico e paleontológico do Brasil, assim como a certeza de representar o fórum mais adequado para o tratamento das questões relacionadas, tornou-se imperiosa a sua formalização.* (...)"

Em suma, a SIGEP, comissão multi-institucional atuante entre os anos de 1997 e 2012, coordenou e promoveu de mãos dadas com a comunidade geocientífica o inventário de sítios geológicos e paleontológicos do Brasil mediante produção de artigos científicos complementados por sugestões de medidas de proteção. A ampla divulgação na Internet e a publicação de volumes impressos, na forma de livros ricamente ilustrados, alcançaram órgãos públicos nas esferas municipal, estadual e federal, bem como o setor produtivo e a opinião pública de maneira geral, representando uma contribuição extremamente relevante para a conservação e uso adequado do patrimônio natural brasileiro e da sua geodiversidade.

A produção da SIGEP em seus quinze anos de existência pode ser assim resumida:

- 58 sítios publicados no Volume I
- 40 sítios publicados no Volume II
- 18 sítios publicados neste Volume III
- 4 sítios em linguagem popular e publicados neste Volume III
- 17 propostas de sítios aprovados e com candidatos definidos para descrevê-los
- 32 propostas de sítios aprovados e sem candidatos definidos para descrevê-los
- 26 sugestões preliminares de sítios não formalizadas
- 28 propostas de sítios canceladas (irrelevância, superposição com outras propostas, estado de conservação etc.)

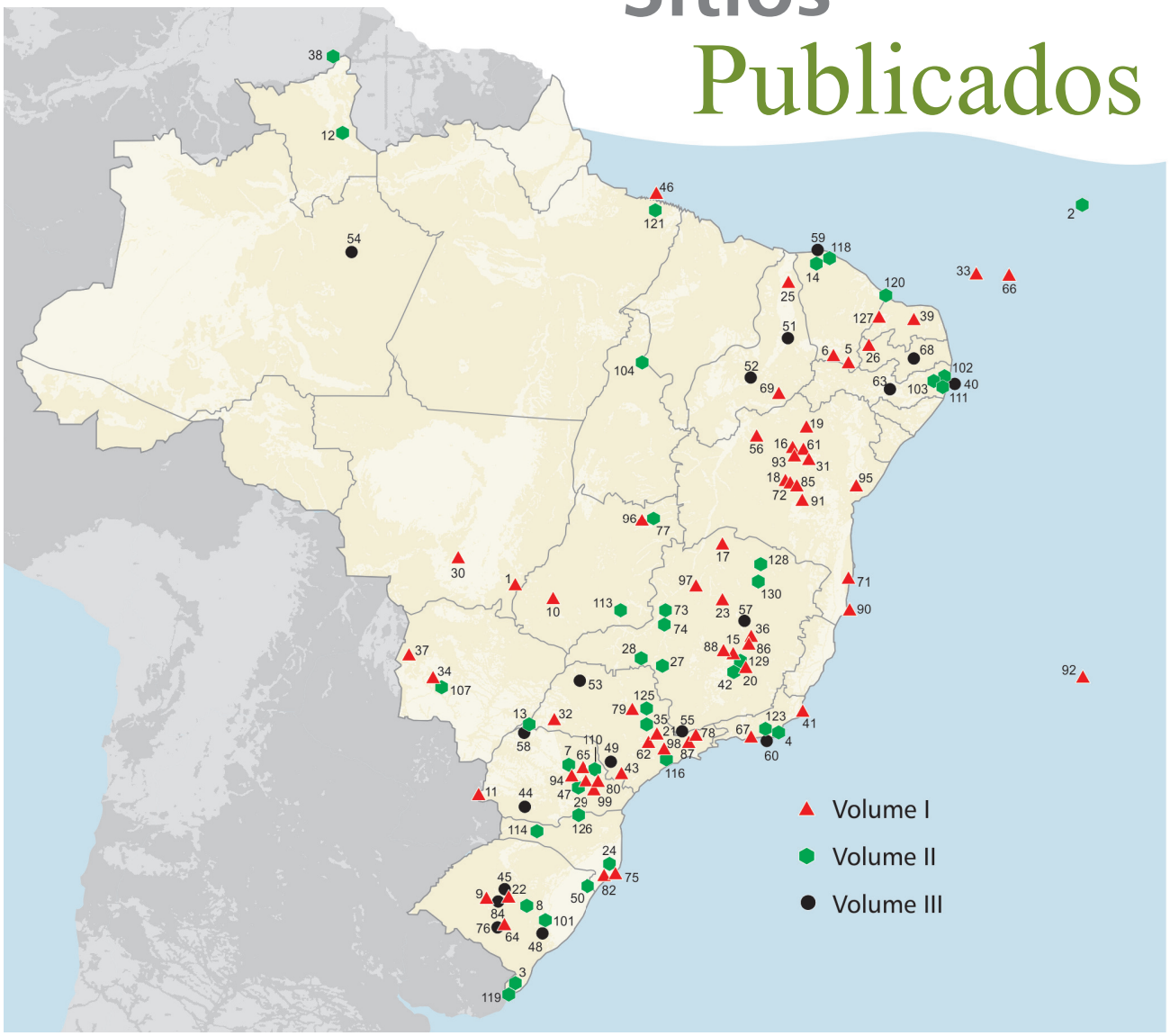
Resumidamente, este Volume III conta com dezoito capítulos em linguagem científica, organizados segundo as categorias que melhor representam os sítios descritos: Astroblema; Geomorfológico; História da Geologia, da Paleontologia e da Mineração; Paleoambiental; Paleontológico e Sedimentológico, quatro capítulos em linguagem popular que foram aprovadas pela SIGEP, depois de amplamente divulgadas junto ao meio científico com direito a comentários e réplicas na Internet.

Em um capítulo final (Parte 8) é apresentada uma relação das propostas de sítios aprovadas pela SIGEP, mas que, por vários motivos, não foram descritos sistematicamente como determinam as normas da comissão.

É de ressaltar que a ação desta comissão, a custos públicos mínimos e sempre em estreita e indispensável parceria com os autores dos capítulos e de proponentes de outros sítios, tem contribuído não só para a divulgação de muitos de nossos monumentos naturais mas também para a conscientização da importância de bem se preservar o nosso Patrimônio Geológico que, com o avanço de ações antrópicas nem sempre conscientes dessa importância, corre riscos cada vez maiores de perdas irrecuperáveis.

OS ORGANIZADORES / REVISORES EDITORIAIS

Sítios Publicados



VOLUME I

SIGEP	NOME	UF
001	Domo de Araguainha	GO/MT
005	Membro Crato da Formação Santana, Chapada do Araripe	CE
006	Membro Romualdo da Formação Santana, Chapada do Araripe	CE
009	Sítios Paleobotânicos do Arenito Mata (Mata e São Pedro do Sul)	RS
010	Mesossauro da Serra do Caiapó (Montividiu)	GO
011	Parque Nacional Foz do Iguaçu	PR
015	Carste de Lagoa Santa	MG
016	Lapa dos Brejões - Vereda Romão Gramacho, Chapada Diamantina	BA
017	Cavernas do Vale do Rio Peruaçu (Januária e Itacarambi)	MG
018	Grutas de Iraquara (Iraquara, Seabra e Palmeiras)	BA
019	Toca da Boa Vista (Campo Formoso)	BA
020	Gruta do Centenário, Pico do Inficionado (Serra do Caraça)	MG
021	Rocha *Moutonnée* de Salto	SP
022	Tetrápodes Triássicos do Rio Grande do Sul	RS

Sítios Publicados

VOLUME I		
SIGEP	**NOME**	**UF**
023	Serra da Água Fria e Vizinhanças	MG
025	Parque Nacional de Sete Cidades	PI
026	Icnofósseis da Bacia do Rio do Peixe	PB
029	Vila Velha	PR
030	Caverna Aroe Jari, Chapada dos Guimarães	MT
031	Serra do Tombador, Chapada Diamantina	BA
032	Sítio Fossilífero de Pirapozinho	SP
033	Atol das Rocas, Litoral do Nordeste do Brasil	
034	Tufas Calcárias da Serra da Bodoquena	MS
036	Conglomerado Diamantífero Sopa, Região de Diamantina	MG
037	Morraria do Puga	MS
039	Pico do Cabugi	RN
041	Lagoa Salgada	RJ
043	Carste e Cavernas do Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira (PETAR)	SP
046	Ilha de Fortaleza	PA
056	Campo de Dunas Inativas do Médio Rio São Francisco	BA
061	Fazenda Arrecife	BA
062	Varvito de Itu	SP
064	Minas do Camaquã	RS
065	Sítio Jaguariaíva	PR
066	Arquipélago de Fernando de Noronha	PE
067	Pão de Açúcar	RJ
069	Toca da Janela da Barra do Antonião (São Raimundo Nonato)	PI
071	A Costa do Descobrimento	BA
072	Morro do Pai Inácio	BA
075	Complexo Lagunar Centro-Sul Catarinense	SC
078	Fazenda Santa Fé (Tremembé)	SP
079	Jazigo Icnofossilífero do Ouro (Araraquara)	SP
080	Escarpamento Estrutural Furnas	SP/PR
082	Afloramento Bainha (Criciúma)	SC
085	Serra do Sincorá, Chapada Diamantina	BA
086	Fonseca	MG
087	Jazigo Rodovia Quiririm-Campos do Jordão, km 11 (Tremembé)	SP
088	Sítio Inhaúma	MG
090	Abrolhos	BA
091	Poço Encantado, Chapada Diamantina (Itaetê)	BA
092	Ilha de Trindade	
093	Fazenda Cristal	BA
094	Canyon do Guartelá	PR
095	Canyon do Rio Sergi	BA
096	Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros	GO
097	Pavimentos Estriados do Grupo Santa Fé-Neopaleozóico da Bacia Sanfranciscana	MG
098	Cavas de Ouro Históricas do Jaraguá	SP
099	Lagoa Dourada	PR

Sítios Publicados

VOLUME II		
SIGEP	**NOME**	**UF**
002	Arquipélago de São Pedro e São Paulo	
003	Dunas do Albardão	RS
004	Coquinas da Paleolaguna da Reserva Tauá-Pântano da Malhada	RJ
007	Serra do Cadeado	PR
008	Afloramento Quitéria, Encruzilhada do Sul	RS
012	Pedra Pintada	RR
013	Icnofósseis da Usina Porto Primavera	SP
014	Tanques Fossilíferos de Itapipoca	CE
024	Coluna White, Serra do Rio do Rastro	SC
027	Cachoeira da Casca D'Anta, São Roque de Minas	MG
028	Sítio Peirópolis e Serra da Galga, Uberaba	MG
035	Pavimento Estriado Guaraú, Salto	SP
038	Monte Roraima	RR
042	Pico de Itabira	MG
047	Cachoeira de Santa Bárbara no Rio São Jorge	PR
050	Itaimbezinho e Fortaleza	RS
073	*Conophyton* de Cabeludo, Grupo Vazante	MG
074	Estromatólitos colunares no Sumidouro do Córrego Carrapato, Lagamar	MG
077	Conglomerado São Miguel no Vale da Lua, sul da Chapada dos Veadeiros	GO
101	Afloramento Morro do Papaléo, Mariana Pimentel	RS
102	Estratos Calcários da Pedreira Poty (Paulista)	PE
103	Ignimbrito do Engenho Saco, Ipojuca	PE
104	Floresta Petrificada do Tocantins Setentrional	TO
107	Gruta do Lago Azul, Bonito	MS
110	Furna do Buraco do Padre, Formação Furnas	PR
111	Granito do Cabo de Santo Agostinho	PE
113	Águas Quentes de Caldas Novas	GO
114	Astroblema Domo de Vargeão	SC
116	Cratera de Colônia	SP
118	Eolianitos de Flecheiras/Mundaú, Costa Noroeste do Estado do Ceará	CE
119	Barrancas Fossilíferas do Arroio Chuí	RS
120	Falésias na Praia de Ponta Grossa, Icapuí	CE
121	Mina B-17, Capanema	PA
123	Bacia São José de Itaboraí	RJ
125	Campo de Estromatólitos Gigantes de Santa Rosa de Viterbo	SP
126	Afloramento de Canoinhas	SC
127	Lajedo de Soledade, Apodi	RN
128	Canyon do Talhado, Região de Porteirinha, Norte de Minas Gerais	MG
129	Serra da Piedade, Quadrilátero Ferrífero	MG
130	Morro da Pedra Rica, Grão Mogol	MG

Sítios Publicados

VOLUME III

SIGEP	NOME	UF
040	Arrecifes, a Calçada do Mar de Recife	PE
044	Astroblema de Vista Alegre	PR
045	Sítio Fossilífero Predebon, Quarta Colônia	RS
048	Paleotoca de Cristal	RS
049	Estromatólitos de Nova Campina e Itapeva	SP
051	Afloramentos Fossilíferos de Oiti, Bacia do Parnaíba	PI
052	Pavimento Estriado de Calembre, Brejo do Piauí	PI
053	Répteis Fósseis de General Salgado	SP
054	Ponta das Lajes e o Encontro das Águas	AM
055	Pedra do Baú, São Bento do Sapucaí	SP
057	Pico do Itambé, Serro	MG
058	Três Morrinhos, Terra Rica	PR
059	Ponta de Jericoacoara	CE
060	Beachrock de Jaconé	RJ
063	Pedra Furada, Venturosa	PE
068	Mar de Bolas do Lajedo do Pai Mateus, Cabaceiras	PB
076	Guaritas do Camaquã	RS
084	Passo das Tropas, Santa Maria	RS

Sumário

PARTE 1: SÍTIOS DE ASTROBLEMAS 21

Astroblema de Vista Alegre, PR - Impacto meteorítico em derrames vulcânicos da Formação Serra Geral, Bacia do Paraná (Sítio 044) 23
Alvaro Penteado Crósta; Rafael de Aguiar Furuie; Alfonso Schrank; César Kazzuo Vieira

PARTE 2: SÍTIOS GEOMORFOLÓGICOS 37

Pedra do Baú, São Bento do Sapucaí, SP - Imponente paisagem e registro de eventos tectônicos e denudacionais pós-ruptura continental (Sítio 055) 39
Silvio Takashi Hiruma; Antonio Luiz Teixeira

Pico do Itambé, Serra do Espinhaço, MG - Imponente relevo residual na superfície de erosão Gondwana (Sítio 057) 57
Mario Luiz de Sá Carneiro Chaves; Kerley Wanderson Andrade; Leila Benitez

Três Morrinhos, Terra Rica, PR - Arenitos silicificados de dunas do Deserto Caiuá testemunham nível de superfície de aplainamento K-T (Sítio 058) 69
Luiz Alberto Fernandes; Edivando Vitor do Couto; Leonardo José Cordeiro Santos

Ponta de Jericoacoara, CE - Belo promontório de rochas neoproterozoicas associadas a praias e dunas quaternárias com registros de variações do nível do mar (Sítio 059) 85
Katia de Julio; Christiano Magini; Luis Parente Maia; João Wagner de Alencar Castro

***Mar de Bolas* do Lajedo do Pai Mateus, Cabaceiras, PB -** Campo de matacões graníticos gigantes e registros rupestres de civilização pré-colombiana (Sítio 068) 99
Geysson de Almeida Lages; Marcelo de Souza Marinho; Marcos Antonio Leite do Nascimento; Vladimir Cruz de Medeiros; Elton Luiz Dantas; Djair Fialho

Pedra Furada de Venturosa, PE - Raro arco granítico com enclaves dioríticos (Sítio 063) 113
Gorki Mariano; Paulo de Barros Correia; Rogério Valença Ferreira; Ana Cláudia de Aguiar Accioly

PARTE 3: SÍTIOS DA HISTÓRIA DA GEOLOGIA, DA PALEONTOLOGIA E DA MINERAÇÃO 125

Estromatólitos de Nova Campina e Itapeva, SP - Primeiros estromatólitos descritos na América do Sul (Sítio 049) 127
William Sallun Filho; Thomas Rich Fairchild; Fernando Flávio Marques de Almeida; Daniel Rodrigues de França

***Beachrock* de Jaconé, RJ -** Uma pedra no caminho de Darwin (Sítio 060) 143
Kátia Leite Mansur; Renato Rodriguez Cabral Ramos; Gisele Giseé Furukawa

PARTE 4: SÍTIOS PALEOAMBIENTAIS 161

Pavimento Estriado de Calembre, Brejo do Piauí - Registro de geleiras continentais há 360 milhões de anos no Nordeste do Brasil (Sítio 052) 163
Mario Vicente Caputo; Luiza Corral Martins de Oliveira Ponciano

PARTE 5: SÍTIOS PALEONTOLÓGICOS 175

Passo das Tropas, Santa Maria, RS - Marco bioestratigráfico triássico na evolução paleoflorística do Gondwana na Bacia do Paraná (Sítio 084) 177
Atila Augusto Stock Da-Rosa; Margot Guerra-Sommer; Miriam Cazzulo-Klepzig

Afloramento Fossilífero de Oiti, Bacia do Parnaíba, PI - Registro de um mar devoniano no Nordeste do Brasil (Sítio 051) 191
Luiza Corral Martins de Oliveira Ponciano; Vera Maria Medina da Fonseca; Antonio Carlos Sequeira Fernandes; Deusana Maria da Costa Machado; Aline Rocha de Souza

Paleotoca do Município de Cristal, RS - Registro da atividade fossorial de mamíferos gigantes extintos no sul do Brasil (Sítio 048) 201
Francisco Sekiguchi Buchmann; Renato Pereira Lopes; Felipe Caron

Répteis Fósseis de General Salgado, SP - Registro de transformações ambientais na Bacia Bauru durante o Cretáceo (Sítio 053) 211
Ismar de Souza Carvalho; Felipe Mesquita de Vasconcellos; Thiago da Silva Marinho; Pedro Henrique Nobre; Antonio Celso de Arruda Campos; João Tadeu Arruda

Sítio Fossilífero Predebon, Quarta Colônia, RS - Pegadas de vertebrados triássicos no sul da Bacia do Paraná (Sítio 045) 225
Rafael Costa da Silva; Michel Marques Godoy; Raquel Barros Binotto; Henrique Zerfass

PARTE 6: SÍTIOS SEDIMENTOLÓGICOS 235

Guaritas do Camaquã, RS - Exuberante cenário com formações geológicas de grande interesse didático e turístico (Sítio 076) 237
Paulo Sérgio Gomes Paim; Claus Fallgatter; Ariane Santos da Silveira

Arrecifes, a Calçada do Mar de Recife, PE - Importante registro holocênico de nível relativo do mar acima do atual (Sítio 040) 251
Alcina Magnólia Franca Barreto; Hortência Maria Barbosa de Assis; Francisco Hilário Rego Bezerra; Kenitiro Suguio

Ponta das Lajes e o Encontro das Águas, AM - A Formação Alter do Chão como moldura geológica do espetacular Encontro das Águas Manauara (Sítio 054) 263
Elena Franzinelli; Hailton Igreja

PARTE 7: DESCRIÇÕES DE SÍTIOS COM LINGUAGEM POPULAR 283

Um Deserto Antigo do Brasil (Sítio 031) 285
Augusto J. Pedreira

A Chapada dos Diamantes - Serra do Sincorá, Bahia (Sítio 085) 291
Augusto J. Pedreira

Ossos de Mamíferos da Era do Gelo nas Barrancas do Arroio Chuí - RS (Sítio 119)..... 299
Renato Pereira Lopes; Francisco Sekiguchi de Carvalho Buchmann; Felipe Caron; Maria Elisabeth Gomes da Silva Itusarry

Estromatólitos de Nova Campina e Itapeva, SP - Registros de vida primitiva com um bilhão de anos (Sítio 049)..... 307
William Sallun Filho; Thomas Rich Fairchild; Fernando Flávio Marques de Almeida; Daniel Rodrigues de França

PARTE 8: PROPOSTAS APROVADAS PELA SIGEP – SÍTIOS NÃO PUBLICADOS 315

BREVES NOTAS SOBRE OS ORGANIZADORES / REVISORES 327

Observação: Este e os demais volumes impressos são disponibilizados em cópias digitais (*fac simile*) no *site* da SIGEP: *http://sigep.cprm.gov.br/sitios.htm*



Parte

1

Sítios de Astroblemas

Astroblema de Vista Alegre, PR

Impacto meteorítico em derrames vulcânicos da Formação Serra Geral, Bacia do Paraná Paraná

SIGEP 044*

Alvaro Penteado Crósta[1a]
Rafael de Aguiar Furuie[2b]
Alfonso Schrank[1c]
César Kazzuo-Vieira[3d]

Resumo - A estrutura circular de Vista Alegre, localizada no município de Coronel Vivida (PR), representa o remanescente erosivo de uma cratera de impacto meteorítico formada sobre rochas vulcânicas basálticas da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná. Este astroblema, descoberto em 2004, possui diâmetro de 9,5 km e constitui uma das poucas estruturas geológicas dessa natureza conhecidas no Brasil, e uma das raras crateras meteoríticas formadas em basaltos existentes na Terra. A feição morfológica correspondente à estrutura é bastante marcante, com seu formato quase perfeitamente circular e suas bordas íngremes exibindo desníveis abruptos de até 120 m entre a parte externa e interna da cratera. A identificação da natureza da estrutura se deu a partir do reconhecimento de feições de deformação por choque em brechas formadas por impacto que ocorrem no interior da mesma. Essas feições, que incluem *shatter cones* e feições planares de deformação em cristais de quartzo, se formam exclusivamente em decorrência de metamorfismo de impacto e comprovam a origem da estrutura por evento de colisão meteorítica. Com a descoberta deste astroblema, o registro de impactos meteoríticos no Brasil passa a contar com seis estruturas desse tipo com origem comprovada, sendo quatro delas na Bacia do Paraná (Domo de Araguainha, Domo de Vargeão, Vista Alegre e Cerro do Jarau) e duas na Bacia do Parnaíba (Serra da Cangalha e Riachão).

Palavras-chave: astroblema; cratera de impacto meteorítico; Formação Serra Geral; Bacia do Paraná

The Vista Alegre Astrobleme, State of Paraná – Meteoritic impact on volcanic flows of the Serra Geral Formation, Paraná Basin

Abstract - The Vista Alegre circular structure, in the county of Coronel Vivida (State of Paraná), represents the erosion remnant of a meteoritic impact crater formed on basaltic lavas of the Serra Geral formation of the Paraná Basin. The astrobleme, discovered in 2004, has a diameter of 9.5 km and is one of the few examples of this type of geologic structure known in Brazil, and one of the very rare impact craters formed in basalt on Earth. The morphologic expression of the structure is remarkable, with its near perfect circular outline and steep borders, exhibiting topographic gradients of up to 120 m between the exterior and the interior. The identification of the impact nature of Vista Alegre came after the recognition of shock deformation features in impact breccias found within the structure. These features, comprising shatter cones and planar deformation features in quartz, are exclusively formed due to impact metamorphism and corroborate the occurrence of a meteoritic impact. With the discovery of this astrobleme, the impact record in Brazil comprises currently six confirmed impact craters, four of them located in the Paraná Basin (Araguainha Dome, Vargeão Dome, Vista Alegre and Cerro Jarau) and two in the Parnaíba Basin (Serra da Cangalha and Riachão).

Key words: astrobleme; meteoritic impact crater; Serra Geral Formation; Paraná Basin

INTRODUÇÃO

A formação de crateras meteoríticas representa um fenômeno geológico que, embora relativamente comum ao longo da história geológica da Terra, principalmente em seus estágios iniciais, não deixou numerosos registros aparentes na superfície do planeta. O motivo para isso é que a dinâmica superficial da crosta terrestre fez com que esse registro fosse sendo progressivamente obliterado, ao contrário do que ocorre em outros corpos planetários sólidos, como a Lua, Marte, Vênus, entre outros, que possuem suas superfícies cobertas por crateras. Desse modo, crateras formadas pelo impacto de corpos celestes de grande porte (genericamente chamados de "meteoritos") são feições geológicas raras na Terra, sendo conhecidas cerca de 180 em todo o planeta *(Earth Impact Database:* www.passc.net/EarthImpactDatabase/index.html, acesso em dezembro de 2010).

Proposto por Dietz (1961), o termo "astroblema" é utilizado para designar crateras terrestres em estágios avançados de erosão, que constituem a maioria das crateras meteoríticas conhecidas na Terra.

No Brasil foram registradas até hoje apenas seis estruturas com origem por impacto meteorítico comprovada: Domo de Araguainha (GO-MT), Serra da Cangalha (TO), Riachão (MA), Domo de Vargeão (SC), Cerro Jarau (RS) e Vista Alegre (PR), (Crósta 2004, Crósta 2010a). Além dessas, há o Astroblema de Colônia (SP) (Riccomini *et al*., 2005, 2011), cuja natureza meteorítica permanece ainda por ser comprovada.

Com um diâmetro total de 9,5 km, o Astroblema de Vista Alegre (Figs. 2, 3 e 4) representa o remanescente erosivo de uma cratera de idade máxima atribuível ao Cretáceo, formada sobre lavas basálticas da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná, da mesma forma que os astroblemas de Vargeão (com diâmetro de 12,4 km) e Cerro Jarau (com diâmetro de 13,5km).

A descoberta do Astroblema de Vista Alegre ocorreu a partir da observação, em imagens orbitais de sensoriamento remoto, de uma notável anomalia geomorfológica e estrutural de formato circular, cuja verificação em campo revelou a presença de brechas de impacto e outras feições diagnósticas desse tipo de fenômeno (Crósta *et al*., 2004, 2010b).

LOCALIZAÇÃO

O Astroblema de Vista Alegre está localizado na região sudoeste do Estado do Paraná (Fig. 1), com centro definido pelas coordenadas 25º57'S e 52º41'W. A estrutura encontra-se no município de Coronel Vivida, Estado do Paraná, sendo que o bairro rural de Vista Alegre situa-se no interior do astroblema.

O acesso ao interior da estrutura se dá pela rodovia vicinal pavimentada PR-562 que liga Coronel Vivida ao

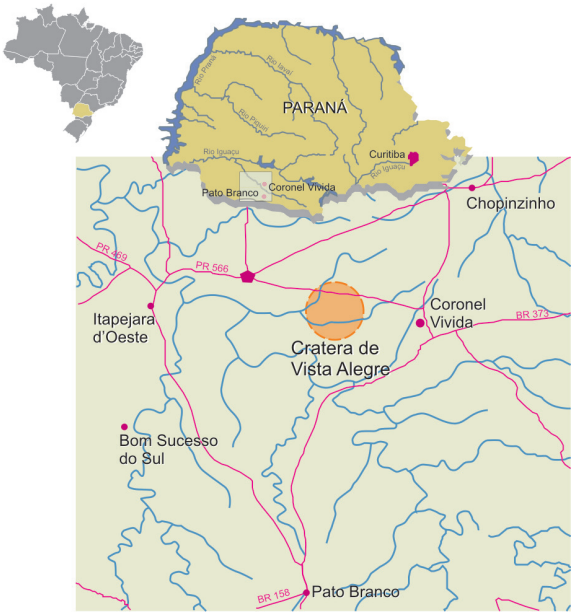


Figura 1 - Localização do Astroblema de Vista Alegre, no município de Coronel Vivida (PR).

Figure 1 - Location of Vista Alegre Astrobleme, Coronel Vivida county, Paraná State.

município vizinho de Itapejara D'Oeste (PR), passando pelo bairro de Vista Alegre. Essa rodovia corta diametralmente todo o interior da estrutura.

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

O Astroblema de Vista Alegre se formou sobre os derrames de lava de composição basáltica da Formação Serra Geral, de idade cretácea (139-125 Ma) (Renne *et al*., 1992; Turner *et al*., 1994; Mantovani *et al*., 1995). Esses derrames formam os extensos platôs dissecados pelas principais cursos fluviais da região oeste do Estado do Paraná (rios Iguaçu, Chapecó e Chopim, bem como seus afluentes).

A estrutura é constituída por uma depressão de conformação quase circular, sendo cerca de 2/3 de seu perímetro marcado por escarpas íngremes, com desníveis de até 120 m entre as porções externas mais elevadas e seu interior. O terço restante, localizado nas porções sul e sudoeste, foi removido pela ação erosiva do rio Chopim, cujos meandros chegam a adentrar parcialmente o interior da estrutura em sua porção sudoeste (Fig. 2).

Na borda da estrutura encontram-se expostas camadas de basalto representando cinco distintos derrames de lavas. A borda exibe uma configuração em forma de degraus, resultado da erosão diferencial ao longo do contato entre os distintos derrames.

A morfologia associada ao Astroblema de Vista Alegre contrasta de forma notável daquela típica da região situada no entorno da estrutura. O interior da estrutura é uma área topograficamente rebaixada em relação à parte externa, sendo caracterizado por colinas suaves e desníveis topográficos inferiores a 50m (Fig. 3).

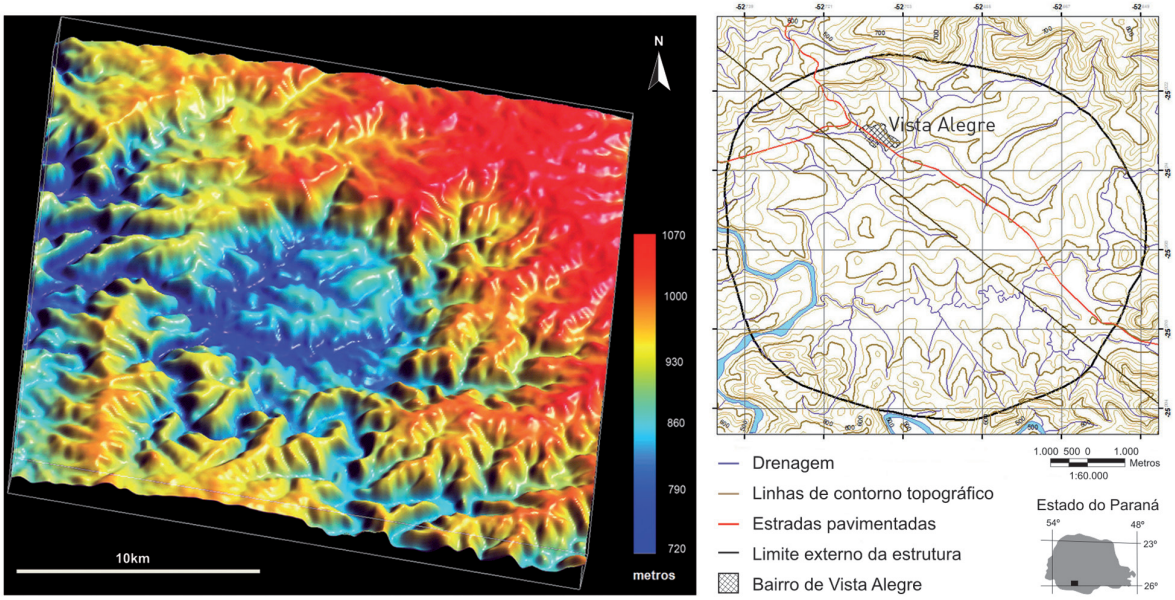


Figura 2 - Morfologia do Astroblema de Vista Alegre. **Esquerda**: vista em perspectiva 3D do modelo digital de elevação SRTM *(Shuttle Radar Topographic Mission)* mostrando a depressão quase circular e as bordas íngremes. **Direita**: mapa com as curvas de nível do astroblema (espaçamento vertical de 10 m); as porções sul e sudoeste da borda da estrutura foram removidas pela ação do rio Chopim, que entra parcialmente na porção sudoeste do interior do astroblema, voltando a fluir para fora em sua borda oeste.

Figure 2 - Morphology of the Vista Alegre Astrobleme. **Left**: 3-D perspective view of the SRTM digital elevation model (*Shuttle Radar Topographic Mission*) depicting the near-circular depression and its steep inner rim. **Right**: map with elevation contours (vertical spacing of 10m) of the structure; the southern and southwestern portions were eroded by the Chopim river, which enters the structure in its southwestern portion, flowing towards outside in its western rim.

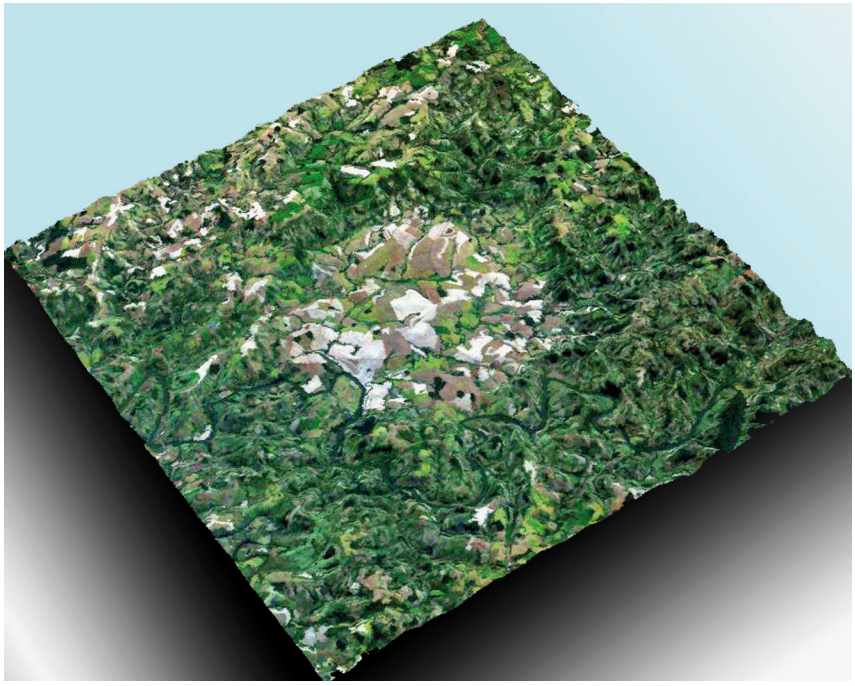


Figura 3 - Vista em perspectiva 3D do Astroblema de Vista Alegre (PR) elaborada a partir de imagem *Landsat5/Thematic Mapper* combinada ao modelo digital de elevação SRTM. Notar os padrões morfológicos contrastantes entre o interior e o exterior da estrutura, bem como as bordas íngremes e o relevo suavemente ondulado do interior da mesma.

Figure 3 - 3D perspective view of the Vista Alegre Astrobleme based on Landsat5/Thematic Mapper data combined with SRTM digital elevation model, exhibiting the contrasting morphological patterns between the interior and the exterior of the structure, as well as the steep inner rim and the gentle undulating relief in its interior.

Já a parte externa exibe relevo notadamente irregular, com desníveis topográficos entre os topos colinosos e os vales muito mais elevados, geralmente da ordem de 200m.

O padrão de drenagem no interior da estrutura, representada pelos córregos Surubim e Quieto, é do tipo radial/dendrítico e centrípeto, fluindo a partir das escarpas de sua borda interna em direção ao interior e depois seguindo no sentido oeste, até desaguar no rio Chopim. Na porção externa a drenagem é do tipo dendrítica.

A Figura 4 mostra uma vista panorâmica de todo o astroblema, tomada a partir da sua borda norte e olhando em direção ao sul. As escarpas das bordas do Astroblema de Vista Alegre exibem inúmeras exposições dos derrames de basalto. Já a parte central do interior do mesmo é recoberta por solos com até alguns metros de espessura, utilizados para agricultura intensiva durante todo o ano, sendo pouco comum a presença de afloramentos rochosos.

A Figura 5 mostra o mapa geológico esquemático do Astroblema de Vista Alegre, baseado nos poucos



Figura 4 - Vista panorâmica do interior do Astroblema de Vista Alegre a partir da sua borda norte, olhando em direção ao sul. Do lado direito e ao fundo podem ser observadas as escarpas íngremes da borda da cratera; ao centro, o relevo de colinas suavemente onduladas que caracteriza o seu interior.

Figure 4 - Panoramic view of the interior of the Vista Alegre astrobleme taken from its northern rim, looking towards south. On the right hand side, in the background, the steep slopes of the inner rim of the crater can be seen, as well as the gentle undulating hills in the center.

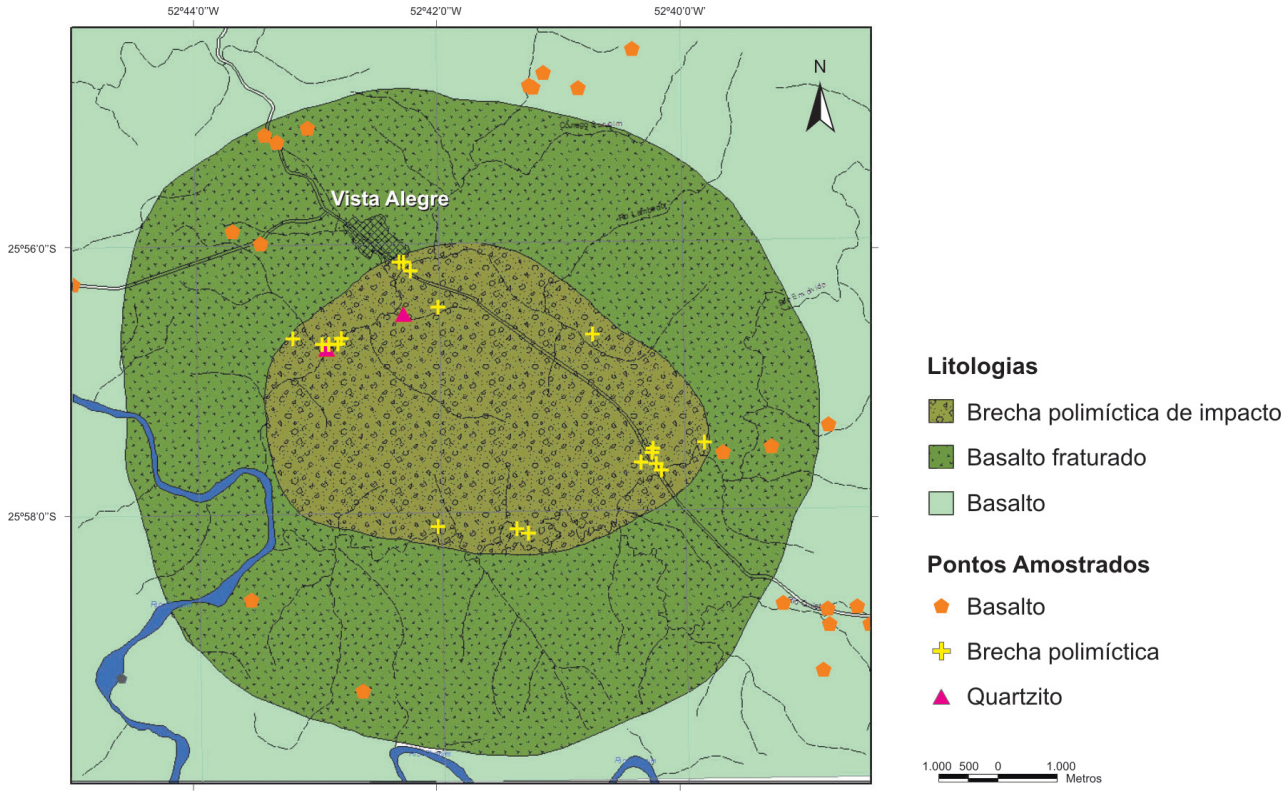


Figura 5 - Mapa geológico esquemático do Astroblema de Vista Alegre.

Figure 5 - Schematic geologic map of the Vista Alegre Astrobleme.

afloramentos rochosos encontrados em seu interior. Na porção interna das escarpas das bordas da estrutura o único tipo de rocha encontrado é representado por basaltos fraturados. Esse fraturamento é relativamente intenso na zona anelar das bordas quando comparado com o fraturamento típicos dos basaltos da Formação Serra Geral observado fora da estrutura.

A porção mais central da estrutura contém brechas polimícticas de impacto (rochas formadas por fragmentos de vários tipos de rocha, e que recebem o nome genérico de "impactitos") que afloram na forma de lajes ao longo dos cursos dos córregos Quieto e Surubim. Estas brechas se encontram bem expostas em uma pequena pedreira na entrada do bairro de Vista Alegre (Fig. 6).

Nesta pedreira encontram-se as melhores exposições desses impactitos. A camada de brechas polimícticas exposta na frente de extração da pedreira tem uma espessura de 7 a 8 metros. Como essas rochas se estendem até o leito próximo do córrego Surubim, uma espessura mínima aproximada de 10-12 m pode ser estimada para a camada nesta porção do astroblema. Como seu contato inferior não é conhecido, a camada pode ter uma espessura maior.

Os afloramentos descontínuos das brechas polimícticas sugerem uma área de ocorrência para estas rochas de cerca de 20 km^2, na porção central da estrutura (Fig. 5). Esses afloramentos encontram-se principalmente ao longo dos cursos de drenagem da área central da cratera, sugerindo que estas brechas formam uma camada presumivelmente contínua e sub-horizontal, subjacente à cobertura de solos atual.

As brechas polimícticas de Vista Alegre exibem, quando frescas, uma cor cinza-metálica muito característica (Fig. 7). Após exposição ao ar por períodos relativamente curtos (alguns meses), essa cor muda para tons de cinza a marrom claro, indicando rápido intemperismo



Figura 6 - Pedreira localizada na entrada do bairro de Vista Alegre, exibindo as melhores exposições da brecha polimíctica de impacto ("impactito") do interior do Astroblema de Vista Alegre.

Figure 6 - Quarry located in the Vista Alegre village, containing the best exposures of the polymict impact breccia (impactites) of the interior of the Vista Alegre Astrobleme.



Figura 7 - Brecha polimíctica de impacto ("impactito"), formada majoritariamente por fragmentos de tamanhos variados de basalto, com contribuição secundária de arenitos e siltitos. A matriz é composta por material extremamente fino derivado de basalto. Quando fresca, a rocha exibe a cor característica cinza-metálica observada na parte central da brecha da foto; ao sofrer intemperismo essa cor muda para marrom-acinzentada, exibida na parte periférica da brecha.

Figure 7 - Polymictic impact breccia (impactite) formed mainly by fragments of diversified sizes of basalt, with secondary contribution from sandstone and siltstone. The matrix comprises extremely fine material derived from basalt. When fresh, this rock exhibits a peculiar steel-grey color, as seen in the central portion of the breccia depicted in this picture; after weathering, this color changes to grey-brown, as seen in the outer portion.

químico. A matriz das brechas é composta por uma massa de fragmentos muito finos, aparentemente derivados dos basaltos da Formação Serra Geral, com textura pulverulenta. Já os fragmentos maiores, com dimensões variando entre poucos milímetros até vários decímetros, são, em sua maioria, de composição basáltica, com contribuição subsidiária de rochas sedimentares (arenitos e siltitos). Alguns exibem formas balísticas e cor preta (Fig. 8), sugerindo a contribuição de material fundido que se solidificou em contato com o ar e foi posteriormente depositado como parte das brechas.

O outro tipo de rocha que ocorre no interior do Astroblema de Vista Alegre é um arenito quartzítico (com porções recristalizadas) de cor branca, exibindo forte cataclase (Fig. 9). Ele ocorre na forma de blocos de dimensões sub-métricas, encontrados em meio aos solos residuais em dois locais próximos ao curso do córrego Surubim (Fig. 5). Como a Formação Serra Geral não contém rochas semelhantes a estas, eles podem ter se originado das unidades estratigráficas subjacentes, ou seja, das formações Botacatú e/ou Pirambóia. Essas duas unidades contêm arenitos de cor branca os quais, se submetidos a condições de pressão e temperatura elevadas, poderiam resultar nos quartzitos observados na parte central do Astroblema de Vista Alegre. Nesta região da Bacia do Paraná, estas duas unidades estratigráficas encontram-se posicionadas várias centenas de metros (~700 m) abaixo da superfície atual, subjacentes ao pacote de rochas vulcânicas da Formação Serra Geral.A ocorrência desses arenitos próximos à superfície na região central do Astroblema de Vista Alegre sugere a existência de uma estrutura do tipo "núcleo central soerguido" *(central uplift),* típica de crateras meteoríticas do tipo complexa (French, 1998). Esse mecanismo estrutural explicaria a ascensão dessas rochas até a superfície, a exemplo do que ocorre no Domo de Vargeão (Crósta *et al.,* 2005). Contudo, o fato de que os poucos blocos quartzíticos encontrados em Vista Alegre não aparentarem estar *in situ*, aliado à ausência de informações de subsuperfície no interior da estrutura, faz com que esta hipótese necessite ainda ser comprovada. Embora ainda não se conheça a idade precisa de formação da cratera meteorítica de Vista Alegre, o fato de ela ter-se formado sobre as camadas basálticas da Formação Serra Geral, aparentemente já consolidadas, permite estimar uma idade máxima da ordem de 125 Ma, que é a idade mínima dos basaltos (Renne *et al*., 1992; Turner *et al*., 1994; Mantovani *et al*., 1995). Contudo, existe a possibilidade de determinação da idade exata de formação a partir da análise geocronológica de material fundido por impacto e incorporado à brecha polimíctica, como aquele mostrado na Fig. 8. A determinação da idade de formação das crateras de impacto meteorítico é de grande importância, pois permite associá-las a outros eventos marcantes da evolução da superfície da Terra, incluindo os eventos catastróficos de extinção em massa da vida local, regional ou global (dependendo da dimensão do impacto) e/ou a eventos de deposição sedimentar de alta energia (por exemplo, tsunamitos), entre outros.



Figura 8 - Brecha polimíctica com um fragmento de vidro de cor escura com formato balístico. Esse fragmento exibe vesículas e amígdalas, sugerindo tratar-se de material fundido pelo impacto que se solidificou em contato com o ar durante sua trajetória balística, tendo se depositado junto com outros fragmentos para formar a brecha.

Figure 8 - Polymict breccia with a ballistic-shaped glass fragment. The fragment has vesicles and amigdules, suggesting material melted as a consequence of the impact, which solidified in contact with air during its ballistic trajectory, being later deposited together with other fragments to form the breccia.

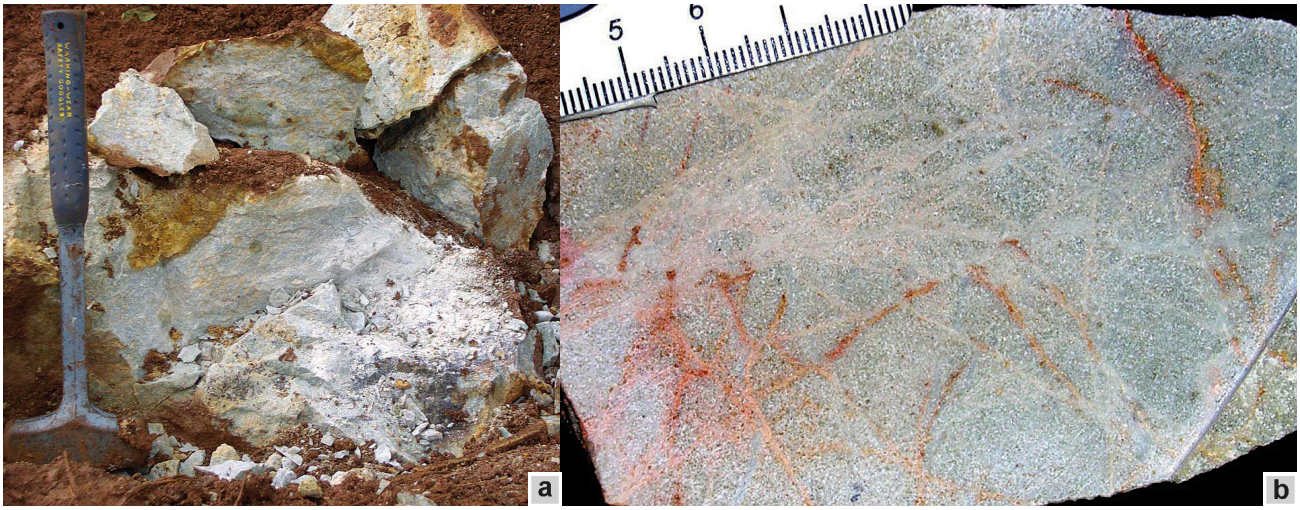


Figura 9 - Arenito quartzítico: **(a)** bloco sub-métrico de arenito quartzítico branco em meio a solo residual; **(b)** arenito quartzítico exibindo forte cataclase.

Figure 9 - Quartzitic sandstone: **(a)** sub-metric block of white quartzose sandstone amid residual soil; **(b)** quartzose sandstone exhibiting intense cataclasis.

SINOPSE SOBRE A ORIGEM, EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E IMPORTÂNCIA DO SÍTIO

A determinação da origem de estruturas circulares terrestres suspeitas de serem de natureza meteorítica depende fundamentalmente da identificação de rochas que tenham sido formadas ou deformadas pelo processo de impacto, e que contenham uma ou mais das feições consideradas como diagnósticas desse tipo de processo. French (1998) e French & Koeberl (2010) detalham esse conjunto de feições diagnósticas, que necessitam de condições muito específicas de pressão e temperatura para se formarem e que são denominadas genericamente de "feições de choque", sendo encontradas nos impactitos.

No caso do Astroblema de Vista Alegre as brechas polimícticas que ocorrem em seu interior representam as rochas formadas em decorrência do impacto. Essas brechas são compostas por fragmentos das rochas pré-existentes no local onde ocorreu o impacto meteorítico, que são as lavas basálticas da Formação Serra Geral e possivelmente os arenitos subjacentes a elas, oriundos das formações Botucatu e Pirambóia. A análise dessas brechas por Crósta *et al.* (2004, 2010b) possibilitou a identificação de feições específicas de choque em fragmentos componentes dessas brechas.

As primeiras feições de choque identificadas no Astroblema de Vista Alegre foram pequenos fragmentos de cones de estilhaçamento *(shatter cones)* imersos nas brechas polimícticas (Crósta *et al*., 2004) (Fig. 10). Essas estruturas são feições estriadas de formato cônico que ocorrem geralmente na forma de agregados, com dimensões dos cones individuais variando entre poucos centímetros até vários metros. Os cones de estilhaçamento são formados em decorrência da passagem das ondas de choque provocadas pelo impacto meteorítico pelas rochas. Trata-se da principal feição macroscópica diagnóstica da ocorrência de impacto meteorítico (French, 1998; French & Koeberl, 2010). Posteriormente, Crósta *et al.* (2010b) encontraram fragmentos maiores e agregados de cones de estilhaçamento formados em basalto; esses agregados são compostos por até centenas de cones, com dimensões individuais variando entre 0,5 a 20 cm (Fig. 11). Sua importância histórica e científica decorre do fato de serem os primeiros cones de estilhaçamento formados em rochas basálticas descobertos na Terra.

O segundo tipo de feição de choque identificado em Vista Alegre é um conjunto de feições microscópicas de deformação que ocorrem em cristais de quartzo. Trata-se das feições planares de deformação (*planar deformation features* – PDFs), também denominadas de "lamelas de choque". PDFs são feições cristalográficas de deformação, desenvolvidas em grãos minerais pela passagem das ondas de choque decorrentes de impacto. Eles constituem conjuntos de feições planares paralelas a eixos cristalográficos específicos, formadas sob condições de pressão que variam entre 40 e 500 kbars. No Astroblema de Vista Alegre foram encontrados PDFs em grãos de quartzo provenientes de fragmentos de arenitos imersos nas brechas polimíctica (Fig. 12). Embora relativamente raros alguns desses grãos de quartzo exibem PDFs em até duas direções cristalográficas distintas.

A importância do Astroblema de Vista Alegre se deve não apenas por ela ser uma das raras crateras de impacto meteorítico conhecidas no Brasil e na América do Sul, mas principalmente pelo fato de que o substrato geológico sobre o qual ela se formou ser de composição

basáltica. Embora comum em outros corpos planetários, crateras basálticas são raríssimas na Terra. Existem até agora apenas dois exemplos conhecidos fora do Brasil. O primeiro é Lonar na India (Fredriksson *et al*., 1973; Fudali *et al*., 1980; Osae *et al*., 2005), uma cratera jovem e de pequeno diâmetro (1,9 km) formada nos basaltos do Platô de Deccan no sul da India; o interior de Lonar é preenchido por um lago, o que limita a exposição das rochas basálticas deformadas pelo impacto. Além de Lonar, a única outra cratera basáltica previamente conhecida era a de Logancha na Rússia, formada sobre os basaltos da Sibéria (Feldman *et al.,* 1983; Masaitis 1999), mas que se encontra em estado erosivo avançado sendo que os basaltos foram removidos praticamente por completo. Já no Brasil, além de Vista Alegre, são conhecidas outras duas crateras formadas em basalto, todas elas nos domínios da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná: Domo de Vargeão (Crósta *et al*., 2005) e Cerro do Jarau (Crósta *et al*., 2010a).

As crateras basálticas terrestres, e notadamente as do Brasil, possuem grande importância para os estudos planetários, pois fornecem informações de grande valia para o estudo dos efeitos de impacto em alvos basálticos, servindo como feições análogas às crateras de outros corpos planetários com crosta basáltica, como é o caso de Marte e Vênus (Hagerty & Newsom, 2003; Maloof *et al.,* 2010). Além disso, as condições de fácil acesso e

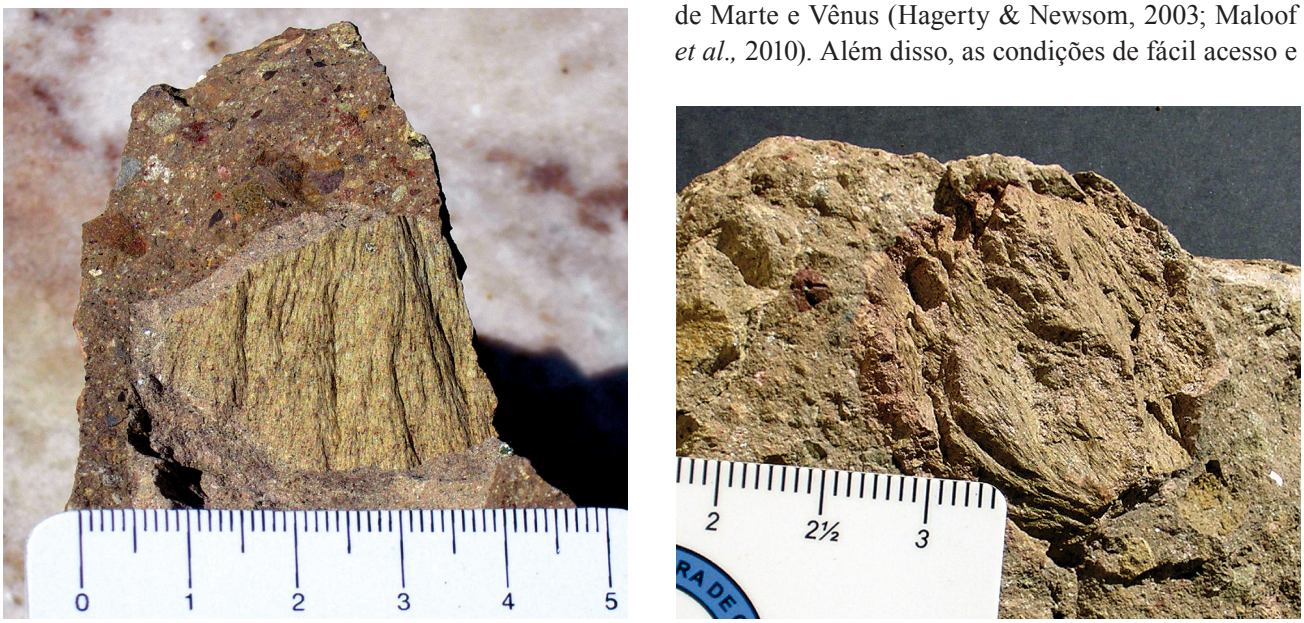


Figura 10 - Fragmentos de cones de estilhaçamento (*shatter cones*) em brechas polimícticas provenientes da pedreira da entrada do bairro de Vista Alegre.

Figure 10 - Fragments of shatter cones within polymict breccias, found in the small quarry near the Vista Alegre village.



Figura 11 - Agregados de cones de estilhaçamento (*shatter cones*) em basalto imersos em brecha polimíctica; amostras provenientes da pedreira da entrada do bairro de Vista Alegre.

Figure 11 - Shatter cone aggregates formed in basalt fragments within the polymict breccia found in the small quarry near Vista Alegre village.

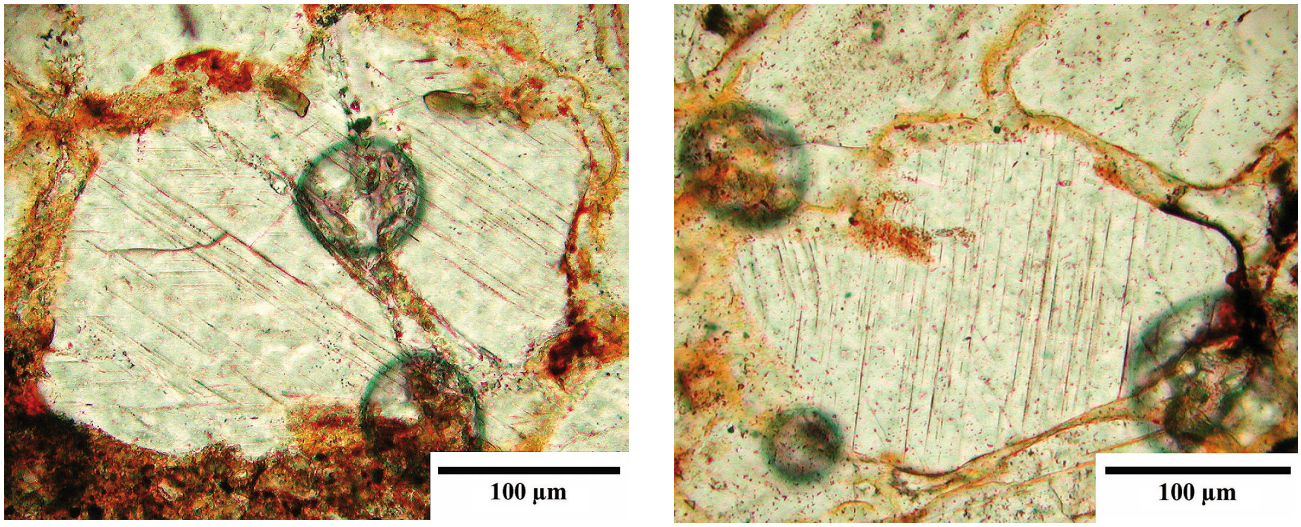


Figura 12 - Fotomicrografias de seções delgadas de fragmentos de arenito imersos na brecha polimíctica do Astroblema de Vista Alegre. Alguns raros grãos de quartzo dos arenitos exibem feições planares de deformação (PDFs) em até duas direções cristalográficas distintas.

Figure 12 - Photographs of thin sections of sandstone fragments embedded in polymict breccia from Vista Alegre. Some rare quartz grains exhibit planar deformation features (PDFs) in up to two sets of crystallographic planes.

boa infraestrutura local do Astroblema de Vista Alegre favorecem sobremaneira o seu uso em pesquisas científicas e também em atividades de divulgação científica e cultural. Até o momento, Vista Alegre possui as primeiras ocorrências conhecidas na Terra de cones de estilhaçamento formados em basalto.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

O Astroblema de Vista Alegre também se destaca no que se refere à adoção de medidas de proteção visando à preservação do importante patrimônio geológico nele contido. Por meio de uma parceria entre a Mineropar – Minerais do Paraná S.A., a Universidade Estadual de Campinas-Unicamp e a Prefeitura Municipal de Coronel Vivida, uma série de ações nesse sentido vem sendo adotadas desde 2006.

Após a descoberta da cratera meteorítica de Vista Alegre em 2004, e por iniciativa conjunta dos seus descobridores (autores deste capítulo) e da Mineropar, a estrutura passou a integrar em 2006 a relação de sítios geológicos de interesse turístico do Estado do Paraná, por meio do Programa de Geoturismo da Mineropar. Em decorrência, foram elaborados materiais de divulgação contendo informações geo-científicas relacionadas à cratera de Vista Alegre. Esses materiais são constituídos por folhetos com informações, mapas, imagens e fotografias, impressos em três línguas (português, espanhol e inglês) e que são distribuídos pela Prefeitura de Coronel Vivida e aos moradores da cidade e visitantes (Fig. 13), e também pela Mineropar. Além dos folhetos, painéis com conteúdo similar foram elaborados pela Mineropar e instalados na sede do município de Coronel Vivida, no bairro de Vista Alegre e na pedreira na entrada do mesmo (Fig. 14).

Outra medida importante na proteção do patrimônio geológico de Vista Alegre foi o tombamento da área da pedreira localizada na entrada do bairro homônimo, e que contém as melhores exposições das brechas polimícticas de impacto e as ocorrências de cones de estilhaçamento. O tombamento foi proposto pela Mineropar e realizado pela Secretaria de Estado de Cultura do Paraná, abrangendo uma área de mais de 10 mil metros quadrados onde afloram as brechas de impacto contendo importantes evidências da natureza meteorítica da estrutura. Durante a cerimônia de tombamento, realizada na Câmara Municipal de Coronel Vivida em 21 de dezembro de 2008, foi lançado um selo postal comemorativo pela Empresa Brasileira de Correios e Telégrafos (ECT) (Fig. 15).

Encontra-se em fase de instalação pela Prefeitura Municipal de Coronel Vivida um mirante situado na borda da cratera, e que irá possibilitar aos visitantes uma visão panorâmica de toda a estrutura, semelhante àquela mostrada na Fig. 4. O mirante deverá receber um painel explicativo, da mesma forma que os demais já instalados em vários pontos do município.

Esse conjunto de ações, único em todo o país, vem contribuindo sobremaneira para a divulgação deste importante sítio geológico e do tema dos impactos meteoríticos, levando assim à conscientização da população local e dos visitantes sobre a importância e a necessidade de preservação desse importante patrimônio geológico.





Figura 13 - Folheto explicativo sobre Vista Alegre elaborado em três línguas (português, espanhol e inglês), para distribuição aos moradores da cidade e aos visitantes. O fac-símile acima mostra a versão em português do folheto.

Figure 13 - Folder written in three languages (Portuguese, Spanish and English) with the basic facts about Vista Alegre, for distribution to visitors and residents; the figure shows the Portuguese version.

A área de proteção indicada no Anexo corresponde a uma pedreira inativa onde estão expostas as rochas representativas do processo de impacto meteorítico que formou o astroblema de Vista Alegre. As rochas que aí ocorrem são brechas polimícticas de impacto contendo estruturas de choque do tipo *shatter cones*. Essa pedreira encontra-se tombada desde 2008 pela Secretaria de Cultura do Estado do Paraná.



Figura 14 - Painel explicativo sobre a cratera meteorítica de Vista Alegre. A foto acima registra a cerimônia de inauguração dos painéis em dezembro de 2006, onde aparecem (da esquerda para a direita) o Sr. Pedro Mezomo (Prefeito de Coronel Vivida no período 2005-2008), o Prof. Alvaro P. Crósta (IG-Unicamp) e o Dr. Eduardo Salamuni (Presidente da Mineropar).

Figure 14 - Panel with the basic facts about Vista Alegre meteorite crater. The opening of the panel happened in December 2006, and the picture shows (from left to right) Mr. Pedro Mezomo (Mayor of Coronel Vivida during the period 2005-2008), Prof. Alvaro P. Crósta (IG-Unicamp) and Dr. Eduardo Salamuni (President of Mineropar).





Figura 15 - Selo postal comemorativo lançado durante a cerimônia de tombamento da cratera de impacto de Vista Alegre como parte do patrimônio natural do Estado do Paraná, em dezembro de 2008. Na foto da esquerda aparecem o Sr. Pedro Mezomo, o representante da ECT, a Sra. Vera Mussi Augusto (Secretária Estadual de Cultura do Paraná) e o Prof. Alvaro P. Crósta. O selo mostra o modelo digital de elevação do Astroblema de Vista Alegre da Fig. 2.

Figure 15 - Postal stamp celebrating the declaration of State of Paraná natural heritage status of the Vista Alegre Astrobleme, in December 2008. The picture depicts Mr. Pedro Mezomo, the representative of the Brazilian Post Office (ECT), Ms. Vera Mussi Augusto, the State of Paraná Secretary for Culture, and Prof. Alvaro P. Crósta. The stamp exhibits the digital elevation model of the Vista Alegre Astrobleme also shown in Fig. 2.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Dietz, R.S. 1961. Astroblemes. *Scientific American*. 205:141-148.

Earth Impact Database. 2008. www.unb.ca/passc/ImpactDatabase/index.html (acesso em dezembro de 2010).

Crósta, A.P. 1987. Impact structures in Brazil. *In:* Pohl, J. (ed.) *Research in terrestrial impact structures*. Friedrich Vieweg & Sohn, Wiesbaden, pp. 30-38.

Crósta, A.P. 2004. Impact craters in Brazil: How Far We´ve Gotten. *Meteoritics & Planetary Science*, **39**:A-27 (Supplement).

Crósta, A. P.; Kazzuo-Vieira, C.; Schrank, A. 2004. Vista Alegre: a newly discovered impact crater in Southern Brazil. *Meteoritics & Planetary Science*, **39**:A28 (Supplement).

Crósta, A.P.; Kazzuo-Vieira, C.; Choudhuri, A.; Schrank, A. 2005. Astroblema Domo de Vargeão, SC: Registro de impacto meteorítico sobre rochas culcânicas da Bacia do Paraná. *In:* Winge, M.; Schobbenhaus, C.; Berbert-Born, M.; Queiroz, E.T.; Campos, D.A. (eds.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Publicado na Internet no endereço http://www.unb.br/ig/sigep/sitio114/sitio114.pdf

Crósta, A.P.; Lourenço, F.S.; Priebe, G.H. 2010a. Cerro Jarau, Rio Grande do Sul: a possible new impact structure in southern Brazil. In: R. L. Gibson & W.U. Reimold (Eds.) *Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution IV*. The Geological Society of America Special Paper SPE465, pp. 173-190.

Crósta, A.P.; Koeberl, C.; Furuie, R.A.; Kazzuo-Vieira, C. 2010b. Vista Alegre, southern Brazil: a new impact structure in the Paraná flood basalts. *Meteoritics & Planetary*

Dietz, R.S. 1961. Astroblemes. *Scientific American*. 205:141-148.

Earth Impact Database. 2008. www.unb.ca/passc/ImpactDatabase/index.html (acesso em dezembro de 2010).

Crósta, A.P. 1987. Impact structures in Brazil. *In:* Pohl, J. (ed.) *Research in terrestrial impact structures*. Friedrich Vieweg & Sohn, Wiesbaden, pp. 30-38.

Crósta, A.P. 2004. Impact craters in Brazil: How Far We´ve Gotten. *Meteoritics & Planetary Science*, **39**:A-27 (Supplement).

Crósta, A. P.; Kazzuo-Vieira, C.; Schrank, A. 2004. Vista Alegre: a newly discovered impact crater in Southern Brazil. *Meteoritics & Planetary Science*, **39**:A28 (Supplement).

Crósta, A.P.; Kazzuo-Vieira, C.; Choudhuri, A.; Schrank, A. 2005. Astroblema Domo de Vargeão, SC: Registro de impacto meteorítico sobre rochas culcânicas da Bacia do Paraná. *In:* Winge, M.; Schobbenhaus, C.; Berbert-Born, M.; Queiroz, E.T.; Campos, D.A. (eds.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Publicado na Internet no endereço http://www.unb.br/ig/sigep/sitio114/sitio114.pdf

Crósta, A.P.; Lourenço, F.S.; Priebe, G.H. 2010a. Cerro Jarau, Rio Grande do Sul: a possible new impact structure in southern Brazil. In: R. L. Gibson & W.U. Reimold (Eds.) *Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution IV*. The Geological Society of America Special Paper SPE465, pp. 173-190.

Crósta, A.P.; Koeberl, C.; Furuie, R.A.; Kazzuo-Vieira, C. 2010b. Vista Alegre, southern Brazil: a new impact structure in the Paraná flood basalts. *Meteoritics & Planetary Science,* **45**:181-194.

Feldman, V. I.; Sazonova, L. V.; Mironov, Yu.; Kapustkina; I. G.; Ivanov, B. A. 1983. Circular structure Longancha as possible meteorite crater in basalts of the Tunguska syneclise. (abstract). In: 14th Lunar and Planetary Science. pp. 191-192.

Fredriksson, K.; Dube, A.; Milton, D.J.; Balasundaram, M. S. 1973. Lonar Lake, India: An impact crater in basalt. *Science,* **180**: 862-864.

French, B.M. 1998. *Traces of catastrophe: A handbook of shock-metamorphic effects in terrestrial meteorite impact structures*. LPI Contribution 954, Lunar and Planetary Institute, Houston, 120 pp. French, B.M.; Koeberl, C. 2010. The convincing identification of terrestrial meteorite impact structures: What works, what doesn´t, and why. *Earth Science Reviews*, **98**:123-170.

Fudali, R.F.; Milton, D.J.; Fredriksson, K.; Dube, A. 1980. Morphology of Lonar Crater, India: Comparison and implications. *Moon and Planets,* **23**:493-515.

Furuie, R.A.; Crósta, A.P.; Kazzuo-Vieira, C. 2006. Astroblema de Vista Alegre, PR: Análise das Características Geológicas e das Feições de Impacto. In: XLIII Congresso Brasileiro de Geologia*,* Aracaju, *Anais*, p. 113.

Hagerty, J.J.; Newsom H.E. 2003. Hydrothermal alteration at the Lonar Lake impact structure, India: Implication for impact cratering on Mars. *Meteoritics & Planetary Science,* **38**: 365-381.

Kazzuo-Vieira, C.; Crósta, A. P. 2004. Utilização de modelos digitais de elevação na caracterização de estruturas geológicas: o exemplo dos astroblemas de Vargeão (SC) e Vista Alegre (PR). In: XLII Congresso Brasileiro de Geologia*,* Araxá. *Anais* (em CD-ROM).

Maloof, A.C.; Stewart, S.T.; Weiss, B.P.; Soule, S.A.; Swanson-Hysell, N.L.; Louzada, K.L.; Garrick-Bethell, I.; Poussart, P.M. 2010. Geology of Lonar Crater, India. *Geological Society of America Bulletin*, **122**:109-126.

Mantovani, M.S.M.; Stewart, K.; Turner, S.; Hawkesworth, C.J. 1995. Duration of Paraná magmatism and implications for the evolution and source regions of continental flood basalts. *Anais da Academia Brasileira de Ciências,* **67**: 163-169.

Masaitis, V.L. 1999. Impact structures of northeastern Eurasia: the territories of Russian and adjacent countries. *Meteoritics & Planetary Science,* **34**: 691-711.

Osae, S.; Misra, S.; Koeberl, C.; Sengupta, D.; Gosh, S. 2005. Target rocks, impact glasses, and melt rocks from the Lonar impact crater, India: Petrography and geochemistry. *Meteoritics & Planetary Science,* **40**:1473-1492.

Renne, P.; Ernesto, M.; Pacca, I.G.; Coe, R.S.; Glen, J.M.; Prévot, M.; Perrin, M. 1992. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science,* **258**: 975-979.

Riccomini, C.; Turcq, B.J.; Ledru, M.; Sant'Anna, L.G.; Ferrari, J. A. 2005. Cratera de Colônia, SP -Provável astroblema com registros do paleoclima quaternário na Grande São Paulo. *In:* Winge M., Schobbenhaus C., Berbert-Born M., Queiroz E.T., Campos D.A., Souza C.R.G. (eds.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Publicado na Internet no endereço http://www.unb.br/ig/sigep/sitio116/sitio116.pdf

Turner, S.; Regelous, M.; Kelley, S.; Hawkesworth, K.; Mantovani, M.S.M. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar-^{39}Ar geochronology. *Earth and Planetary Science Letters,* **121**:333-348.

* Publicado na Internet em 18/01/2011 no endereço http://www.unb.br/ig/sigep/sitio044/sitio044.pdf

[1]Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP
Caixa Postal 6152 13083-970 Campinas SP

[2]Petróleo Brasileiro S.A.
Av. Elias Agostinho 665 27913-350 Macaé RJ

[3]Petróleo Brasileiro S.A.
Av. República do Chile, 330 20.031-170
Rio de Janeiro RJ

[1a] alvaro@ige.unicamp.br ;
[2b] rafaelfuruie@gmail.com ;
[1c] aschrank@ige.unicamp.br ;
[3d] kazzuo@gmail.com



ALVARO PENTEADO CRÓSTA

Graduou-se em Geologia pela USP (1977), concluiu o mestrado no Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE, 1982) e o doutorado no Imperial College, University of London (1990). Realizou estágios de pós-doutorado no Desert Research Institute, Universidade de Nevada, Reno, na Universidade de Viena, Áustria, e no Museu de História Natural/Universidade Humboldt na Alemanha. É Professor Titular do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas e Bolsista de Produtividade em Pesquisa do CNPq. Na UNICAMP foi Chefe de Departamento, Coordenador de Pós-Graduação, Diretor do Instituto de Geociências Chefe-Adjunto de Gabinete do Reitor e Pró-Reitor de Desenvolvimento Universitário. Atua nas áreas de Sensoriamento Remoto e Exploração Mineral e de Geologia Planetária/Crateras de Impacto Meteorítico.



RAFAEL DE AGUIAR FURUIE

Graduou-se em Geologia pela UNICAMP (2006), fez mestrado em Geologia pela USP (2009). Atualmente é geólogo na Petrobras atuando na modelagem de reservatórios carbonáticos.



CÉSAR KAZZUO-VIEIRA

Graduou-se em Geologia pela Universidade Estadual de Campinas (2003), fez especialização em Geofísica e Geologia de Exploração de Petróleo pela UFRJ/Universidade PETROBRAS (2007), especialização em Interpretação Exploratória pela Universidade PETROBRAS (2008) e mestrado em Geociências pela Unicamp (2009). Atualmente é geofísico de interpretação exploratória da PETROBRAS atuando no processamento e interpretação digital de dados de sensoriamento remoto, aerogeofísicos e sísmicos, com ênfase em aplicações geológicas.



ALFONSO SCHRANK

Graduou-se em Geologia pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (1974), fez especialização em Sciences de Matières Premières Minerales et Energetiques pela Université de Paris XI (Paris-Sud) (1979), doutorado em Geociências pela Université de Paris XI (Paris-Sud) (1982) e pós-doutorado pela Université du Quebéc a Montréal (1996). É Professor-Associado da Universidade Estadual de Campinas. Atua nos seguintes temas: greenstone belts, komatiitos, petrologia de rochas vulcânicas e geocronologia U-Pb.

SIGEP 044 - ASTROBLEMA DE VISTA ALEGRE, PR

PROPOSTA DA ÁREA DE PROTEÇÃO



O polígono em vermelho, indica a área de proteção proposta, localizada a sudeste do bairro rural de Vista Alegre, município de Coronel Vivida, PR.

VÉRTICE	COORDENADAS GEOGRÁFICAS	
1	25º56'06,73"S	52º42'18,66"W
2	25º56'08,57"S	52º42'16,84"W
3	25º56'11,53"S	52º42'17,96"W
4	25º56'08,57"S	52º42'21,71"W
5	25º56'07,08"S	52º42'20,52"W

Polígono da área de proteção proposto por: Alvaro Penteado Crósta (alvaro@ige.unicamp.br)

Data da proposta: 01/07/2012

Parte

2

Sítios Geomorfológicos



Pedra do Baú, São Bento do Sapucaí, SP

Imponente paisagem e registro de eventos tectônicos e denudacionais pós-ruptura continental

SIGEP 055*

Silvio Takashi Hiruma[1a]
Antonio Luiz Teixeira[1b]

Resumo - A Pedra do Baú, situada no Município de São Bento do Sapucaí (SP), na borda sudoeste do Planalto de Campos do Jordão, é uma imponente feição geomorfológica de grande beleza cênica, que se destaca na paisagem da Serra da Mantiqueira. Abrange um conjunto de cristas rochosas, denominadas Ana Chata, Bauzinho e Pedra do Baú, sendo a última a mais famosa, com ponto culminante a 1.905 m de altitude, de onde se pode avistar o sul de Minas, parte do Vale do Rio Paraíba do Sul e o Planalto de Campos do Jordão. Constituída por gnaisses do Complexo Varginha-Guaxupé, esta feição está alinhada segundo a direção NE-SW, concordante com a estruturação pré-cambriana. A evolução geológica da Pedra do Baú está intimamente relacionada aos processos tectônicos e denudacionais que se seguiram à ruptura continental, em especial, à origem e evolução do *rift* continental do sudeste do Brasil, durante o Paleógeno. Sucessivas reativações ao longo de antigas zonas de cisalhamento, evidenciadas por feições morfotectônicas e estruturas rúpteis, mostram o importante condicionante tectônico na individualização da Pedra do Baú. Esta feição e seu entorno estão protegidos e disciplinados, legalmente, por unidades de conservação de proteção integral (Monumento Natural Estadual da Pedra do Baú) e de uso sustentável (Área de Proteção Ambiental Estadual de Sapucaí-Mirim e Área de Proteção Ambiental Federal da Serra da Mantiqueira).

Palavras-chave: Pedra do Baú; Planalto de Campos do Jordão; Serra da Mantiqueira; denudação; tectônica rúptil; *Rift* Continental do Sudeste do Brasil

Pedra do Baú, São Bento do Sapucaí, State of São Paulo – An impressive landscape and record of the post-continental breakup tectonic and denudation events

Abstract - The Pedra do Baú, located in the São Bento do Sapucaí Municipality (State of São Paulo), on the southwestern edge of the Planalto de Campos do Jordão, is an impressive geomorphological feature of great scenic beauty in the landscape of the Serra da Mantiqueira. It comprises a series of rocky ridges called Ana Chata, Bauzinho and Pedra do Baú, the latter being the most famous, which reaches an altitude of 1,905 m, from where one can see the south of the Minas Gerais State, part of the Paraíba do Sul River Valley and the Campos do Jordão Plateau. They are constituted by gneisses of the Varginha-Guaxupé Complex and aligned according to the NE-SW direction, the same of the precambrian structures. The geological evolution of the Pedra do Baú is closely related to the tectonic and denudation processes that followed the continental breakup, especially the origin and evolution of the continental rift of southeastern Brazil (Paleogene). Successive reactivations along ancient shear zones, as evidenced by morphotectonic features and brittle structures, show the important tectonic control on the individualization of the Pedra do Baú. This area and its surroundings have been legally protected and regulated by conservation units of integral protection (State Natural Monument of the Pedra do Bau) and of sustainable use (State Environmental Protection Area of Sapucaí-Mirim and Federal Environmental Protection Area of Serra da Mantiqueira).

Key words: Pedra do Baú; Campos do Jordão Plateau; Serra da Mantiqueira; denudation; brittle tectonics; continental rift of southeastern Brazil

INTRODUÇÃO

A Pedra do Baú (Fig. 1), Município de São Bento do Sapucaí, é uma imponente feição geomorfológica situada na borda sudoeste do Planalto de Campos do Jordão, Serra da Mantiqueira. Constitui uma paisagem de grande beleza cênica, representativa das regiões elevadas e acidentadas do sudeste do Brasil. Considera-se aqui, de modo genérico, como Pedra do Baú, o conjunto de três formações ou cristas rochosas popularmente conhecidas, de nordeste para sudoeste, como Bauzinho, Pedra do Baú e Ana Chata.

Este conjunto encontra-se alinhado segundo a direção NE-SW que, por sua vez, é concordante com a estruturação geológica pretérita herdada do Neoproterozoico (*ca*. 600 Ma). A Pedra do Baú é a mais elevada delas; de seu ponto culminante a 1.905 metros de altitude, é possível avistar uma grande extensão do Planalto de Campos do Jordão, parte do Vale do Rio Paraíba do Sul e a porção sul do Estado de Minas Gerais (Fig. 2). A formação do Bauzinho, situada imediatamente a nordeste da Pedra do Baú, atinge 1.835 metros, enquanto Ana Chata, situada 0,5 km a sudoeste, 1.738 metros de altitude. Este conjunto de cristas rochosas constitui uma importante atração turística, visitada por praticantes de esportes radicais (alpinismo e vôo livre) ou pelos que buscam apenas lazer, constituindo-se importante atividade econômica para a região, em especial para o Município de São Bento do Sapucaí.

De acordo com a historiografia local, a Pedra do Baú foi denominada pelos primeiros habitantes de "Embahú" que, em tupi-guarani, significa "ponto de vigia". Recebeu ainda o nome de Canastra (baú grande, onde se guardavam pertences), utilizado pelos tropeiros e caboclos da região. Os primeiros a escalarem seu cume foram os irmãos João e Antônio Teixeira de Sousa, em 1940. Dois anos mais tarde, o empresário Luiz Dumont Villares patrocinou a instalação das escadarias de ferro nas suas faces sul (Fig. 3) e norte, facilitando seu acesso. No topo da Pedra foi construído o primeiro abrigo de montanha do Brasil, do qual restou apenas sua fundação (Fundação Florestal, 2010).

Menções sobre a Pedra do Baú podem ser encontradas em trabalhos clássicos de geomorfologia (De Martonne, 1944; Ab'Sáber, 1954; Almeida, 1964), que, em geral, salientam o caráter de relevo residual dessa feição. A história evolutiva da Pedra do Baú está intimamente associada à do Planalto de Campos do Jordão, que registra importantes eventos tectônicos e denudacionais que se seguiram à ruptura continental entre Brasil e África, com destaque para a formação do *rift* continental do sudeste do Brasil durante o Paleógeno.

Recentemente, considerando a importância deste sítio geológico, o Conselho Estadual do Meio Ambiente aprovou a criação do Monumento Natural da Pedra do Baú (Deliberação CONSEMA 26, de 26/10/2010), com vistas à sua maior preservação e uso sustentável. Em paralelo, o Conselho Estadual de Monumentos Geológicos (CoMGeo-SP), em outubro de 2011, aprovou a criação do Monumento Geológico da Pedra do Baú, o sexto do Estado de São Paulo.

LOCALIZAÇÃO

A Pedra do Baú está localizada no Município de São Bento do Sapucaí, região leste do Estado de São Paulo, entre as coordenadas 22º 41' 02'' e 22° 41' 38'' de latitude Sul e 45º 39' 14'' e 45° 40' 16'' de longitude Oeste (Fig. 4).

Partindo-se de São Paulo, o acesso é feito pelas rodovias Airton Senna/Carvalho Pinto (SP-070) ou Pres. Dutra (BR-116) até a altura de Taubaté; deste ponto toma-se a Rodovia Floriano Peixoto (SP-123) rumo Campos do Jordão. Para se acessar a face norte da Pedra do Baú toma-se a Rodovia Oswaldo Barbosa Guisardi (SP-046) até Santo Antônio do Pinhal e daí, segue-se pela Rodovia Monteiro Lobato (SP-050/MG-173) até São Bento do Sapucaí, donde, através de estrada vicinal pavimentada pelo Vale do Ribeirão do Paiol Grande, atinge-se a localidade de mesmo nome. O acesso à face sul da Pedra do Baú é feito através de estrada vicinal parcialmente pavimentada que parte do Bairro Jaguaribe, em Campos do Jordão. Em ambos os casos, o acesso ao topo da Pedra do Baú é feito por caminhadas em trilhas até a base das cristas rochosas. Deste ponto em diante, a subida é feita por meio de escadarias de ferro cravadas na rocha (Fig. 3).

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Contexto Geológico Regional

A região da Pedra do Baú está inserida no Setor Central da Província Mantiqueira (Almeida & Hasui, 1984), província estrutural que se estende pela região costeira, desde o sul da Bahia até o Uruguai. Na última versão do Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:750.000, Perrotta *et al*. (2005) situaram as rochas da região no contexto do Terreno Socorro-Guaxupé e da Província Tocantins, aqui entendido como uma região de transição entre ambas as províncias. Neste setor estão expostos terrenos de natureza e idades variadas, dobrados e justapostos por zonas de cisalhamento transcorrentes de direção geral NE-SW, e abrigados no Orógeno Socorro-Guaxupé (Perrotta *et al*., 2005). O Orógeno Socorro-Guaxupé (Fig. 5) expõe terrenos que se agregaram e se amalgamaram durante o Neoproterozoico (*ca*. 630-610 Ma), como resul-

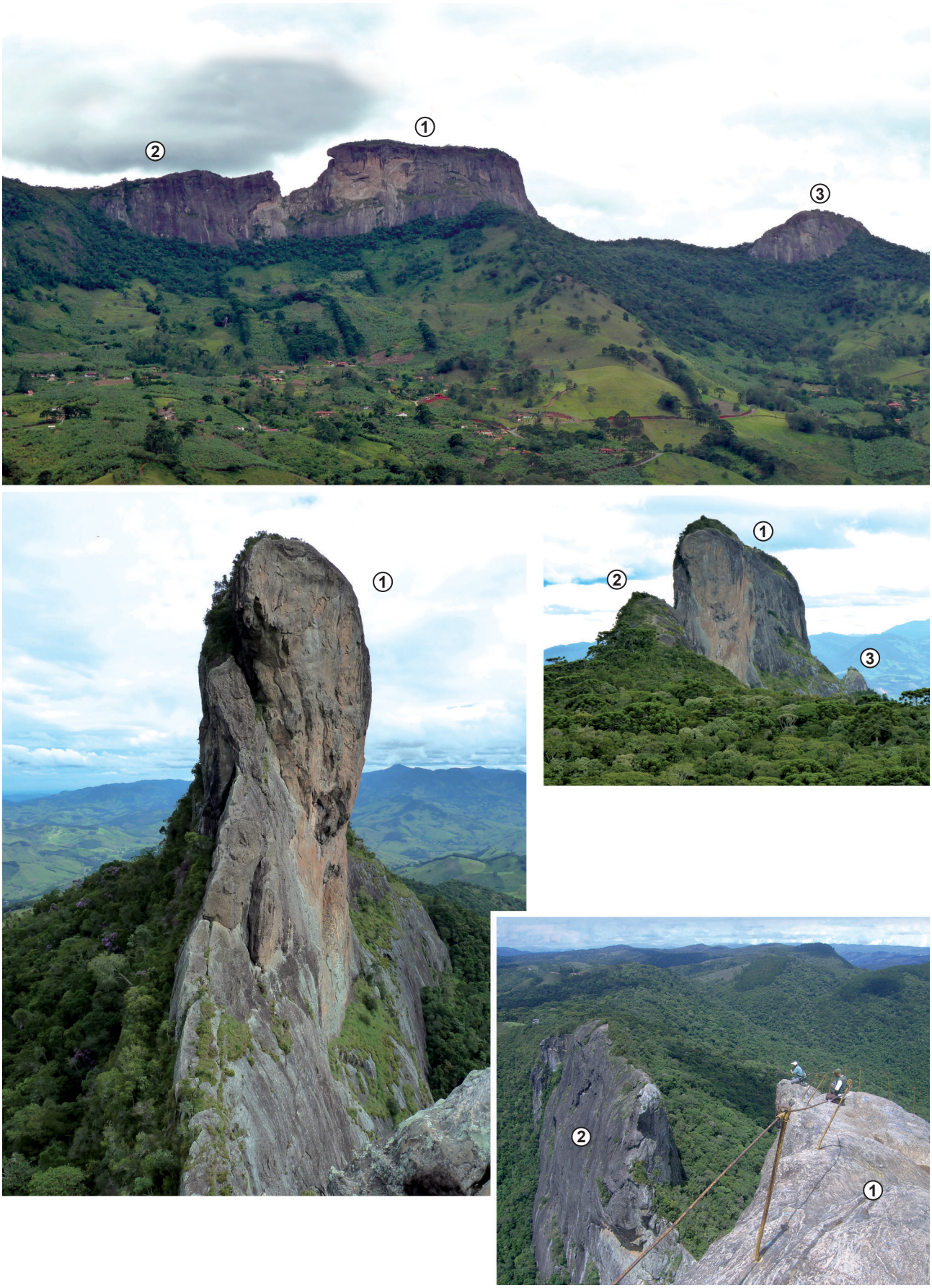


Figura 1 - Diferentes vistas da Pedra do Baú (1), Bauzinho (2) e Ana Chata (3). Fotos de S.T. Hiruma.

Figure 1 - Different views of the Pedra do Baú (1), Bauzinho (2) and Ana Chata (3). Photos by S.T. Hiruma.

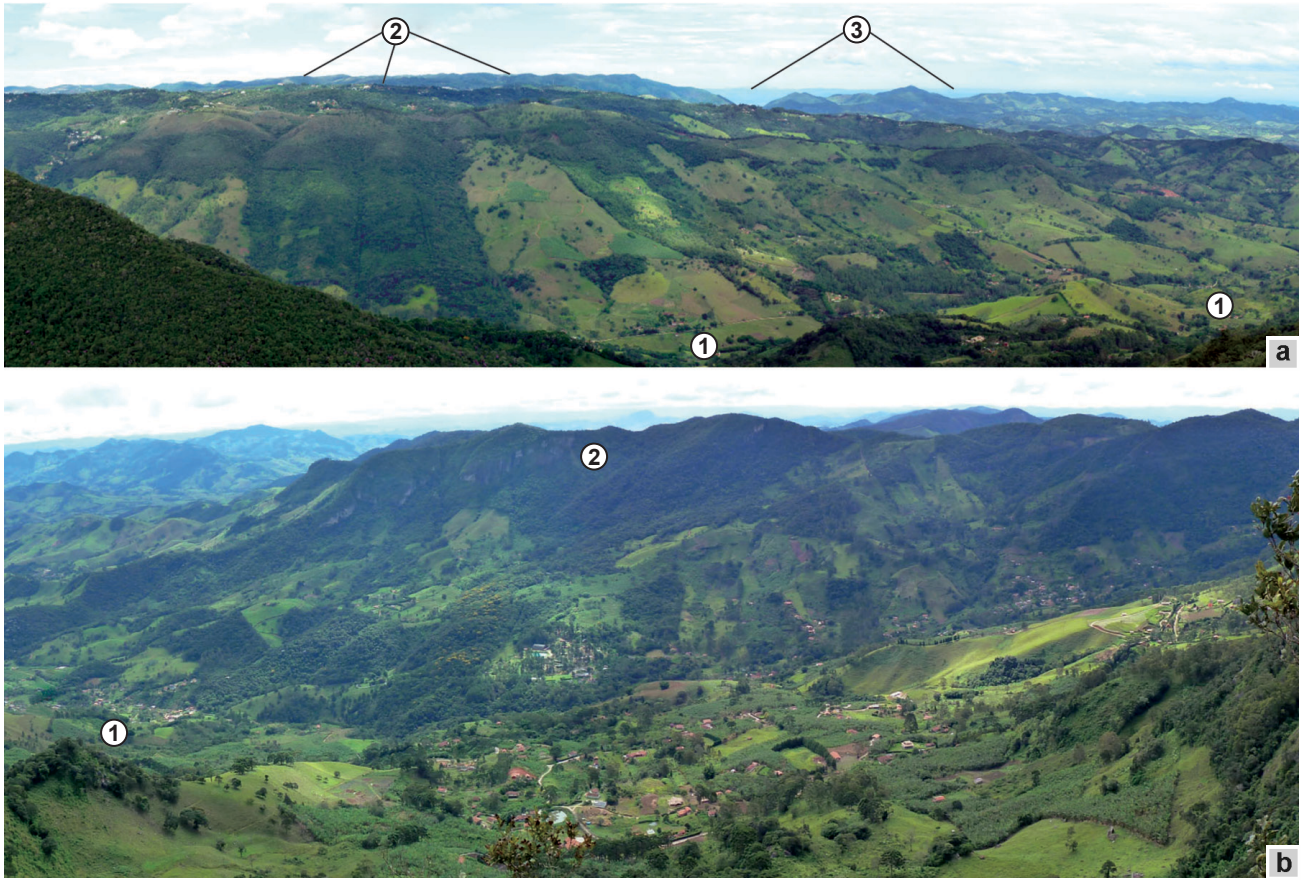


Figura 2 - (a) Vista do Vale do Ribeirão do Baú (1). Ao fundo, à esquerda, o Planalto de Campos do Jordão (2) e, à direita, a Serra do Mar (3). **(b)** Vista do Vale do Ribeirão do Paiol Grande (1) e da Serra da Coimbra (2). Fotos de S.T. Hiruma.

Figure 2 - (a) A view of the Ribeirão do Baú Valley (1). In the middle and background, on the left side of the photo, the Campos do Jordão Plateau (2) and in the background, on the right side, the Serra do Mar (3). **(b)** A view of the Paiol Grande Ribeirão Valley (1) and of the Serra da Coimbra (2). Photos by S.T. Hiruma.



Figura 3 - Escadas de ferro na face sul da Pedra do Baú. Foto de S.T. Hiruma.

Figure 3 - Iron steps on the south face of the Pedra do Baú. Photo by S.T. Hiruma.

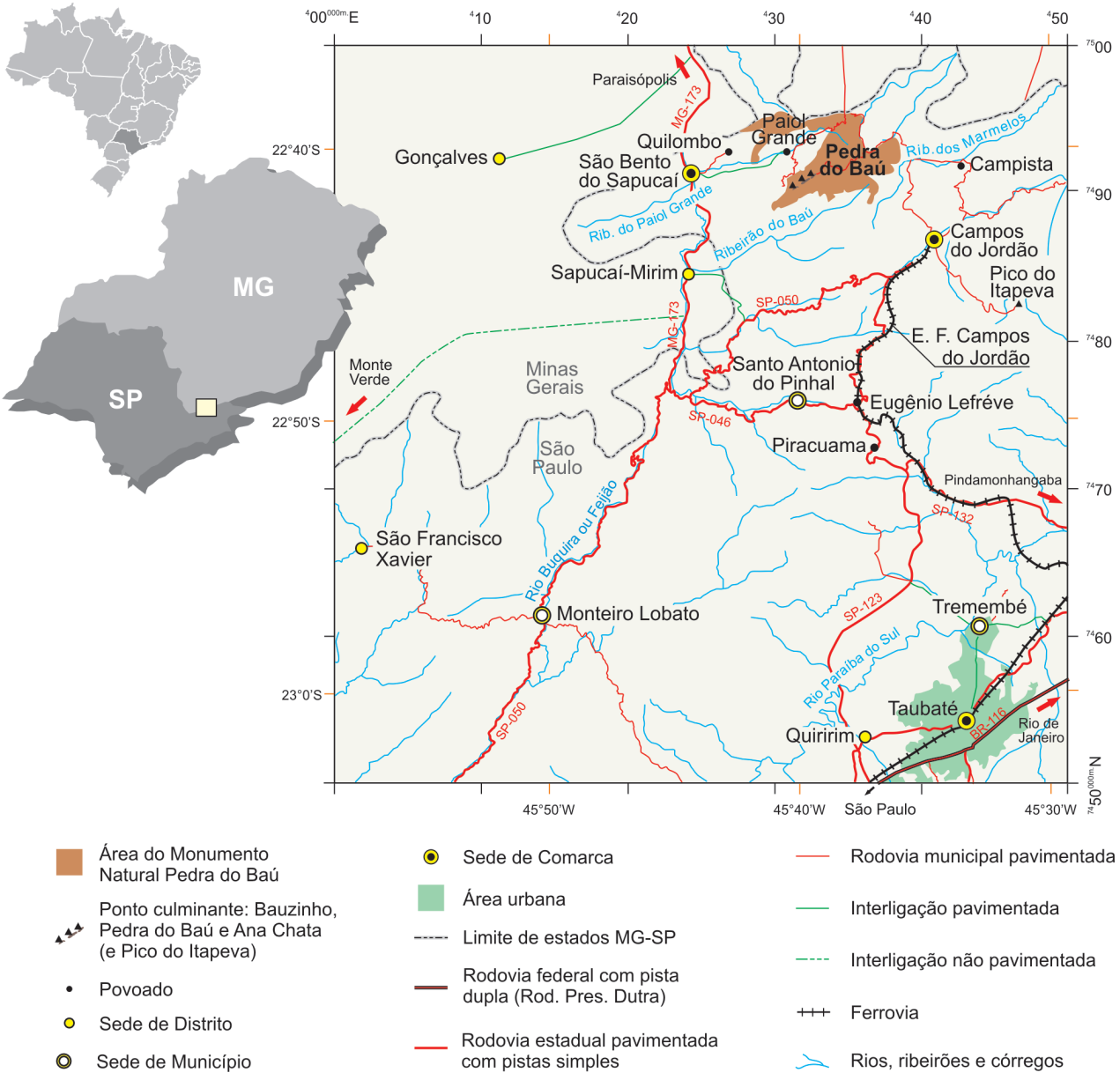


Figura 4 - Localização e acessos à região da Pedra do Baú.
Figure 4 - Location and routes to the Pedra do Baú region.

tado da convergência de blocos continentais cratônicos, situados do lado africano e do lado sul-americano ao largo do Oceano Adamastor (Hartnady *et al*., 1985). Esse processo de convergência continental com fechamento oceânico foi acompanhado de subducção, com consumo de crosta e empilhamento de *nappes* e lascas crustais nas áreas continentais, acompanhado de granitogênese generalizada e espessamento crustal, que resultou, ao final, na amalgamação e consolidação do continente Gondwana Ocidental (Brito Neves & Cordani, 1991; Brito Neves *et al*., 1999 e Campos Neto, 2000).

Entre o final do Jurássico e início do Cretáceo, o Gondwana Ocidental, já consolidado e estabilizado como parte do Supercontinente Pangea, entra em processo de ruptura ao longo das antigas linhas de fraquezas proterozoicas (zonas de cisalhamentos) com direções NE-SW, permitindo a abertura do que hoje é o Oceano Atlântico, entre os continentes sul-americano e africano. Assim, os processos de convergência deram lugar aos divergentes, estabelecendo regimes de esforços eminentemente distensivos nas bordas das placas sul-americana e africana.

Do lado sul-americano, na região continental do sudeste do Brasil, com a continuidade da deriva continental e abertura oceânica, o basculamento de blocos atinge seu ápice com o rifteamento de boa parte da região da crosta onde se consolidara o Orógeno Mantiqueira (e, mais especificamente, o Orógeno Socorro-Guaxupé),

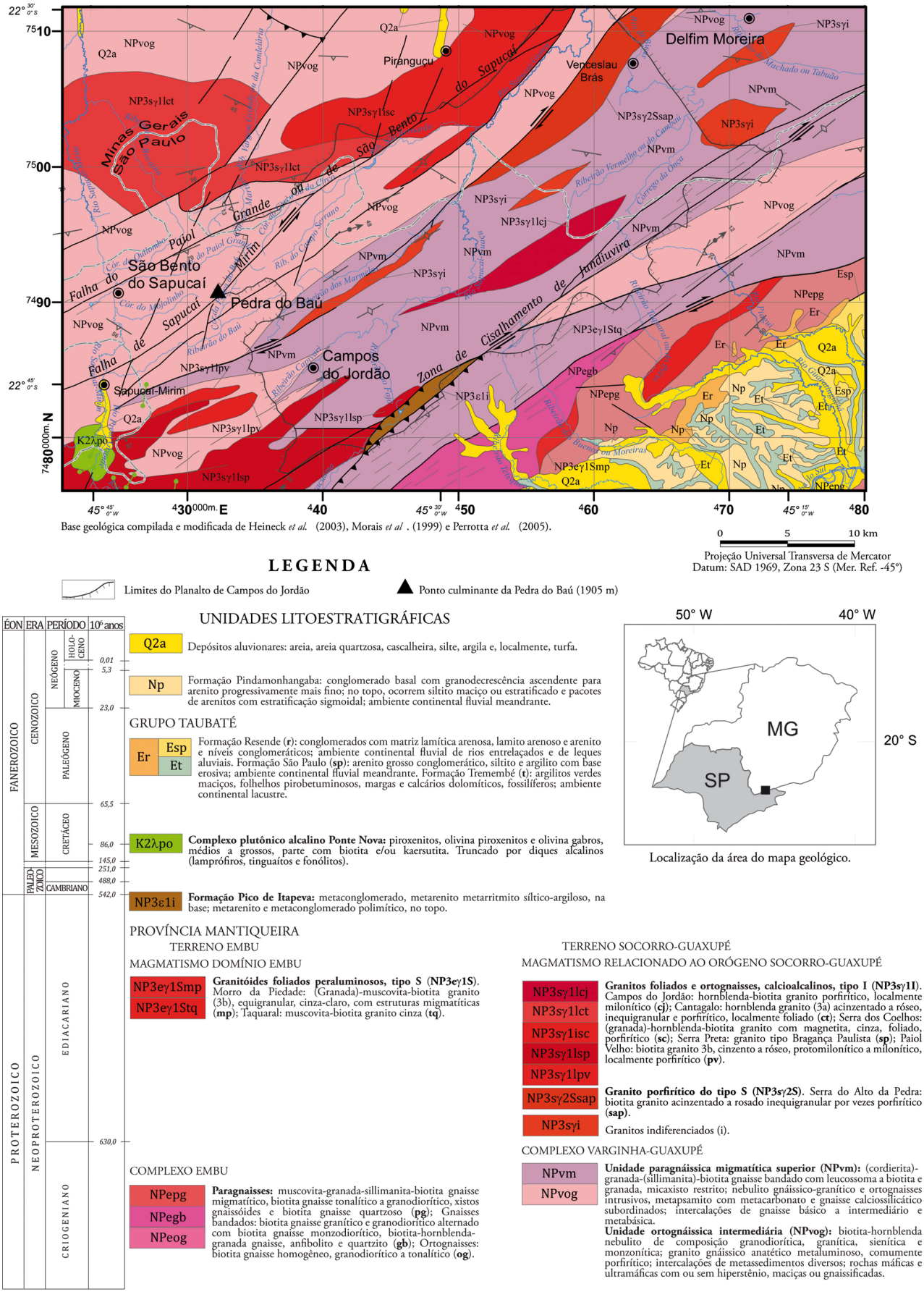


Figura 5 - Contexto geológico da região da Pedra do Baú.

Figure 5 - Geological setting of the Pedra do Baú region.

configurando-se, no Paleógeno, o *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989). Esta feição tectônica, desenvolvida como depressão alongada de direção ENE, paralelamente à linha de costa, estende-se de Curitiba (PR) a Barra de São João (RJ). No quadro atual, o *rift* pode ser subdividido em três segmentos (Riccomini *et al.*, 2004): (1) ocidental, que engloba a Bacia de Curitiba, as áreas de ocorrências das formações Alexandra e Pariqüera-Açu e os grábens de Guaraqueçaba, Sete Barras e Cananéia; (2) central, compreendendo as bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda, além das ocorrências menores de Bonfim e do Cafundó; (3) oriental, que encerra o Gráben da Guanabara, com as bacias de Itaboraí, Macacu e o gráben de Barra de São João. No segmento central do *rift*, este evento diastrófico cunhou como feição mais imponente o Gráben do Paraíba, que, em suas regiões ascendentes (*horsts*) deu lugar às serras da Mantiqueira, a noroeste, e do Mar, a sudeste, e, em sua região subsidente (*graben*) instalou-se a Bacia de Taubaté, preenchida por sedimentos erodidos das regiões alçadas, e, mais tardiamente, a calha fluvial meandrante do Rio Paraíba do Sul.

Concomitantemente, o sudeste do Brasil também foi afetado por pulsos de magmatismo alcalino durante o Cretáceo Inferior (estágio *rift* nas bacias marginais atlânticas), Cretáceo Superior (estágio oceânico da margem atlântica) e Paleógeno (evolução do *rift* continental no sudeste do Brasil). Conforme Riccomini *et al.* (2005), a distribuição das rochas alcalinas mostra um nítido controle tectônico do magmatismo por antigas descontinuidades crustais, por onde ocorreria a subida de material mantélico.

O Planalto de Campos do Jordão.

O Planalto de Campos do Jordão (Fig. 6), situado no leste de São Paulo e sul de Minas Gerais, constitui um planalto cristalino tectonicamente alçado a mais de 2.000 m de altitude (Almeida, 1964). Em suas porções mais elevadas, De Martonne (1944) reconheceu remanescentes da superfície dos *campos*, também identificada nos altos da Bocaina (Ab'Sáber & Bernardes, 1958), e considerada mais antiga que a superfície das *cristas médias* (Japi). Freitas (1951) e Almeida (1964) consideraram que essa superfície corresponderia, na realidade, à superfície Japi, deformada e soerguida em vários níveis - ideia incorporada em trabalhos posteriores. Ressalta-se, no entanto, que a origem, distribuição e idade dessas superfícies são temas ainda muito controversos. Idades de traços de fissão em apatitas de amostras coletadas em altitudes semelhantes, nos flancos opostos do *rift* continental do sudeste do Brasil (Hiruma *et al.*, 2010), nos planaltos de Campos do Jordão (92±10 e 112±12 Ma, 1.939 e 1.785 m respectivamente) e da Bocaina (222±23 e 268±58 Ma, 1.885 e 1.892 m), mostraram-se muito contrastantes, evidenciando histórias denudacionais distintas. Embora as idades em Campos do Jordão ainda sejam preliminares, os resultados indicam idades

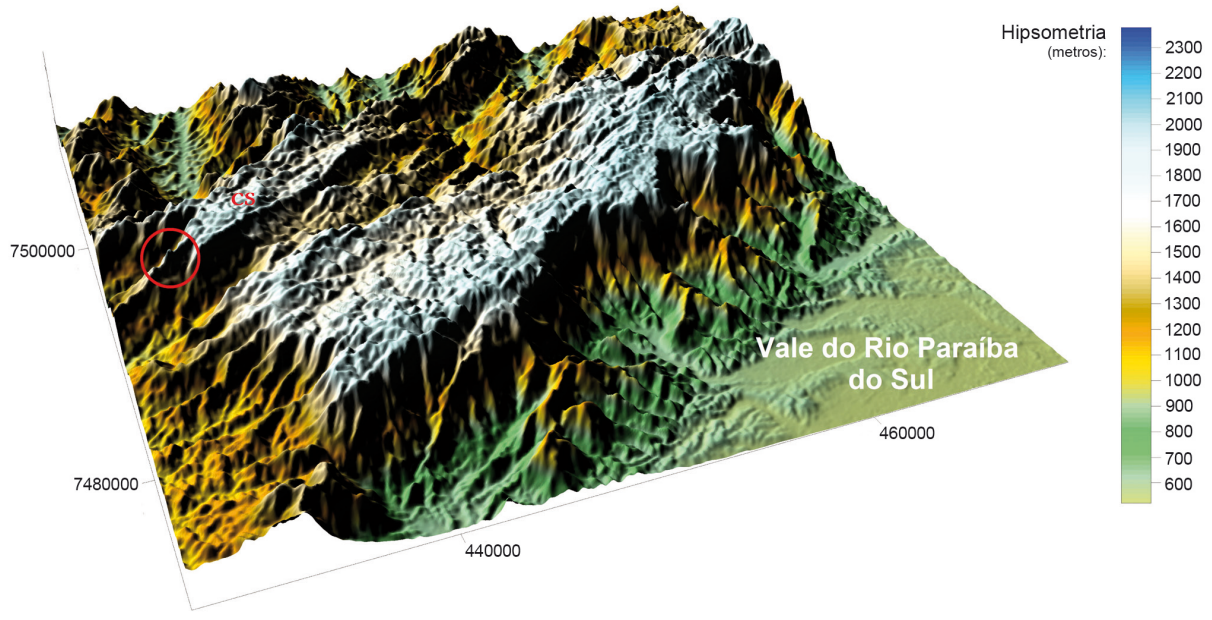


Figura 6 - O Planalto de Campos do Jordão e os campos do Serrano (cs). O círculo vermelho destaca a região da Pedra do Baú.

Figure 6 - The Campos do Jordão Plateau and the campos do Serrano (cs). The red circle indicates the Pedra do Baú region.

muito mais antigas na Bocaina. Os limites do planalto são essencialmente tectônicos (Hasui *et al*., 1978, Modenesi, 1988), determinados por falhas transcorrentes neoproterozoicas a eopaleozoicas com direção ENE, reativadas durante o Cenozoico. A borda sudeste do planalto, ao longo da escarpa da Serra da Mantiqueira, coincide, aproximadamente, com a Zona de Cisalhamento de Jundiuvira (Hasui *et al*., 1978), enquanto sua borda noroeste é marcada pelo traçado da Falha do Paiol Grande (Hasui *et al*., 1978) ou de São Bento do Sapucaí (Cavalcante *et al*., 1979). Almeida (1964) relata que os principais coletores do planalto, como o Rio Sapucaí-Mirim, apresentam traçados quase normais às estruturas regionais, fluindo de sul para norte, enquanto a drenagem de menor hierarquia é essencialmente subsequente, concordante com os principais lineamentos estruturais de direção ENE.

A individualização do planalto está relacionada com os processos de instalação e evolução do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (Paleógeno), que tiveram início a partir da reativação de antigas zonas de cisalhamento, que passaram a atuar como falhas rúpteis de componente normal.

O planalto foi submetido a sucessivos pulsos de soerguimento até atingir sua posição atual, acima de 2.000 m. A análise morfotectônica do frontão sudeste do planalto (Hiruma *et al*., 2001; Modenesi-Gauttieri *et al*., 2002) evidenciou uma superposição de regimes de esforços neotectônicos semelhantes aos observados em áreas vizinhas, como o Vale do Rio Paraíba do Sul e a região do Alto Estrutural de Queluz. Um regime inicial compressivo NW - SE, compatível com um binário transcorrente destral de direção E - W (Neopleistoceno a Holoceno), teria sido sucedido por outro distensivo E - W a NW-SE, evidenciado por falhas normais de direção NE - SW (Holoceno). Esta sucessão seria fechada por um regime de esforços compressivos de direção E-W a NW-SE, compatível com o regime atual de esforços, identificado a partir de dados geofísicos (Assumpção, 1992). A atividade neotectônica é expressa no relevo por fenômenos de captura de drenagem, rios em gancho, vales assimétricos, escarpas retilíneas, facetas triangulares e trapezoidais, anfiteatros suspensos, *shutter ridges* e divisores pouco nítidos (Modenesi, 1988; Hiruma *et al*., 2001; Modenesi-Gauttieri *et al*., 2002). Para Almeida (1976), o soerguimento final da Mantiqueira teria ocorrido durante o Quaternário, concomitante ao incremento dos rejeitos verticais ao longo do *rift*, entulhamento das bacias, acentuação do basculamento dos testemunhos da Superfície Japi e à importante dissecação erosiva, tanto das vertentes meridional da Serra do Mar e setentrional da Mantiqueira, quanto da borda sudeste da Bacia do Paraná. Histórias térmicas obtidas a partir da análise termocronológica de traços de fissão em apatitas seriam condizentes com episódios de soerguimento e de denudação, associados às fases de magmatismo alcalino e à formação do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (Hiruma *et al*., 2010).

Análises mineralógicas e micromorfológicas de perfis de intemperismo profundo evidenciaram fases de laterização de diferentes intensidades, que refletem os ajustes às mudanças ambientais provocadas pelo ritmo de soerguimento do planalto até sua posição atual (Modenesi-Gauttieri *et al*., 2011). A fase de laterização mais intensa (alitização), reconhecida nos materiais mais superficiais e antigos, estaria relacionada a climas tropicais existentes antes da formação do *rift*, em altitudes menos elevadas. Por outro lado, a fase de monossialitização, observada nos materiais mais profundos, corresponderia a climas menos agressivos, vigentes após a acentuação do soerguimento do planalto (Neógeno). Lateritas aluminoferruginosas, observadas acima de 1.800 m, e latossolos vermelhos retrabalhados nas vertentes do nível topográfico de 1.800-1.820 m corresponderiam a remanescentes de um manto ferralítico, formado sob condições e processos vigentes antes da acentuação do soerguimento do planalto (Modenesi, 1983).

Durante o Quaternário, a sobrelevação do planalto a altitudes acima de 2.000 m propiciou condições de clima de altitude, originando um sistema de paisagem típico - os *altos campos* (Modenesi, 1983, 1988) -, caracterizado por um mosaico de mata e campo adaptado às formas de relevo e à distribuição dos materiais superficiais. Os campos recobrem os topos de interflúvio e o setor convexo das vertentes, enquanto a mata ocupa as vertentes retilíneas e os anfiteatros de erosão. Variações associadas a diferenças litológicas e ao grau de dissecação do relevo permitiram individualizar três unidades nesse geossistema: campos do Jordão, campos do Serrano e campos de São Francisco. Nesse contexto, a Pedra do Baú situa-se no extremo sudoeste dos campos do Serrano.

A Pedra do Baú

• Geologia Local

Os estudos pioneiros e com abordagem pormenorizada sobre a geologia da região do sul de Minas Gerais e leste de São Paulo foram realizados por Heinz Ebert, no início da década de 1950, com síntese dos resultados publicados em Ebert (1968, 1971). Resumidamente, o autor enfeixou as rochas da região da Pedra do Baú no que denominou de Grupo Paraíba, constituído de *metagrauvacas*, *paragnaisses* e *metarcóseos*. Em trabalho clássico sobre os fundamentos do relevo paulista, Almeida (1964)

descreveu, no vale do Rio Sapucaí-Mirim, gnaisses graníticos com estruturas planares orientadas entre N50-55°E, com mergulhos verticais a subverticais e sugestivos de dobramentos cerrados. Hasui *et al.* (1978) mantiveram a denominação Grupo Paraíba de Ebert (1968, 1971) e identificaram, na região, migmatitos complexos com predomínio de estruturas estromatíticas dobradas e redobradas. Cavalcante *et al.* (1979) discriminaram, nesta região, uma faixa essencialmente migmatítica, limitada entre as falhas do São Bento do Sapucaí (ou do Paiol Grande, Hasui *et al.*, 1978), a noroeste, e a do Sapucaí-Mirim, a sudeste, onde ocorreriam migmatitos predominantemente estromatíticos (do tipo "São Bento do Sapucaí"), que incluíram no Complexo Paraisópolis. Outra faixa, limitada tectonicamente a sudeste com esta última pela Falha do Sapucaí-Mirim, e que se prolonga até a Falha de Campos do Jordão, seria constituída por biotita-gnaisses, quartzitos e mármores parcialmente migmatizados, incluídos no Complexo Campos do Jordão. Campos Neto (1991) incluiu as rochas da região na *Nappe* de Empurrão Socorro-Guaxupé, constituída de terrenos alóctones cavalgados e empilhados. Morais *et al.* (1999) incluíram as rochas da região no Domínio (da *nappe*) Socorro-Guaxupé e identificaram nos complexos Paraisópolis e Campos do Jordão (Cavalcante *et al.*, 1979) o predomínio de (granada)-hornblenda-biotita gnaisses e de (granada)-biotita gnaisses protomiloníticos, respectivamente. Morais *et al.* (1999), entretanto, incluíram as rochas do Complexo Campos do Jordão (Cavalcante *et al.*, 1979) no Complexo Piracaia (Campos Neto & Basei, 1983). Perrotta *et al.* (2005), por sua vez, agruparam as unidades rochosas da região em uma única Unidade Ortognáissica Migmatítica Intermediária, pertencente ao Complexo Varginha-Guaxupé, no contexto do Orógeno Socorro-Guaxupé.

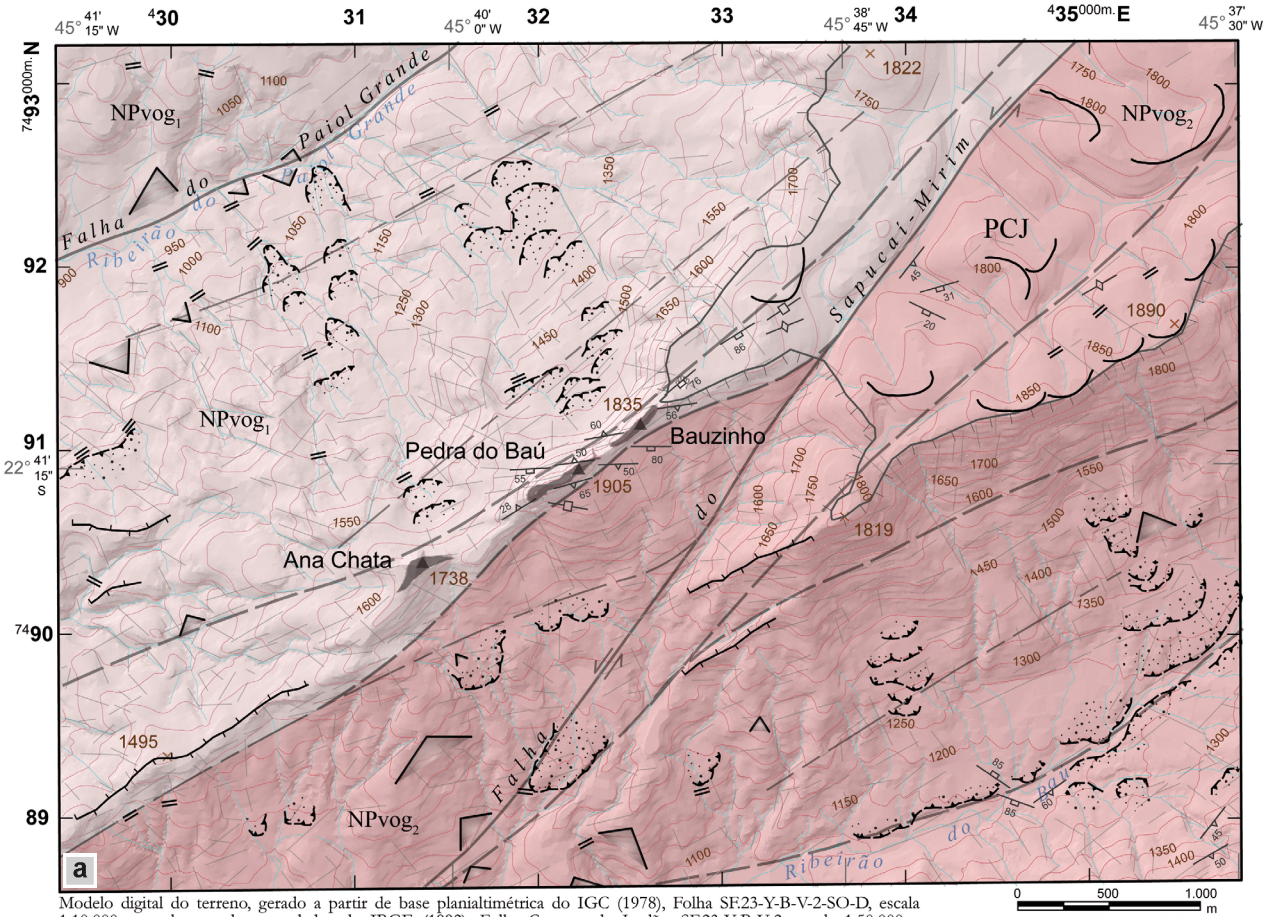
Neste trabalho, a Unidade Ortognáissica Migmatítica Intermediária (NPvog, Fig. 5, 7a) foi subdividida em outras duas: ($NPvog_1$) - ortognaisses com predomínio de anfibólios (hornblenda) sobre os minerais micáceos (biotita) e ($NPvog_2$) - ortognaisses com predomínio de biotita sobre a hornblenda, com frequentes intercalações de ortoquartzitos, rochas máficas/ultramáficas e calciossilicatadas.

A primeira subunidade ($NPvog_1$) ocorre em toda a porção noroeste da área, incluindo o conjunto de cristas rochosas do Baú e parte do Planalto de Campos do Jordão. Constitui-se de (granada)-hornblenda-biotita gnaisses bandados, estromáticos a localmente nebulíticos, dobrados e redobrados, transpostos e milonitizados; apresentam composição granodiorítica, granítica, sienítica e monzonítica, com níveis anfibolíticos e, localmente, de rochas ultrabásicas. A segunda subunidade (NPvog2) ocorre imediatamente a sudeste do conjunto de cristas, limitada pela Falha do Sapucaí-Mirim e suas ramificações, e se estende por toda porção sudeste da área. Constitui-se de (granada)-biotita-hornblenda gnaisses protomiloníticos bandados, estromáticos a nebulíticos de composição granodiorítica, granítica, sienítica e monzonítica; frequentemente, apresentam intercalações de ortoquartzitos, anfibolitos, hornblenda gnaisses e rochas calciossilicatadas.

O bandamento gnáissico, na região da Pedra do Baú, é dado por bandas claras e escuras alternadas, com espessuras milimétricas a centimétricas. As bandas claras, geralmente mais delgadas e róseas, são ricas em quartzo, K-feldspatos, além de biotita, hornblenda e minerais escuros como acessórios. Apresentam-se com texturas pegmatíticas ou graníticas, quando evoluem para lentes ou bolsões, preferencialmente alongados segundo a direção do bandamento, podendo atingir comprimentos de alguns metros e espessuras decimétricas. As bandas escuras, geralmente mais espessas, exibem coloração cinza-escuro esverdeado, são mais ricas em plagioclásios que feldspatos potássicos, ao lado do quartzo, hornblenda, biotita e, mais raramente, granada. Apenas localmente, "filmes" de rochas de composição básica ou diorítica restam preservados e alinhados com a foliação principal. A textura predominante é granolepidoblástica porfirítica, com destaque para megacristais de K-feldspatos, que se sobressaem na matriz rica em plagioclásios. O bandamento gnáissico apresenta estruturas estromatíticas predominantes (Fig. 8a), com feições nebulíticas localizadas e raras. Apresenta-se dobrado e redobrado (Fig. 8a, b), com dobras cerradas de pouco espessamento apical, fechadas até abertas, quando redobradas. Os eixos das dobras apresentam caimentos entre 30-40° para SW e, secundariamente, para NE. Seus planos axiais caem entre 50-90°, ora para SE, ora para NW, com predomínio desta última direção nas cristas do Baú. O pacote é frequentemente cortado por veios quartzo-feldspáticos (Fig. 8a, b), às vezes com texturas aplíticas, com espessuras milimétricas a centimétricas, oblíquos ou até ortogonais ao bandamento gnáissico, discriminando-se uma fase em estado rúptil-dúctil, parcialmente concordante com os dobramentos, e, pelo menos outras duas, eminentemente rúpteis, associadas a fraturas conjugadas, cujas relações indicam vetores máximos compressivos, ora subverticais e ora suborizontais.

- **Geologia Estrutural**

A região da Pedra do Baú é atravessada por dois sistemas de falhas principais de direção geral N50-60°E. A noroeste do conjunto de cristas do Baú (Fig. 7a) ocorre a Falha do Paiol Grande (ou do São Bento do Sapucaí), onde se encaixa a drenagem de mesmo nome, que corta o



Modelo digital do terreno, gerado a partir de base planialtimétrica do IGC (1978), Folha SF.23-Y-B-V-2-SO-D, escala 1:10.000, complementado com dados do IBGE (1992), Folha Campos do Jordão, SF.23-Y-B-V-2, escala 1:50.000 e observações de campo. Base geológica compilada e modificada de Morais *et al.* (1999) e Perrotta *et al.* (2005).

Projeção Universal Transversa de Mercator
Datum: SAD 1969, Zona 23 S (Mer. Ref. -45°)

LEGENDA

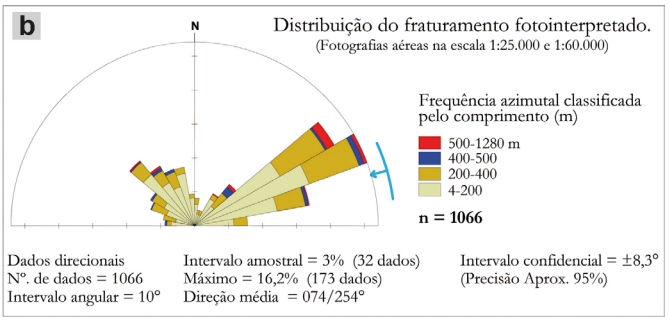
UNIDADES LITOLÓGICAS

Complexo Varginha-Guaxupé

Unidade ortognáissica intermediária (NPvog)

NPvog$_1$ — Predomínio de (granada)-hornblenda-biotita gnaisses bandados, estromáticos a nebulíticos, dobrados e redobrados, transpostos e milonitizados; de composição granodiorítica, granítica, sienítica e monzonítica, com níveis anfibolíticos e, localmente, de rochas ultrabásicas.

NPvog$_2$ — Predomínio de (granada)-biotita-hornblenda gnaisses protomiloníticos bandados, estromáticos a nebulíticos de composição granodiorítica, granítica, sienítica e monzonítica; frequentemente com intercalações de ortoquartzitos, anfibolitos, hornblenda gnaisses e rochas calcissilicatadas.



CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- Bandamento gnáissico inclinado, com valor do mergulho, ou vertical; geralmente associado à foliação milonítica ou fraturamento sub-paralelo
- Fratura inclinada, com valor do mergulho, ou vertical. Compreendem falhas com rejeitos centimétricos e juntas, localmente abertas
- Falha direcional comprovada ou inferida, quando tracejada
- Fratura fotointerpretada
- Lineamento fotogeológico

CONVENÇÕES GEOMORFOLÓGICAS

- Limite escarpado do Planalto de Campos do Jordão (PCJ)
- Cristas rochosas, com destaque para o conjunto de cristas da Pedra do Baú
- Anfiteatro de erosão
- Faceta triangular
- *Knickpoint*
- Depósitos de tálus, geralmente superpostos e suspensos

CONVENÇÕES PLANIALTIMÉTRICAS

- Rios, ribeirões e córregos
- 1650 — Curva de nível com equidistância de 50 metros
- × 1495 — Ponto cotado e seu valor altimétrico (m)
- ▲ — Ponto culminante da crista e seu valor altimétrico (m)

Figura 7 - (a) Mapa morfotectônico da região da Pedra do Baú. **(b)** Distribuição das fraturas fotointerpretadas.

Figure 7 - (a) Morphotectonic map of the Pedra do Baú region. **(b)** Distribution of the photointerpreted fractures.

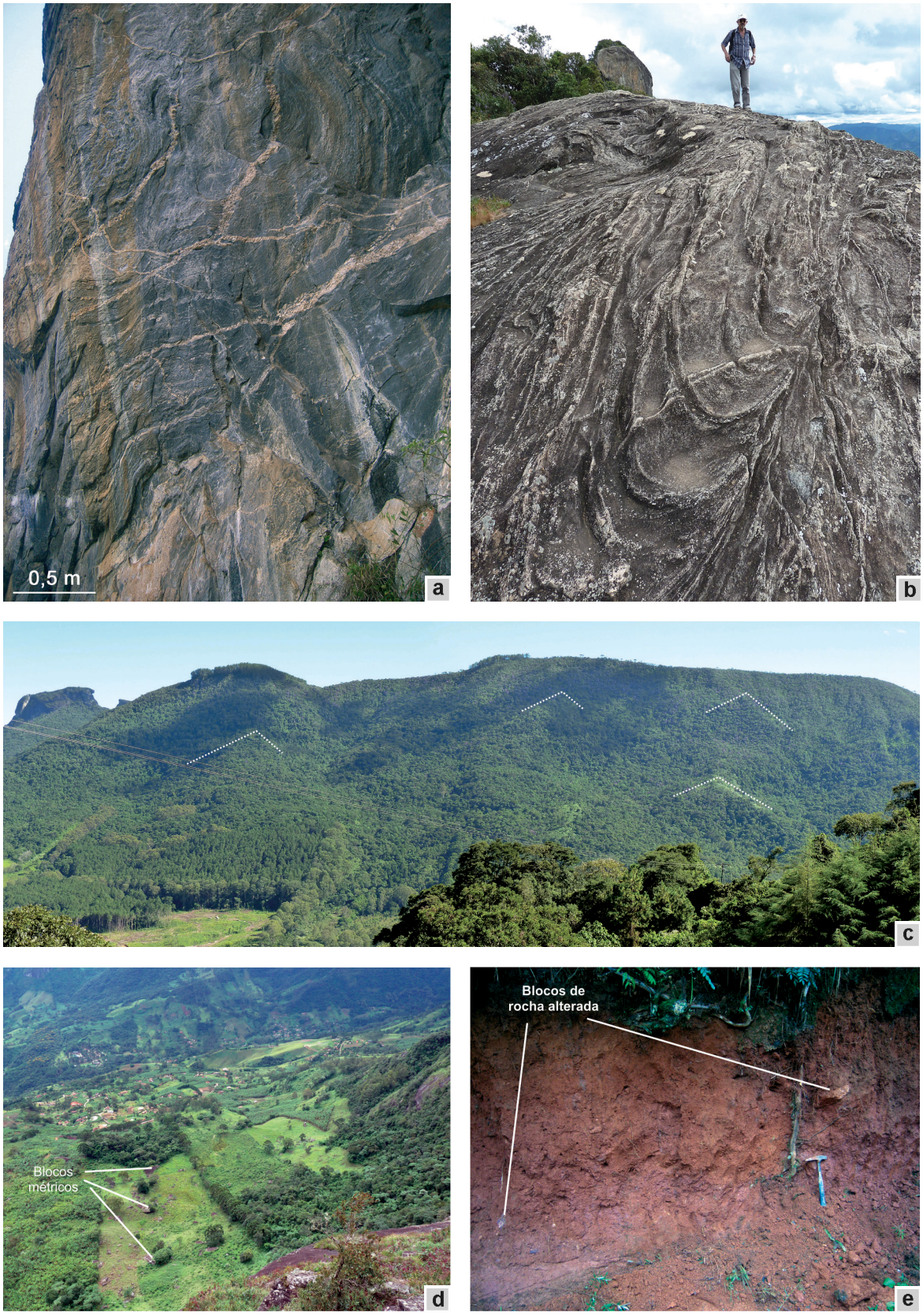


Figura 8 - (a) Gnaisse bandado cortado por veios quartzo-feldspáticos (Baú). **(b)** Gnaisse com dobras fechadas a cerradas (Bauzinho). **(c)** Facetas triangulares ao longo do Vale do Ribeirão do Baú. **(d)** Depósitos de tálus no sopé da Pedra do Baú. **(e)** Latossolos vermelhos retrabalhados (campos do Serrano). Fotos de S.T. Hiruma.

Figure 8 - (a) Banded gneiss cut by quartz-feldspar veins (Baú). **(b)** Banded gneiss with close to tight folds (Bauzinho). **(c)** Triangular facets along the Ribeirão do Baú Valley. **(d)** Talus deposits on the footslope of the Pedra do Baú. **(e)** Reworked red latosols (campos do Serrano). Photos by S.T. Hiruma.

domínio de ortognaisses com predomínio de hornblenda ($NPvog_1$). Imediatamente a sudeste do conjunto de cristas ocorre a Falha do Sapucaí-Mirim, com suas ramificações, que corta o domínio dos ortognaisses com predomínio de biotita (NPvog2), e limita esta unidade com a anterior (NPvog1). Em um contexto regional, essas falhas e suas ramificações situam-se entre duas zonas de cisalhamento: Jundiuvira, a sudeste de Campos do Jordão (Fig. 5) e direção N60-70°E, coincidente, grosso modo, com o limite do Planalto de Campos do Jordão, e a de Camanducaia, imediatamente a noroeste da cidade de mesmo nome, em Minas Gerais, de direção N40-50°E, que limita as rochas do Grupo Paraíba com aquelas do Complexo Amparo, ao norte (Almeida *et al.*, 1981).

De acordo com a análise de sensores remotos, fotografias aéreas nas escalas 1:25.000 (Secretaria de Agricultura – SP, 1973) e 1:60.000 (USAF, 1966), o fraturamento nas unidades rochosas da região da Pedra do Baú é bem marcado pelas direções ENE-WSW e NW-SE (Fig. 7b). A primeira direção, com máximos entre N50-70°E, reflete o *trend* regional e, mais especificamente, a direção das principais falhas que cortam a área. Por outro lado, esta direção pode-se confundir com a foliação metamórfica ou com o bandamento gnáissico, uma vez que, na maioria dos casos, o bandamento ocorre associado a uma foliação milonítica pretérita. Esta foliação constituiu planos de fraqueza para que reativações tardias ou mais jovens fossem instaladas subparalelamente, como fraturas com espaçamentos centimétricos a decimétricos e, por vezes, milimétricos. A segunda direção tem máximos situados entre N30--50°W e é bastante evidenciada no padrão de drenagem retangular e, também, no padrão levemente sinuoso das cristas rochosas, que se desenvolvem principalmente de NE para SW. Apesar de menos evidentes que as direções NE-SW, herdadas de processos neoproterozoicos, as direções NW-SE devem ter se tornado mais expressivas durante os processos de rifteamento, concomitantes à abertura do Oceano Atlântico (final do Triássico), reativadas/neoformadas quando da instalação e deformação do *rift* continental.

O conjunto de cristas que se estende de NE para SW, a partir do Bauzinho e à frente dos limites do Planalto de Campos do Jordão, serpenteia suavemente, ora para NW e ora para SE, até que se desfaz nos fundos do vale do Rio Sapucaí-Mirim, ao norte da cidade de mesmo nome, em Minas Gerais, a altitudes pouco superiores a 850 metros. Enquanto as direções NE-SW determinaram a disposição espacial dos litotipos, como o alto empinamento das camadas e sua direção preferencial ao redor de N50-70°E, as direções NW-SE foram responsáveis por inflexões locais dessas direções, geralmente associadas com planos de falhas oblíquas e com rejeitos destrais, que também provocaram variações sobre o mergulho e direção de caimento originais das camadas. Feição marcante associada a esta direção refere-se ao desmantelamento da crista, que resultou na individualização das formações rochosas da Pedra do Baú, Bauzinho e Ana Chata. Este fato é mais notável nas encostas voltadas para noroeste, onde grandes anfiteatros foram palco para a deposição de detritos associados a processos gravitacionais (coluviões e tálus), oriundos das porções mais altas, onde ocorreu a desagregação e erosão de segmentos edentados (Fig. 1a) pelo arranjo de fraturas NW-SE e NE-SW.

Os frontões voltados para NW da Pedra do Baú e Bauzinho têm superfície ondulada, desenvolvendo um perfil sigmóide (Fig. 1b, d). Esta feição resultou da interseção entre o bandamento subvertical e um sistema de fraturas conjugadas de direção subparalela a este último e caimento entre 60-80°, para NW, e entre 80-90°, para SE. Nos frontões voltados para o lado oposto, o desplacamento ou isolamento de blocos ocorre preferencialmente acompanhando o bandamento gnáissico. Quando observados à distância, os frontões parecem apresentar bandamento gnáissico suborizontal, com mergulhos suaves para SW. Esta feição, aparente e enganosa, é devida à interseção entre as paredes dos frontões com os flancos das dobras, cujos eixos têm direção preferencial de caimento para SW.

- **Geomorfologia**

Trabalhos clássicos de geomorfologia já citavam a Pedra do Baú, geralmente condicionando sua preservação e imponência à presença de rochas mais resistentes e caracterizando-a como um relevo residual. De Martonne (1944), em seu trabalho "Problemas morfológicos do Brasil Atlântico", compara a Pedra do Baú a feições do tipo "pão-de-açúcar". Tais feições derivariam de rochas menos sensíveis à decomposição química e à desagregação mecânica; a preservação dependeria também de sua posição geográfica em relação aos talvegues. Na Pedra do Baú, em especial, o cume em forma de plataforma suspensa estaria relacionado à presença de "gnaisses sub--horizontais dos quais um banco mais resistente forma como que um solidéu" (De Martonne, 1944). Ab´Sáber (1954), ao discutir a geomorfologia do Estado de São Paulo, refere-se à Pedra do Baú como uma "crista de rochas granitizadas, de granulação fina resistente". Almeida (1964), em sua obra "Fundamentos geológicos do relevo paulista", considera que os cimos mais elevados do Planalto de Campos do Jordão, representados pela Pedra do Baú e pelos picos do Imbiri e Itapeva, corresponderiam a remanescentes da superfície Japi, preservados em rochas mais resistentes.

Ressalta-se que o fator litológico não é o preponderante na preservação e imponência da Pedra do Baú, uma vez que não existe variação significativa entre as rochas presentes na feição e em seu entorno. O controle tectônico e estrutural, aliado a sua posição geográfica de borda de planalto, seriam os principais fatores para sua individualização.

A Pedra do Baú, em sentido amplo, constitui um conjunto de cristas rochosas, que engloba, de nordeste para sudoeste, as formações denominadas de Bauzinho, Pedra do Baú e Ana Chata, cujos pontos culminantes atingem, respectivamente 1.835, 1.905 e 1.738 m, de acordo com a Carta Topográfica de Campos do Jordão, escala 1:50.000 (IBGE, 1984). Apresentam paredões rochosos íngremes, com declividades superiores a 45º e setores com declividade negativa, podendo atingir desníveis de, aproximadamente, 200 m. A Pedra do Baú caracteriza-se como um prolongamento rochoso da borda escarpada sudoeste do Planalto de Campos do Jordão (unidade dos campos do Serrano), intensamente dissecada pela drenagem subsequente dos ribeirões Paiol Grande e do Baú, afluentes do Rio Sapucaí-Mirim. Nos campos do Serrano (Modenesi, 1988), situado a noroeste das cabeceiras dos ribeirões dos Marmelos e do Baú, a paisagem típica dos *altos campos*, representada pelo mosaico de mata e campo, está presente apenas nas porções menos dissecadas, acima de 1.750 m. Nas vertentes do nível topográfico de 1.800-1.820 m ocorrem perfis de latossolos retrabalhados (Fig. 8e), que evidenciam a presença pretérita de um manto ferralítico (Modenesi, 1983), formado sob condições mais intensas de laterização em altitudes menos elevadas.

O desnível topográfico entre o topo da Pedra do Baú e o fundo dos vales dos córregos do Paiol Grande e do Baú é acentuado, da ordem de 800-900 m. Nas vertentes desses vales, espessos depósitos de tálus (Fig. 7a, 8d) e de colúvios, geralmente superpostos e suspensos, testemunham a recorrência dos movimentos de massa. Tais depósitos gravitacionais, caracteristicamente mal selecionados e com blocos e matacões métricos, são mais expressivos na base da face norte da Pedra do Baú, onde o arranjo das estruturas rúpteis e do bandamento gnáissico favoreceram sua deposição.

Feições morfotectônicas como facetas triangulares (Fig. 7a, 8c) e *knickpoints*, ao longo dos vales dos ribeirões do Baú e Paiol Grande, e anfiteatros de erosão suspensos nos campos do Serrano, alinham-se segundo a direção NE-SW. No frontão sudeste do Planalto de Campos do Jordão, tais feições estão, geralmente, associadas a falhas com componente normal, geradas sob regimes de esforços distensivos NW-SE, atuantes durante a evolução do *rift* (Hiruma *et al*., 2001; Modenesi-Gauttieri *et al*., 2002). Nesse mesmo setor do planalto, capturas de drenagem, *shutter ridges* e divisores pouco nítidos estão associados a falhas transcorrentes de direção NW-SE, provavelmente também responsáveis pela fragmentação da crista rochosa e individualização das formações da Pedra do Baú, Bauzinho e Ana Chata.

SINOPSE SOBRE A ORIGEM, EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E IMPORTÂNCIA DO SÍTIO

A região da Pedra do Baú está situada no Setor Central da Província Mantiqueira, onde estão expostos terrenos de natureza e idades variadas, dobrados e justapostos por zonas de cisalhamento transcorrentes, de direção geral NE-SW, e abrigados no Orógeno Socorro-Guaxupé. Este orógeno é constituído de terrenos que se agregaram e se amalgamaram durante o Neoproterozoico (*ca.* 630-610 Ma), como resultado da convergência de blocos continentais cratônicos, situados do lado africano e do lado sul-americano, resultando na amalgamação e consolidação do continente Gondwana, como parte do supercontinente Pangea. As macrofeições do relevo do sudeste do Brasil refletem essa estruturação antiga de direção NE-SW, associada às zonas de cisalhamento e às foliações metamórficas, que constituíram zonas de fraqueza preferenciais para as reativações tectônicas cenozoicas.

Entre o final do Jurássico e início do Cretáceo, o supercontinente Pangea entra em processo de ruptura ao longo das antigas linhas de fraquezas proterozoicas. Na região sudeste do Brasil, durante o Paleógeno, com o continuar da deriva continental e abertura do Oceano Atlântico, parte da crosta continental entra em processo de rifteamento dando origem ao *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, em cujo segmento central se situa o Gráben do Paraíba. A individualização do Planalto de Campos do Jordão, como um bloco tectônico alçado a mais de 2.000 m, está intimamente relacionada a esses eventos.

Variações na intensidade dos processos de laterização no planalto registram as mudanças ambientais causadas pelos pulsos de soerguimento desde o Paleógeno. Durante o Neógeno e o Quaternário, sucessivas reativações tectônicas e fases de soerguimento são testemunhadas pela presença de estruturas rúpteis e feições morfotectônicas associadas, como facetas triangulares, *knickpoints*, *shutter ridges*, escarpas retilíneas, capturas de drenagem, entre outras. A evolução quaternária sob as novas condições de clima de altitude promoveram o surgimento de uma paisagem peculiar nos altos da Mantiqueira: o geossistema dos *altos campos*.

A mudança dos níveis de base promoveu intensa erosão remontante ao longo dos ribeirões subsequentes do Baú e do Paiol Grande, causando o festonamento da

borda sudoeste do planalto, condicionada principalmente pelo arranjo das estruturas rúpteis, e individualizando as cristas rochosas da Pedra do Baú. A sucessão de depósitos de tálus e de colúvios no sopé da Pedra do Baú registra a pujança dos processos gravitacionais responsáveis pela desnudação e exposição dessa feição.

A Pedra do Baú constitui uma paisagem de grande beleza cênica. Sua posição topográfica elevada, na borda do Planalto de Campos do Jordão, permite que ela seja vista de vários municípios. Trata-se de uma importante atração turística e de fácil acesso, com grande potencial para o geoturismo e que ilustra a atuação de diversos processos geológicos e geomorfológicos, desde o pré-cambriano até os dias atuais.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

A região da Pedra do Baú e seu entorno ainda encontram-se bem preservados. Ressalta-se, no entanto, o frágil equilíbrio dessa paisagem, registrado pela superposição de depósitos de tálus e de colúvios nas vertentes, principalmente em sua face norte. A preservação desse importante sítio geológico depende de um disciplinamento do uso e ocupação do solo, prevenindo a deflagração e/ou aceleração de processos geomorfológicos. Nesse sentido, o sítio geológico está inserido em unidades de conservação (UCs) de proteção integral e de uso sustentável, em níveis estadual e federal (Fig. 9), que regulamentam o uso e ocupação de setores da Serra da Mantiqueira, bem como da Pedra do Baú.

A área da Pedra do Baú e seu entorno está contida na Área de Proteção Ambiental Federal da Serra da Mantiqueira, criada pelo Decreto Federal n° 91.304 em 3 de junho de 1985, e que teve sua área estendida sobre todo o Município de São Bento do Sapucaí pela Lei nº 9.097, de 19 de setembro de 1995. Esta UC tem por finalidade conservar o conjunto paisagístico e a cultura regional, bem como proteger parte de uma das maiores cadeias montanhosas do sudeste brasileiro, a flora endêmica e andina, os remanescentes dos bosques de araucária, a continuidade da cobertura vegetal do espigão central e das manchas de vegetação primitiva e a vida selvagem, principalmente as espécies ameaçadas de extinção.

A Pedra do Baú também está integralmente contida na Área de Proteção Ambiental Estadual de Sapucaí-Mirim, criada pelo Decreto Estadual nº 43.285 de 3 de julho de 1998. Esta APA tem por finalidade proteger a Serra da Mantiqueira e os remanescentes de vegetação nativa e a fauna a ela associada e os recursos hídricos, em especial, as nascentes do Rio Sapucaí, que é responsável pelo abastecimento da região e de mais 40 municípios de Minas Gerais. Esta unidade de conservação faz divisa ao norte com a Área de Proteção Ambiental Fernão Dias.

Em nível municipal, foi criada a Área de Proteção Ambiental da Pedra do Baú, pela Lei 548, de 27 de outubro de 1987. Sua criação propiciou iniciativas para a proteção da área, tais como a recuperação e sinalização das trilhas de acesso.

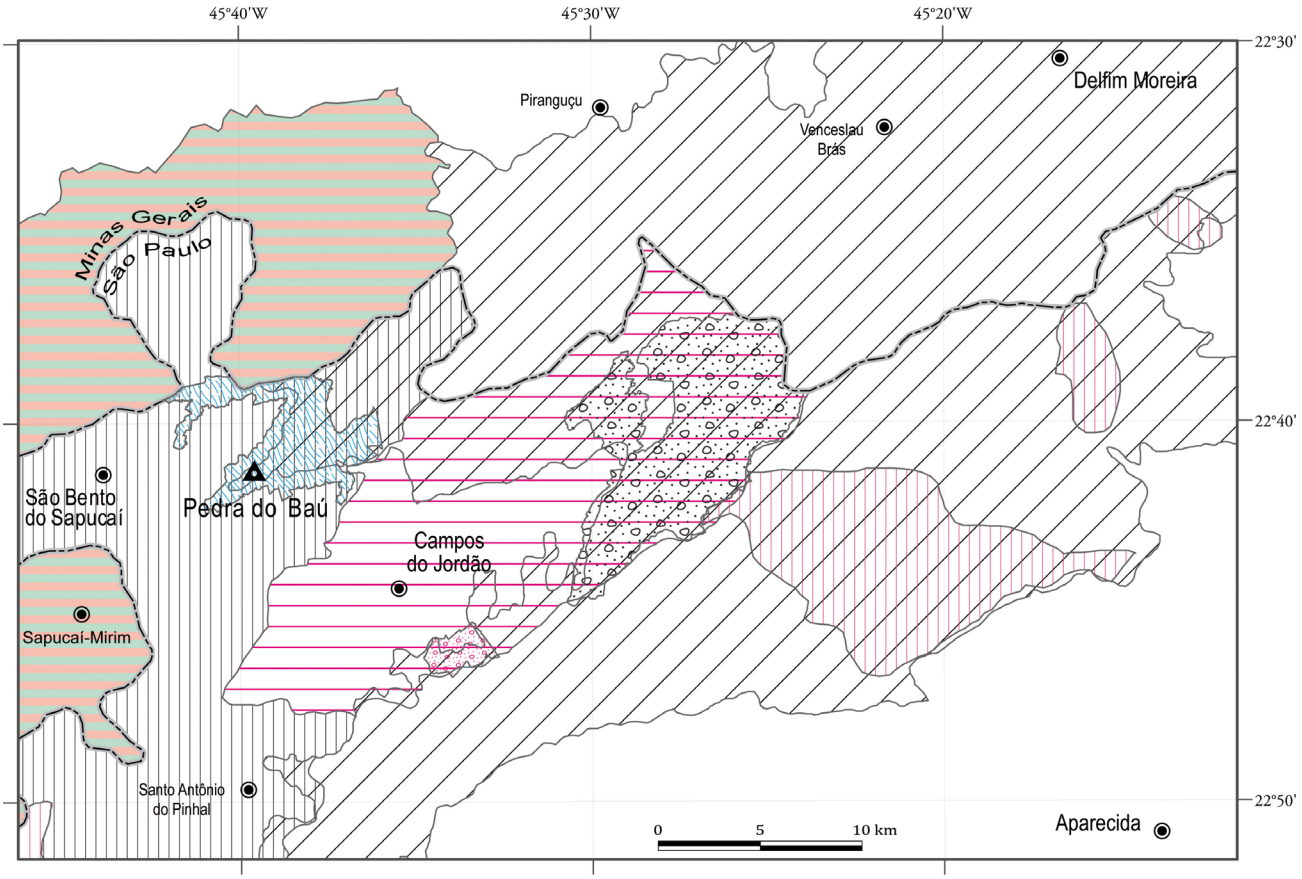
Mais recentemente, o Conselho Estadual do Meio Ambiente (Consema) aprovou a proposta de criação do Monumento Natural da Pedra do Baú (Deliberação CONSEMA - 26, de 26/10/2010), que abrange as partes mais elevadas da Serra do Baú e da Serra da Coimbra, abrigando diversas nascentes formadoras da bacia superior do Rio Sapucaí-Mirim. Trata-se de uma unidade de conservação de proteção integral, mas que mantém as propriedades particulares em posse de seus titulares, desde que o uso da terra esteja de acordo com seu plano de manejo. A criação dessa UC teve por objetivo "proteger a biodiversidade, os recursos hídricos, a paisagem local, por seu significado como marco cultural e histórico, sua relevância geológica e beleza cênica, bem como organizar a visitação turística e o uso esportivo do complexo rochoso, visando garantir a segurança do ambiente natural e dos usuários".

Paralelamente, a partir de sugestão do Conselho Estadual de Monumentos Geológicos (CoMGeo-SP), os autores do presente sítio apresentaram a proposta de criação do Monumento Geológico da Pedra do Baú, aprovada por unanimidade durante a 7ª reunião do CoMGeo-SP em 23/10/2011, tornando-se a sexta unidade desta categoria no estado. A categoria de Monumento Geológico abrange locais com características geológicas únicas, representativas da diversidade geológica do Estado de São Paulo, cuja preservação é essencial para o conhecimento da evolução geológica de nosso planeta.

Sugestões dos Autores

A área de proteção do sítio e de seu entorno deve ser objeto de estudos multidisciplinares e de maior detalhe, a serem implementados na fase de elaboração do Plano de Manejo do Monumento Natural da Pedra do Baú. A área delimitada nesse trabalho (Anexo 1) compreende as três cristas rochosas (Bauzinho, Baú e Ana Chata) e seu entorno imediato, representando a área mínima a ser protegida, independente de quaisquer medidas que venham a ser adotadas no âmbito do Monumento Natural, no qual se insere.

O maciço rochoso da Pedra do Baú constitui a principal atração turística do Monumento Natural. De fácil acesso, apresenta grande potencial para a expansão do geoturismo na região. Uma grande variedade de processos geológicos e geomorfológicos, que remontam ao pré-cambriano até os dias atuais, pode ali ser estudada, assim como temas relacionados ao meio ambiente, como



Fontes de Dados - Unidades de Conservação: Coordenadoria de Planejamento Ambiental-CPLA. 2010. Limites das Unidades de Conservação do Estado de São Paulo. Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo, São Paulo. **Sítios eletrônicos:** Ministério do Meio Ambiente - Governo do Brasil. (*http://mapas.mma.gov.br*); Fundação para a Conservação Florestal do Estado de São Paulo. 2011. Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo. (*http://www.ffflorestal.sp.gov.br*).

LEGENDA - Unidades de Conservação

Estado de São Paulo

Proteção Integral

- Monumento Natural da Pedra do Baú
- Parque Estadual Campos do Jordão
- Parque Estadual Mananciais de Campos de Jordão

Uso Sustentável

- Área de Proteção Ambiental Campos do Jordão
- Área de Proteção Ambiental Sapucaí-Mirim

Estado de Minas Gerais

Uso Sustentável

- Área de Proteção Ambiental Fernão Dias

Unidades Federais

Uso Sustentável

- Área de Proteção Ambiental Bacia do Paraíba do Sul
- Área de Proteção Ambiental Serra da Mantiqueira

Convenções

- Limites de estados São Paulo-Minas Gerais
- Ponto culminante da Pedra do Baú
- Cidades

Figura 9 - Unidades de Conservação federais e estaduais da região da Pedra do Baú e adjacências.

Figure 9 - Federal and state conservation units of the Pedra do Baú region and surroundings.

a preservação de recursos hídricos, a análise dos processos geomorfológicos atuais na dinâmica e evolução do relevo, entre outros. Além dos aspectos físicos, é interessante resgatar os aspectos históricos da área, de igual relevância para a preservação do sítio.

REFERÊNCIAS

Ab'Sáber,A.N. 1954. A geomorfologia do Estado de São Paulo. *In*: CNG/IBGE (org.) *Aspectos Geográficos da Terra Bandeirante*. Rio de Janeiro, IBGE, p. 1-97.

Ab'Sáber,A.N.; Bernardes,N. 1958. Vale do Paraíba, Serra da Mantiqueira e arredores de São Paulo. *In*: CNG, Congr. Intern. Geografia, 18, *Guia de Excursão*, 302 p.

Almeida,F.F.M. 1964. Fundamentos geológicos do relevo paulista. *Boletim do Instituto Geográfico e Geológico*, **41**:169-263.

Almeida,F.F.M. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **48** (Suplem.), 15-26.

Almeida,F.F.M.; Hasui,Y. 1984. Introdução. *In*: Almeida, .F.M.M.; Hasui,Y. (eds.) *O Pré-cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher, , p. 1-5.

Almeida,F.F.M.; Hasui,Y.; Ponçano,W.L.; Dantas,A.S.L.; Carneiro,C.D.R.; Melo,M.S.; Bistrichi,C.A. 1981. *Mapa geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000*. São Paulo, IPT/Pró-Minério,v. 1 (Nota Explicativa), 126 p.

Assumpção,M. 1992. The regional intraplate stress field in South America. *Journal of Geophysical Research*, **97**(B8): 11.889-11.903.

BRASIL - MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE. 2011. Unidades de Conservação do Brasil. Download de dados geográficos. Cadastro Nacional de Unidades de Conservação - CNUC/MMA. Disponível em: http://mapas.mma.gov.br/i3geo/datadownload.htm. Acessado em 17 de abril de 2011.

Brito Neves,B.B.; Cordani,U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**: 34-40.

Brito Neves,B.B.; Campos Neto,M.C.; Fuck,R.A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, **22**(3): 155-166.

Campos Neto,M.C. 1991. *A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande - ensaio de evolução tectônica*. Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 210 p.

CamposNeto,M.C. 2000. Orogenic systems from southwestern Gondwana.An approach to Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. *In*: Cordani *et al*. (eds.) *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, p. 335-365

Campos Neto,M.C.; Basei,M.A.S. 1983. Evolução estrutural brasiliana no nordeste de São Paulo: dobramentos superpostos e esboço estratigráfico e tectônico. *In*: SBG, Simp. Reg. Geol., 4, *Atas*, v.1, p. 61-78.

Cavalcante,J.C.; Cunha,H.C.S.; Chieregati,L.A.; Kaefer,L.Q.; Rocha,J.M.; Daitx,E.C.; Coutinho,M.G.N.; Yamamoto,K.; Drumond,J.B.V.; Rosa,D.B.; Ramalho,R. 1979. *Projeto Sapucaí (Relatório Final de Geologia)*. Brasília, DNPM/CPRM, Série Geologia, 5 (Seção Geologia Básica, 2), 299 p.

Coordenadoria de Planejamento Ambiental - CPLA. 2010. *Limites das Unidades de Conservação do Estado de São Paulo*. Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo, São Paulo.

De Martonne,E. 1944. Problemas morfológicos do Brasil Tropical Atlântico. *Revista Brasileira de Geografia*, **6**(2): 155-178.

Ebert,H. 1968. Ocorrência de fácies granulítica no sul de Minas e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipótese sobre sua origem. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **40**(supl.): 215-229.

Ebert,H. 1971. Os Paraibides entre São João del Rei, Minas Gerais e Itapira, São Paulo e a bifurcação entre Paraibides e Araxaídes. *In*: SBG, Congr. Bras. Geol., 25, *Resumo das Comunicações* (Boletim Especial, 1), p. 177-178.

Freitas,R.O. 1951. Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo*, Geologia, **6**: 130 p.

Fundação Florestal. 2010. *Proposta para criação do Monumento Natural da Pedra do Baú*. São Paulo, Secretaria do Meio Ambiente, 64 p.

Fundação Florestal. 2011. Criação do Monumento Natural da Pedra do Baú - Downloads. Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo. Disponível em: http://www.fflorestal.sp.gov.br/bauApresentacao.php. Acessado em 14 de outubro de 2010 e 20 de abril de 2011.

Hartnady,C.J.H.; Joubert,P.; Stowe,C. 1985. Proterozoic crustal evolution of Southwestern Africa. *Episodes*, **8**: 236-244.

Hasui,Y.; Ponçano,W.L.; Bistrichi,C.A.; Stein,D.P.; Galvão,C.A.C.F.; GimenezFilho,A.; Almeida,M.A.; PiresNeto,A.G.; Melo,M.S.; Santos,M.C.S.R. 1978. Geologia da Região Administrativa 3 (Vale do Paraíba) e parte da Região Administrativa 2 (Litoral) do Estado de São Paulo. São Paulo, IPT, *Monografias*, 1, 78 p.

Heineck,C.A.; Leite,C.A.S.; Silva,M.A.; Vieira,V.S. 2003. *Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais*. Belo Horizonte, CPRM, mapa geológico, escala 1:1.000.000.

Hiruma,S.T.; Riccomini,C.; Modenesi-Gauttieri,M.C. 2001. Neotectônica no Planalto de Campos do Jordão, SP. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**(3): 375-384.

Hiruma,S.T.; Riccomini,C.; Modenesi-Gauttieri,M.C.; Hackspacher,P.C.; HadlerNeto,J.C.; Franco-Magalhães,A.O.B. 2010. Denudation history of the Bocaina Plateau, Serra do Mar, southeastern Brazil: Relationships to Gondwana breakup and passive margin development. *Gondwana Research*, **18**: 674-687.

Modenesi,M.C. 1983. Weathering and morphogenesis in a tropical plateau.*Catena*, **10**(3):237-251.

Modenesi,M.C. 1988. *Significado dos depósitos correlativos quaternários em Campos do Jordão - São Paulo: implicações paleoclimáticas e paleoecológicas*. São Paulo, Instituto Geológico, Boletim 7, 155 p.

Modenesi-Gauttieri,M.C.; Hiruma,S.T.; Riccomini,C., 2002. Morphotectonics of a high plateau on the northwestern flank of the Continental Rift of southeastern Brazil. *Geomorphology*, **43**(3/4): 257-271.

Modenesi-Gauttieri,M.C.; Toledo,M.C.M.; Hiruma,S.T.; Taioli,F.; Shimada,H. 2011. Deep weathering and landscape evolution in a tropical plateau. *Catena*, **85**(3): 221-230.

Morais,S.M.; Dehler,M.D.; Rodrigues,J.B.; Sachs,L.L.B. 1999. *Carta Geológica Guaratinguetá, SF.23-Y-B. Projeto Integração Geológico-Metalogenética*, *Folha Rio de Janeiro*. São Paulo, CPRM, carta geológica, escala 1:250.000.

Perrotta,M.M.; Salvador,E.D.; Lopes,R.C.; D'Agostino,L.Z.; Peruffo,N.; Gomes,S.D.; Sachs,L.L.B.; Meira,V.T.; Lacer-

da Filho,J.V. 2005. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo - Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*. São Paulo, CPRM, escala 1:750.000.

Riccomini,C. 1989. *O Rift Continental do Sudeste do Brasil*. Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 256 p.

Riccomini,C., Sant'Anna,L.G., Ferrari,A.L. 2004. Evolução geológica do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil. *In*: MantessoNeto,V.; Bartorelli,A.; Carneiro,C.D.R.; Neves,B.B.B. (eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 383-405.

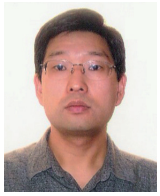
Riccomini,C., Velázquez,V.F., Gomes,C.B. 2005. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in central–southeastern Brazilian Platform. *In*: Gomes, C.B.; Comin-Chiaramonti,P. (eds.) *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo, EDUSP-FAPESP, p. 31-55.

[1] Instituto Geológico-Secretaria do Meio Ambiente/SP, Avenida Miguel Stéfano, 3900 – Água Funda – CEP 04301-903 – São Paulo - SP.

[a] sthiruma@gmail.com

[b] antonioluiz.teixeira@gmail.com

* Publicado na Internet em 30/06/2011 no endereço http://sigep.cprm.gov.br/sitio055/sitio055.pdf



SILVIO TAKASHI HIRUMA

Graduado em Geologia pelo Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo em 1991, Mestre em Ciências em 1999 (Programa de Geologia Sedimentar) e Doutor em Ciências em 2007 (Programa de Geoquímica e Geotectônica) pela mesma instituição. Pesquisador Científico do Núcleo de Geomorfologia do Instituto Geológico da Secretaria de Estado do Meio Ambiente de São Paulo desde 1993. Tem desenvolvido trabalhos nas áreas de Geomorfologia e Neotectônica.

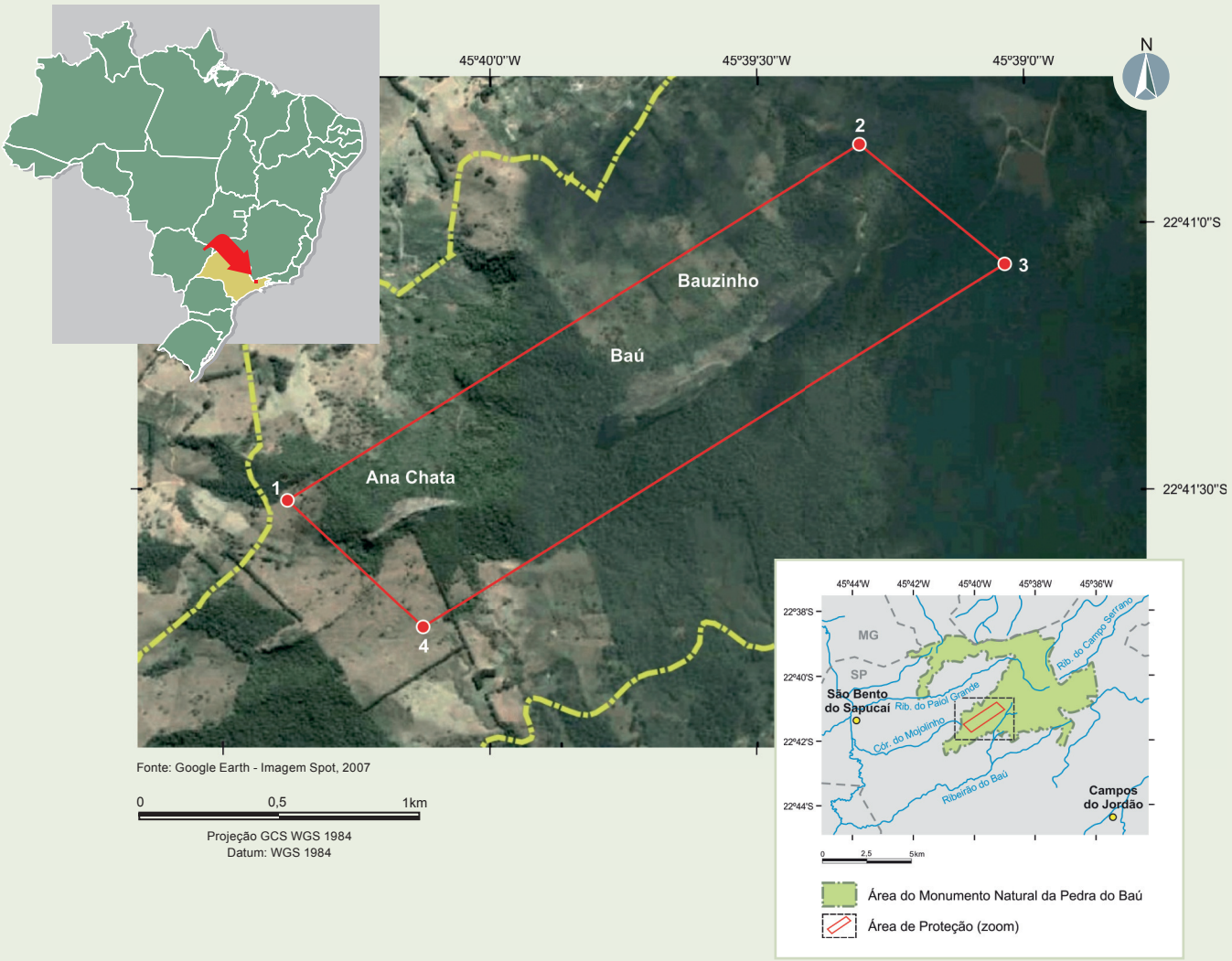


ANTONIO LUIZ TEIXEIRA

Graduou-se em Geologia pelo Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, em 1979, onde também obteve os títulos de Mestre e Doutor em Ciências no âmbito do Programa de Geologia Sedimentar deste instituto, em 1995 e 2000, respectivamente. Ingressou no Instituto Geológico do Estado de São Paulo em 1988, onde é Pesquisador Científico do Núcleo de Geologia Geral. Atua na área de Geologia Regional, com enfoque nos temas Estratigrafia, Geologia Estrutural e Sedimentação e Tectônica.

SIGEP 055 - PEDRA DO BAÚ, SÃO BENTO DO SAPUCAÍ, SP

PROPOSTA DA ÁREA DE PROTEÇÃO



A área de proteção proposta está inserida no Monumento Natural da Pedra do Baú e abrange as três cristas rochosas (Baú, Bauzinho, e Ana Chata) e parte de seu entorno.

VÉRTICE	COORDENADAS GEOGRÁFICAS		ÁREA DA POLIGONAL (m²)
1	45°40'24,0816"S	22°41'31,6104"W	1.402.454,48256
2	45°39'18,4464"S	22°40'50,9016"W	
3	45°39'01,8504"S	22°41'04,6860"W	
4	45°40'08,5440"S	22°41'46,1796"W	

Polígono da área de proteção proposto por: Silvio Takashi Hiruma (sthiruma@gmail.com)
e Antonio Luiz Teixeira (antonioluiz.teixeira@gmail.com)

Data da proposta: 15/03/2012

Pico do Itambé, Serra do Espinhaço, MG

Imponente relevo residual na superfície de erosão Gondwana

SIGEP 057*

Mario Luiz de Sá Carneiro Chaves[1]
Kerley Wanderson Andrade[2]
Leila Benitez[2]

Resumo - O Pico do Itambé, com 2.060m de altitude, situa-se na Serra do Espinhaço, ao norte de Serro (MG), constituindo um imponente relevo residual do aplainamento Gondwana, do Cretáceo Inferior, registrado regionalmente ao longo dessa Serra. A região apresenta rochas pré-cambrianas do Complexo Basal, do Grupo Serra da Serpentina e do Supergrupo Espinhaço. Rochas desta última seqüência, de idade paleo-mesoproterozóica, sustentam a serra na área do pico, onde se reconhecem principalmente metaconglomerados e quartzitos das formações Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel. Depósitos coluvionares diamantíferos situados nas imediações dos conglomerados já foram garimpados. O pico possui importância histórica, pois durante a mineração de diamantes da região de Diamantina sempre foi considerado uma espécie de guia natural para viajantes e mineradores, tais suas imponência na paisagem e interessante morfologia. A cobertura vegetal nativa é constituída por campos de altitude e cerrados; nos fundos de vales ocorrem solos de maior fertilidade, onde se desenvolvem exuberantes matas ciliares pluviais. A região encontra-se ambientalmente protegida desde a criação do Parque Estadual do Pico do Itambé (1998), envolvendo os municípios de Serro, Santo Antônio do Itambé e Serra Azul de Minas, com forte apoio das comunidades circunvizinhas.

Palavras-chaves: Pico do Itambé; Serra do Espinhaço; diamantes; Serro; Minas Gerais

Itambé Peak, Espinhaço Range, State of Minas Gerais – Outstanding residual relief in the Gondwana erosion surface

Abstract - The 2,060 m high Itambé Peak, located in the Espinhaço Range, north of the Serro town (State of Minas Gerais), represents an impressive residual relief of the early cretaceous Gondwana erosion surface, regionally recorded along this range. The region shows precambrian rocks of the Basement Complex, Serra da Serpentina Group and Espinhaço Supergroup. Rocks of this last sequence, of paleo-mesoproterozoic age, occur in the peak area, where mainly metaconglomerates and quartzites of the Sopa-Brumadinho and Galho do Miguel formations are recognized. Colluvial deposits located in the vicinity of diamondiferous conglomerates have already been mined. The peak has historical importance because it has always been considered something of a natural guide for travelers and miners of the diamond mining region of Diamantina, such magnificence in their landscape and interesting morphology. The native vegetation cover consists of altitude grass fields and "cerrados"; in the valleys there are fertile soils where exuberant rain forests occur. The region is environmentally protected since the creation of the Pico do Itambé State Park (1998), embracing the municipalities of Serro, Santo Antônio do Itambé and Serra Azul de Minas, which proposition has been strongly supported by the surrounding communities.

Key words: Itambé Peak; Espinhaço Range; diamonds; Serro town; State of Minas Gerais

INTRODUÇÃO

O Brasil é um país onde grandes altitudes são escassas, de modo que menos de 3% dos 8,5 milhões de quilômetros quadrados de seu território encontra-se acima de 1.000 m (Wikipedia, 2008). O Pico do Itambé (Fig. 1), com 2.060 m de altitude, é o ponto culminante da Serra do Espinhaço, e também um dos pontos mais altos de Minas Gerais. Tal serra estende-se na direção norte-sul por mais de 1.000 km desde o Quadrilátero Ferrífero, no centro do Estado de Minas Gerais até o sul do Piauí, atravessando o Estado da Bahia. A área onde se situa o pico, no município de Serro, a norte da pequena cidade de Santo Antônio do Itambé, integra o domínio serrano designado de Espinhaço Meridional.

O interesse histórico-cultural do sítio deve-se ao fato de ter sido minuciosamente descrito por dois famosos viajantes europeus do século XIX, os naturalistas alemães Johann Baptist von Spix e Carl Friederich Philipp von Martius, que empreenderam sua escalada até o cume em 1818 a partir da vila do Tejuco, atual Diamantina. A beleza paisagística da região, onde o pico se destaca na paisagem, inclui montes e diversas cachoeiras e cascatas, além de muitas nascentes de drenagens das bacias dos rios Jequitinhonha e Doce. A cobertura vegetal nativa é constituída por campos rupestres de altitude e cerrados, que constituem áreas endêmicas de diversas espécies raras de bromélias e orquídeas, além de diversas espécies vegetais como ipê, pau-d'óleo, cedro e jatobá. Nos fundos de vales ocorrem manchas de solos e aluvião, de maior fertilidade, onde se desenvolvem exuberantes matas pluviais intermontanas. Esses e outros atributos justificaram a criação, para tal área, do Parque Estadual do Pico do Itambé em 1998.

LOCALIZAÇÃO

A região do pico é ainda pouco conhecida em termos geológicos. Provavelmente isto se deva ao seu difícil acesso, pois, apesar de estar situada em linha reta a 32 km sudeste de Diamantina, é necessário realizar um contorno de cerca de 135 km para acessar a área, através de um longo trecho passando por Datas (33 km), Serro (55 km), Santo Antônio do Itambé (25 km), e daí até se alcançar a base do morro (20 km). Os dois últimos percursos são feitos por estradas não pavimentadas, sob condições precárias de uso especialmente na estação chuvosa (outubro-março). Partindo de Belo Horizonte, Santo Antônio do Itambé dista cerca de 330 km (Fig. 2).

A subida ao pico, na atualidade, é feita através de uma trilha em bom estado de conservação, incluindo pequenas pontes artesanais, trilha esta que parte de um pequeno sítio a cerca de 9 km ao norte de Santo Antônio do Itambé (Fig. 3). As coordenadas geográficas do pico são 18°23'59"S – 43°20'54"W.



Figura 1 - Vista de oeste para leste do maciço quartzítico do Supergrupo Espinhaço com o Pico do Itambé, destacando em primeiro plano metaconglomerados da Formação Sopa-Brumadinho (Foto: Francisco X. Barroso).

Figure 1 - A view from west to east of the quartzite bulk of the Espinhaço Supergroup showing the Itambé Peak, and detaching in first plan metaconglomerates of the Sopa-Brumadinho Formation (Photo: Francisco X. Barroso).

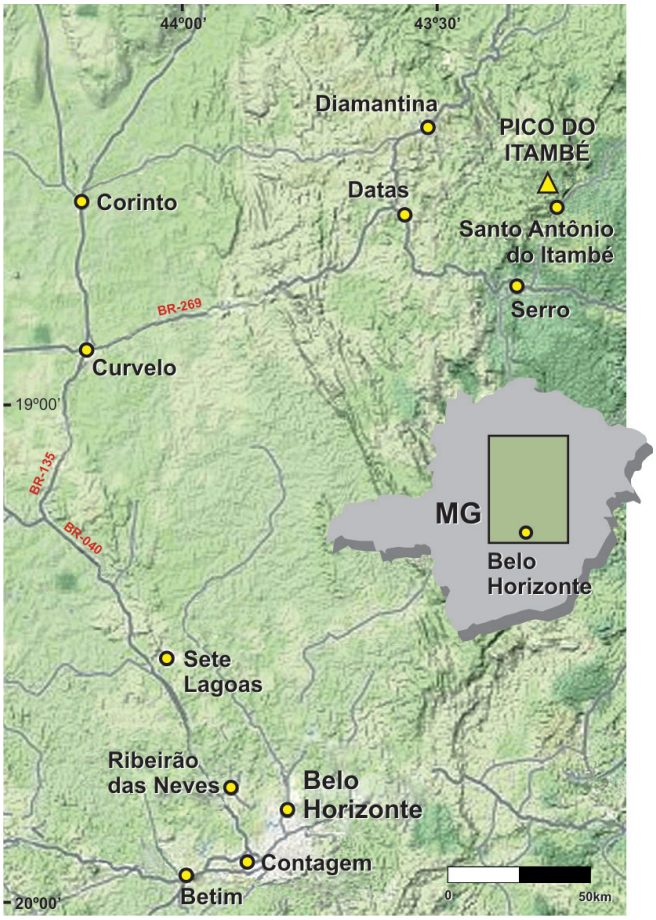


Figura 2 - Mapa de localização e acesso à região do Pico do Itambé (Serro e Santo Antônio do Itambé, MG).

Figure 2 - Location map and access to the Itambé Peak region (Serro and Santo Antônio do Itambé counties, State of Minas Gerais).



Figura 3 - Trilha de acesso ao Pico do Itambé, com pequenas pontes instaladas e conservadas pela direção do parque (Foto: Mario Luiz S. C. Chaves).

Figure 3 - Access track to the Itambé Peak, with small bridges installed and maintained by the management of the park (Photo: Mario Luiz S. C. Chaves).



Figura 4 - A Serra do Espinhaço, destacando o Pico do Itambé, retratado na visão dos naturalistas europeus Spix & Martius (1828).

Figure 4 - Espinhaço Range with a view of the Itambé Peak, according to a picture of the European naturalists Spix and Martius (1828).

RELATO HISTÓRICO SOBRE O PICO

De longa data, o Pico do Itambé tem despertado a atenção das pessoas pela sua imponência na paisagem regional. Spix & Martius (1828), naturalistas alemães que viajaram pelo Brasil entre 1817 e 1820, relatam sua ascensão ao Pico do Itambé (Fig. 4).

Os naturalistas, assim descrevem o pico: "*eleva-se soberano, dominando toda a região, e forma o centro da serra, que segue para a costa do mar a leste, e a oeste se vai perdendo em morros baixos e nas terras planas do Rio São Francisco. Nos seus desfiladeiros, brota o pequeno Rio Capivari, e muito perto, toma início, reunindo dois braços, o Jequitinhonha, portador de ouro e diamantes (pág. 39)*". Entusiasmados com a idéia de escalar o monte, os viajantes porém foram desestimulados pela população local, a qual alegava que jamais alguém havia conseguido chegar até seu cume. Entretanto, o então intendente dos diamantes Manuel Ferreira da Câmara os convenceu, no sentido de medir sua altitude, oferecendo-lhes a estrutura necessária ao intento. De tal maneira, a 5 de junho de 1818 eles partiram em caminhada, acompanhados pelo próprio intendente e numeroso séqüito. Transpuseram o Rio Jequitinhonha e mais adiante, alcançaram o serviço diamantífero do Vau, onde pernoitaram numa espécie de bacia margeada por altas montanhas. No dia seguinte, continuaram a caminhada avançando devagar, e ao atingir maiores altitudes, relatam: "*Ma-*

jestoso... diante de nossos olhos, o monte, surgindo das selvas com o cume rochoso arredondado, acidentado e todo resplandecente ao sol (pág. 39)". No final da tarde, alcançaram o sopé do monte principal, onde os escravos improvisaram cabanas de bambu para o pernoite. No dia seguinte, logo pela madrugada, retomaram a caminhada. Embora o mato tornasse o caminho quase impenetrável, o intendente já havia providenciado que os escravos abrissem picadas, mas ainda assim Spix e Martius (1828) relatam que tiveram que atravessar brejos, pântanos, penhascos áridos e corroídos, e cerrados densos, para depois de algumas horas, se deparassem com belos campos que se elevavam íngremes. A partir daí, eram rochedos e mais rochedos amontoados, e longos trechos cobertos com pedregulho, sem perceber nenhum som, a não ser o de um pequeno riacho.

Numa caverna, encontraram vestígios da estadia, provavelmente, de negros fugidos ou garimpeiros. Já próximos, descrevem a ascensão ao cume: "*muito penosamente trepamos a parede abrupta da rocha, que haviámos tomado pelo cume da montanha; mas em breve verificamos que restava ainda um topo mais alto para galgar. Com felicidade, escalamos também o último colosso, e com isso, o magnífico panorama, de cima do platô desenrolou-se a vastidão montanhosa de Serro Frio (pág. 40)*". O alto lhes permitia avistar, a sudeste, os picos da Serra do Gavião, as gigantescas serras onduladas por entre as quais corre o Rio Jequitinhonha e, entre vários vilarejos, a noroeste "*está o belo Tejuco (pág. 40)*" (atual Diamantina). Na altitude, o frio era intenso e indicava temperaturas variando entre 4 e 5° C, agravado pelo choque térmico do vento oeste incipiente. E segundo lhes haviam contado, já teria sido observado neve nesse cume, a qual não teria durado mais de uma noite ou metade do dia. Enquanto faziam suas observações, começaram a surgir nuvens, e temendo serem envolvidos no nevoeiro, apressaram o regresso, já que devido às rochas amontoadas e os pedregulhos, o caminho tornava-se muito perigoso. Assim, deram o sinal de que estavam retornando, e ao chegarem fatigados às cabanas, Ferreira da Câmara os aguardava ansioso.

Até então o Pico do Itambé havia sido a maior elevação que Spix e Martius (1828) escalaram no Brasil. Na época mediram a altura do morro em 5.590 pés parisienses, equivalentes a cerca de 1.800 m. Segundo as observações dos naturalistas, o morro compõe-se inteiramente de "*xisto quartzítico (pág. 40)*", branco-acinzentado, em geral de granulação fina, e em altitudes superiores descreveram os metaconglomerados diamantíferos hoje incluídos na Formação Sopa-Brumadinho: "*contém aqui e acolá, grandes quantidades de fragmentos de quartzo arredondados, incluídos à maneira de brechas... e atravessados por grossos filões de quartzo (pág. 40)*". Eles ainda se surpreenderam com o fato de terem sido encontrados diamantes em considerável altura: "*ao longo do Rio Capivari, ainda se vêem restos do cascalho lavado, e, como consta, há poucos anos se lavou ali um diamante de peso de duas oitavas (pág. 41)*". O caminho de volta foi retomado, parando para descansaram à noite em uma fazenda no sopé da montanha. Nesse caminho, o intendente mostrou-lhes ainda a "antiga" lavagem de diamantes de São Gonçalo. Para chegar ao cascalho, foi necessária a remoção de blocos com maquinário, um serviço inútil que durou seis meses, pois não encontraram cascalhos ou diamantes. Retornaram então ao Tejuco, onde a população avisada pela fogueira acesa na montanha, veio ao encontro para felicitar-lhes pelo feito, pois o pico pode ser notavelmente apreciado da cidade de Diamantina, marco da história da mineração de diamantes (e ouro) no Brasil (Fig. 5).



Figura 5 - Vista à distância do Pico do Itambé, desde a cidade histórica de Diamantina (Foto: Kerley W. Andrade).

Figure 5 - A view of the Itambé Peak seen at distance from the historic city of Diamantina (Photo: Kerley W. Andrade).

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Aspectos geomorfológicos

O Pico do Itambé é o ponto culminante da Serra do Espinhaço. A altitude do pico segundo o mapa topográfico do IBGE (1977) é de 2.002 m, e segundo King (1956) de 2.038 m, entretanto ela foi corrigida recentemente para 2.060 m, com medições por GPS (Chaves *et al*., 2007).

Na região centro-norte de Minas Gerais são reconhecidas diversas superfícies de aplainamento, desenvolvidas a partir do Cretáceo Inferior (King, 1956). A superfície mais antiga foi denominada por esse autor como "Gondwana", onde se reconhecem serrotes quartzíticos alongados e isolados, os quais são balizados por um horizonte máximo de altitude por volta de 1.800 m (Fig. 6). Entretanto, King (1956) observou que a altitude da área do Pico do Itambé era bastante superior a essa, e destacou a respeito: "*É possível que a região tenha sido atingida por pequenas falhas. Este fato viria explicar a excessiva altitude do pico do Itambé (2.038 m) que nos pareceu muito alta, mesmo para um remanescente do ciclo Gondwana" (pág. 237).*

A Serra do Espinhaço, nas proximidades de Diamantina, tem seu topo mais ou menos nivelado por uma outra importante superfície de aplainamento, mais jovem, que aparece entre 1.250-1.300 m (Fig. 6). Essa superfície constitui o divisor geral de águas da serra na forma de um platô ondulado, derivado do ciclo designado de "Pós-Gondwana" por King (1956), o qual foi desenvolvido durante o Cretáceo Superior. Principalmente os rios que drenam em direção a leste escavaram profundas gargantas na região montanhosa, em cujos vales ocorrem inúmeros depósitos de cascalhos diamantíferos.

No entanto, a principal unidade geomorfológica a nível regional, também individualizada por King (1956), e depois detalhada por Abreu (1982) e Saadi (1991,1995), é a superfície de aplainamento "Sul-Americana", desenvolvida durante o Terciário Médio-Superior em cotas por volta de 1.000m. Essa superfície ocorre de maneira característica a leste do Espinhaço, onde forma longas cristas de topos aplainados pela ação erosiva (as "chapadas"), paralelas a serra, as quais podem ser observadas com uma crescente elevação de leste para oeste (Fig. 7). As outras superfícies reconhecidas, mais jovens, designadas de "Velhas" (500-700 m) e "Paraguaçu" (<300 m), são de importância restrita na região enfocada.

Segundo o mapa do Instituto de Geociências Aplicada (IGA, 1977) que abrange a região na escala 1:500.000, observa-se que o alinhamento estrutural no qual se encontra o Pico do Itambé apresenta superfícies aplainadas, com cristas e picos esparsos e vales encaixados, o que foi também observado com a fotointerpretação local. Os "Montes, Patamares e Escarpas do Espinhaço" são considerados testemunhos escalonados de superfícies de aplainamento que truncam estruturas dobradas e falhadas, corroborando com King (1956). Na faixa situada a leste do pico ocorre uma forte ruptura de declive que corresponde ao contato dos metassedimentos do Supergrupo Espinhaço com rochas da infraestrutura, onde situa-se a cidade de Santo Antonio do Itambé (Fig. 8).

Esta última região já abrange a unidade "Planaltos Dissecados do Leste de Minas" (IGA, 1977), caracterizada por formas de relevo evoluídas predominantemente por processos de erosão diferencial e esfoliação esferoidal sobre rochas xistosas ou granito-gnáissicas do embasamento arqueano.

A Serra do Espinhaço conformou-se inicialmente pela inversão de sua bacia sedimentar, ocorrida ao final do Neoproterozóico (0,65-0,5 Ga) durante a Orogênese Brasiliana (*eg*., Uhlein et *al*., 1986; Chaves *et al*., 1990; Schobbenhaus, 1993). A deformação superimposta foi progressivamente mais intensa em direção a leste, de modo que neste setor da serra as rochas encontram-se fatiadas estruturalmente em segmentos dados por múltiplas

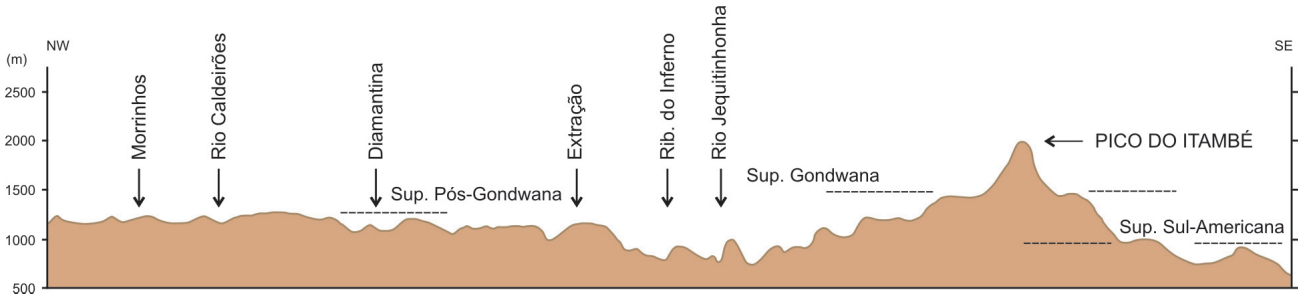


Figura 6 - Perfil topográfico NW-SE na Serra do Espinhaço, da região do Pico de Itambé em direção a Diamantina, onde se observam as superfícies de aplainamento "Gondwana" (Cretáceo Inferior), "Pós-Gondwana" (Cretáceo Superior) e "Sul-Americana" (Terciário Médio-Superior), de acordo com King (1956).

Figure 6 - NW-SE topographical profile in the Espinhaço Range, crossing the Itambé Peak region in direction to the Diamantina town, standing out the "Gondwana" (Lower Cretaceous), "Post-Gondwana" (Upper Cretaceous), and "Sul-Americana" (Midlle to Upper Tertiary) planation surfaces, according to King (1956).

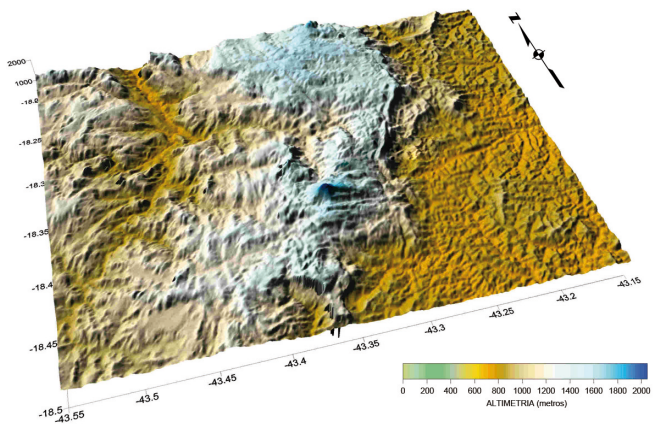


Figura 7 - Imagem de relevo sombreado da região do Pico do Itambé, onde se ressaltam em tons mais azulados os restos da superfície "Gondwana", na concepção de King (1956), sobre a superfície "Pós-Gondwana" (em tons azul-claro a amarelado). A leste da imagem, em amarelo-esverdeado, observam-se os "Planaltos dissecados do leste de Minas" (conforme IGA, 1977) (Imagem *Shuttle Radar Topography Mission* - SRTM, da NASA).

Figure 7 - Shaded relief image of the Itambé Peak region, where is focused in more bluish tones the remaining "Gondwana" surface is focused in more bluish tones (in tones clear-blue to yellowish ones), after King (1956) conception. In the east of the image, in yellow-greenish tones, the "East Minas Gerais dissected plateaus" are observed (according to IGA, 1977) (Shuttle Radar Topography Mission image - SRTM / NASA).

falhas inversas ou de empurrão. A questão da existência do Pico do Itambé em tal domínio leva de início à seguinte discussão: seria um relevo residual anterior às superfícies de aplainamento supra-relacionadas, ou consequência de movimentações tectônicas posteriores ao desenvolvimento da Superfície Gondwana do Cretáceo Inferior?

Embora outros estudos específicos sejam ainda necessários, não se observou nos trabalhos de mapeamento, nem no exame de fotografias aéreas dos arredores da zona do pico, grandes falhamentos normais que pudessem soerguer tão fortemente o espigão serrano. Falhas normais com tamanha expressão, de rejeitos próximos a 300 m e pós-cretácicas, deveriam estar associadas a alguma fase tectônica distensiva importante, inclusive com sedimentação associada, ambas desconhecidas na borda leste do Espinhaço. De tal maneira, considera-se mais provável que tal elevação constitua um possível resíduo da Superfície Gondwana, porém em desconformidade com a altitude geral dessa superfície devido a processos lentos de natureza epirogênica, que soergueram a área mais fortemente que o geral da Serra do Espinhaço a partir do Mesozóico. Tais processos devem se associar à separação continental da América do Sul com a África, e provavelmente se deram com maior intensidade naquela zona, mais afetada originalmente pela tectônica pré-cambriana. Conforme Saadi (1991), sabe-se que o conjunto orográfico da Mantiqueira perdeu grande parte de suas áreas de cumeadas após a abertura do Oceano Atlântico, devido a soerguimentos contínuos, o que é comprovado nos topos dos maciços de Itatiaia e Passa Quatro.

Geologia

Entre os estudos geológicos que abrangeram a região, devem ser destacados os de Gorlt (1970, 1972). Esse autor mapeou pioneiramente extensa faixa da Serra do Espinhaço a nordeste de Diamantina, na escala 1:250.000. O Projeto Espinhaço, do convênio COMIG/UFMG, incluiu a área do pico na escala 1:100.000 na Folha Rio Vermelho (Tupinambá *et al*., 1996; Tupinambá & Grossi-Sad, 1997). A região situada imediatamente a norte, entre Couto de Magalhães de Minas e Felício dos Santos, foi mapeada (1:60.000) por Uhlein & Chaves (1989). A sul, a Quadrícula Serro foi mapeada em escala de semi-detalhe (1:25.000) por Uhlein (1982), tendo em vista principalmente os depósitos de ferro e cromita aí presentes.

O primeiro autor deste trabalho vem estudando a região desde a década de 1980 (Uhlein & Chaves, 1989) e, em conjunto com os demais autores, elaborou recentemente um novo mapa geológico, na escala 1:50.000, visando principalmente o conjunto litológico serrano constituído pelo Supergrupo Espinhaço (Chaves *et al*., 2007). O Supergrupo Espinhaço é formado por uma seqüência de rochas de baixo grau metamórfico cujos sedimentos foram depositados no Paleo-Mesoproterozóico (1,7-?1,4 Ga), sobre um embasamento de idade Arqueana a Paleoproterozóica (Figs. 8 e 9). Esse embasamento é representado na região por rochas gnáissicas, xistosas e metassedimentares químicas pertencentes ao Complexo Basal, à Sequência Vulcano-Sedimentar de Serro e ao Supergrupo Minas, respectivamente (Uhlein, 1982). No Projeto Espinhaço, as duas últimas unidades foram redesignadas, respectivamente, como Complexo Serro e Grupo Serra da Serpentina (Tupinambá *et al*., 1996; Tupinambá & Grossi-Sad, 1997).

No mapa geológico ora apresentado, porém, os complexos Basal e Serro são incluídos de modo indiferenciado. Todos os contatos são tectônicos e as diversas seqüências pré-cambrianas ocorrem como escamas imbricadas para oeste, cavalgando a estrutura mais extensa e rígida do domínio serrano, empurradas em direção ao Cráton do São Francisco.

O Supergrupo Espinhaço, que aflora cobrindo as unidades supracitadas, teve sua estratigrafia levantada em detalhe ao longo dos últimos 40 anos (*eg*., Pflug, 1968; Schöll & Fogaça, 1979; Dossin *et al*., 1990). Na região do Pico do Itambé o levantamento realizado serviu de base para o reconhecimento de um pacote metassedimentar de espessura superior a 1.000 m. Embora o Projeto

Espinhaço tenha elaborado o mapeamento da região em apreço (Tupinambá *et al*., 1996), na nota explicativa do mapa informa-se que o Pico do Itambé não foi alcançado (Tupinambá & Grossi-Sad, 1997), o que tornam os recentes estudos os primeiros a fornecerem dados mais detalhados quanto à geologia da área (Chaves *et al*., 2007). Além disso, buscou-se a integração com os dados estratigráficos já obtidos para o Supergrupo Espinhaço ao norte (Uhlein & Chaves, 1989), bem como a oeste, no meridiano de Diamantina, onde a litoestratigrafia completa da seqüência foi estabelecida.

O Grupo Diamantina (Dossin *et al*., 1990), porção basal do Supergrupo Espinhaço, aflora na região do pico. Esse grupo é constituído pelas formações São João da Chapada, Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel, sendo que a maior parte da seção do pico é formada pela segunda unidade. Nela predominam quartzitos finos, recristalizados e fortemente deformados na base, com intercalações de filitos e metaconglomerados (Fig. 10), estes formados por clastos de quartzo e provavelmente diamantíferos, pois existem registros de lavras abandonadas sobre depósitos coluvionares. Na porção inferior da seção ocorre ainda uma intercalação de espessura decamétrica de quartzitos finos e muito bem selecionados, com estratificações cruzadas de grande porte, típicos da Formação Galho do Miguel (Fig. 11), indicando a existência de inversões tectônicas. Os níveis de metaconglomerado aparentam ser mais abundantes e espessos em direção ao topo da seqüência, onde podem atingir quase 10 m de espessura, sendo observados por toda parte nas redondezas do pico.

A deformação presente, comum para as diversas grandes unidades, caracteriza-se por uma fase inicial D_1 onde se identifica a foliação S_1 subparalela ao S_0, com lineação de estiramento mineral ou de seixos mergulhando para leste. Esta fase se associa a uma estruturação em homoclinal ou de cavalgamentos imbricados para oeste. A segunda fase, predominante nas imediações de Diamantina, origina dobras amplas e suaves de eixos em torno de N-S e plano axial com mergulhos fortes para leste, tendo importância restrita na região; assim, a foliação S_2 gerada é subparalela a S_1. Uma clivagem de

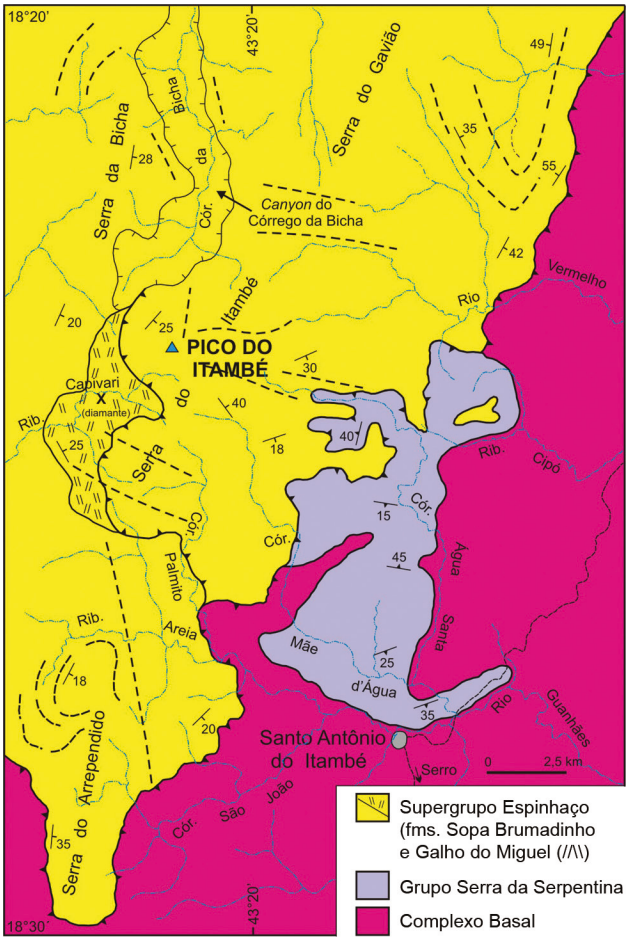


Figura 8 - Geologia da Serra do Espinhaço na região do Pico do Itambé (modificado de Chaves *et al*., 2007).

Figure 8 - Geologic map of the Espinhaço Range in the Itambé Peak region (modified from Chaves *et al*., 2007).

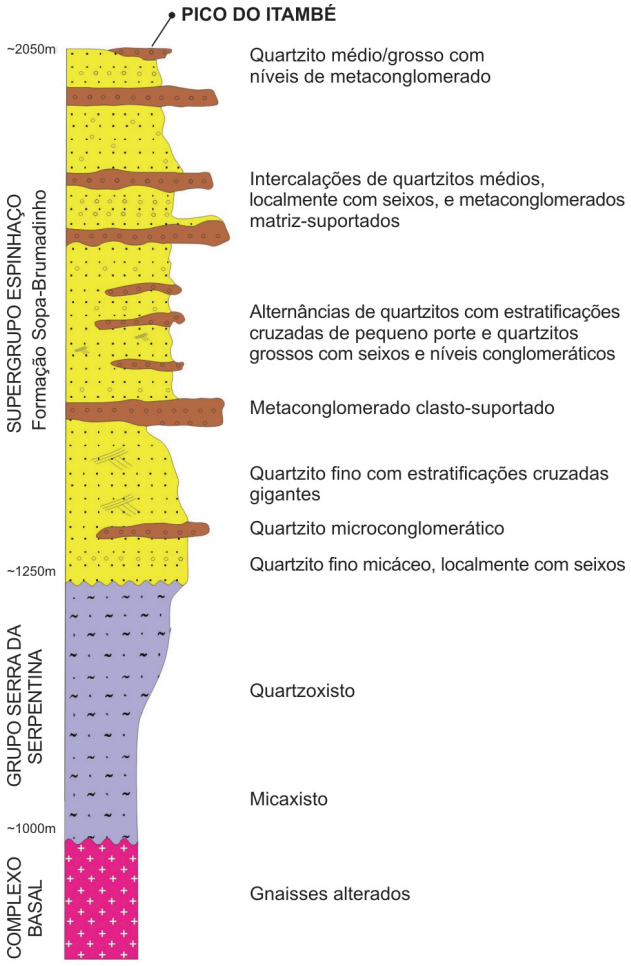


Figura 9 - Coluna estratigráfica da região do Pico do Itambé.

Figure 9 - Stratigraphic column of the Itambé Peak region.



Figura 10 - Metaconglomerado com seixos de quartzo de veio, fonte provável dos diamantes encontrados na região, aflorando nas proximidades do pico (Foto: Mario Luiz S. C. Chaves).

Figure 10 - Metaconglomerate bearing vein quartz pebbles, the probable source of the diamonds in the region, outcropping in the proximities of the peak (Photo: Mario Luiz S.C. Chaves).



Figura 11 - Quartzitos com megaestratificações cruzadas, típicas da Formação Galho do Miguel, aparecem na porção inferior da seção do pico, indicando que ela não é exclusivamente composta por litotipos da Formação Sopa-Brumadinho (Foto: Mario Luiz S. C. Chaves).

Figure 11 - Quartzites with large crossed stratifications, that are typical of the Galho do Miguel Formation, occur in the lower portion of peak section, indicating that it is not exclusively composed by rocks of the Sopa-Brumadinho Formation (Photo: Mario Luiz S.C. Chaves).

crenulação S_3 com planos axiais de mergulhos suaves para oeste é observada principalmente nas porções xistosas e intercalações metapelíticas.

Desde meados do século XVIII, as áreas circunvizinhas a Serro/Santo Antonio do Itambé constituíram um centro de mineração de ouro e diamantes, embora de menor porte e importância quando comparadas à da região de Diamantina, a oeste. Nas proximidades do Pico do Itambé, além da referência de Spix & Martius (1828), existem registros de lavras mais recentes, embora abandonadas a mais que 50 anos. Entretanto, na atualidade não há indícios de atividades de garimpagem ou mineração (mesmo clandestina) no local, e com a criação do Parque Estadual do Pico do Itambé tais atividades encontram-se inteiramente controladas.

SINOPSE SOBRE A ORIGEM, EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E IMPORTÂNCIA DO SÍTIO

O Pico do Itambé (2.060 m de altitude), ponto culminante da Serra do Espinhaço, é uma das maiores elevações do Estado de Minas Gerais. A serra na região de Diamantina tem o seu topo nivelado principalmente entre as cotas 1.250-1.300 m, definindo a superfície de aplainamento Pós-Gondwana, desenvolvida no Cretáceo Superior. Acima desta superfície, se reconhece os resquícios de uma outra mais antiga, do Cretáceo Inferior e designada de Gondwana, cujo topo é balizado aproximadamente pela cota 1.800 m. A zona do pico encontra-se a cerca de 200 m acima desse nível, e sua origem tem sido alvo de discussões.

As sequências que compõem o Supergrupo Espinhaço, principal unidade litoestratigráfica que sustenta o espigão serrano, foram dobradas durante o ciclo orogênico Brasiliano (0,65-0,5 Ga) e a deformação decorrente foi mais intensa no setor leste da serra, onde se situa o pico. Embora em posição mais alta do que as em geral encontradas nos remanescentes da Superfície Gondwana, a área enfocada provavelmente constitui parte dessa superfície. Sua diferença de altitude pode ser creditada a soerguimentos pós-cretácicos, de natureza epirogenética, que elevaram tal domínio reaproveitando estruturas brasilianas, para alçar novos relevos que foram, também, parcialmente erodidos até os dias atuais.

A beleza paisagística da região, onde o pico se destaca imponente, inclui ainda outros montes e numerosas cachoeiras, além de muitas nascentes de drenagens das bacias dos rios Jequitinhonha e Doce, atributos que justificaram a criação, para tal área, do Parque Estadual do Pico do Itambé em 1998. Ressalta-se também o aspecto histórico-cultural do sítio pelo fato dele ter sido minuciosamente descrito por dois famosos viajantes europeus do século XIX, os naturalistas alemães Johann Baptiste von Spix e Carl Friedrich Phillip von Martius, que em 1828 empreenderam sua escalada completa.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

A região do Pico do Itambé encontra-se protegida desde a implantação do Parque Estadual do Pico do Itambé, criado em 21/01/1998 com forte apoio das comunidades circunvizinhas.

O parque envolve parte dos municípios de Serro (930 ha), Santo Antônio do Itambé (2.926 ha) e Serra Azul de Minas (840 ha). Ele é gerido pelo Instituto Estadual de Florestas (IEF-MG), órgão que tem por finalidades executar a política florestal do Estado e promover a preservação e a conservação da fauna e flora, o desenvolvimento sustentável dos recursos naturais renováveis, bem como a realização de pesquisas científicas. Parcialmente restrito à visitação pública, o parque é importante campo de pesquisas científicas, sendo que na atualidade se desenvolvem cerca de 400 projetos, entre eles, um dos presentes autores envolvendo sua geologia (Fig. 12). Dentre as espécies animais presentes e constantes na lista oficial brasileira de extinção, destacam-se a onça parda e o lobo guará.

Em anexo é apresentada a área de proteção do geossítio proposta pelos autores.

O conhecimento das questões de preservação ambiental na região apresenta-se também como fator preponderante para sua proteção. Os funcionários que



Figura 12 - Estudos sendo desenvolvidos na porção aplainada, no topo da montanha, numa manhã fria de inverno (julho). Nesta vista, para norte, observa-se entre nuvens a seqüência de morros que compreendem a Serra do Espinhaço (Foto: Kerley W. Andrade).

Figure 12 - Studies being developed in the flattened portion at the top of the mountain, on a cold winter morning (July). In this view, to the north, it is observed between clouds the sequence of hills that comprise the Espinhaço Range is observed (Photo: Kerley W. Andrade).

cuidam da manutenção do parque são todos das comunidades de entorno, e dentre esses figuram ex-garimpeiros que mudaram suas atividades em prol da conservação local. As poucas casas ainda restantes encontram-se perfeitamente inseridas no contexto da paisagem (Fig. 13). Tendo em vista este elevado grau de conscientização local, torna-se possível o desenvolvimento de medidas que viabilizem a exploração do ecoturismo, dando ênfase também aos aspectos geológicos-geomorfológicos que representam um fator de vital importância para a formação da exuberante paisagem da região.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abreu,A.A. 1982. *Análise geomorfológica: reflexão e aplicação (Uma contribuição ao conhecimento das formas de relevo do Planalto de Diamantina-MG)*. São Paulo, IG-USP, Tese de Livre Docência, 296p.

Chaves,M.L.S.C.; Benitez,L.; Andrade,K.W. 2007. Geologia da Serra do Espinhaço na região do Pico do Itambé (Serro, MG). In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 14, Diamantina. *Anais do...*, p.35.

Dossin,I.A.; Dossin,T.M.; Chaves,M.L.S.C. 1990. Compartimentação litoestratigráfica do Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: os grupos Diamantina e Conselheiro Mata. *Revista Brasileira de Geociências*, 20:178-186.

Gorlt,G. 1970. *Fazieswechel und Metamorphose in der westlichen Serra Negra (Espinhaço-Zone, Minas Gerais, Brasilien)*. Heidelberg, Tese de Doutoramento, Universität Heidelberg, 39p. (em alemão).

Gorlt,G. 1972. Fazieswechsel und Metamorphose in der westlichen Serra Negra (Espinhaço-Zone, Minas Gerais, Brasilien). *Geol. Rundschau*, 61:166-201.

IBGE. 1977. *Carta do Brasil – Escala 1:100.000 Rio Vermelho*. Rio de Janeiro, IBGE – Diretoria de Geodésia e Cartografia, 1 folha.

Instituto de Geociências Aplicada-IGA. 1977. *Projeto Radar – Minas Gerais, Folha Belo Horizonte – Mapa Geomorfológico 1:500.000*. Belo Horizonte, Secretaria de Estado de Ciência e Tecnologia, Instituto de Geo-Ciências Aplicadas, 1 mapa.

King,L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, 18:147-265.

Pflug,R. 1968. Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na região de Diamantina, MG. *Notas Preliminares e Estudos DNPM/DGM*, 119:1-20.



Figura 13 - Alguns pequenos sítios ainda são encontrados na área do parque, não remanejados por se encontrarem em perfeita harmonia com o espigão serrano (Foto: Francisco X. Barroso).

Figure 13 - Some small farms still are found in the park area and were not relocated because they are in perfect harmony with the ridge (Photo: Francisco X. Barroso).

Saadi,A. 1991. *Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais*. Belo Horizonte, IGC/UFMG, Tese para Admissão em Professor Titular, 300p.

Saadi,A. 1995. A geomorfologia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais e de suas margens. *Geonomos*, 3:41-63.

Schobbenhaus,C. 1993. *O Proterozóico Médio no Brasil com ênfase à região centro leste: uma revisão*. Freiburg, Universidade de Freiburg, Tese de Doutoramento, 166p.

Schöll,W.U.; Fogaça,A.C.C. 1979. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina (MG). In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 1, Diamantina, *Atas do...*, p.55-73.

Spix,J.B.v.; Martius,C.F.P.v. 1828. *Reisen in Brazilien in dem Jahren 1817 bis 1820 gemacht*. München: Gedruckt bei I.J.Lentner (Trad. de Lúcia F. Lahmeyer, Ed. Itatiaia/EDUSP, Belo Horizonte, 1981, 747p.).

Tupinambá,M.; Baars,F.J.; Uhlein,A.; Grossi-Sad,J.H.; Knauer,L.G. 1996. *Mapa Geológico da Folha Rio Vermelho, Minas Gerais, Brasil*. Belo Horizonte, Projeto Espinhaço, Convênio COMIG/UFMG, 1 mapa.

Tupinambá,M.; Grossi-Sad,J.H. 1997. *Geologia da Folha Rio Vermelho, Minas Gerais*. Belo Horizonte, Projeto Espinhaço em CD-ROM, Convênio COMIG/UFMG, Relat. Final, Cap. 17, p.1667-1806.

Uhlein,A. 1982. *Geologia e mineralizações de cromita e itabiritos da região de Serro (MG)*. Brasília, IGC-UnB, Tese de Mestrado, 189p.

Uhlein,A.; Chaves,M.L.S.C. 1989. Geologia da borda nordeste da Serra do Espinhaço Meridional (região de Mendanha a São Gonçalo do Rio Preto, MG). In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 5, Belo Horizonte. *Boletim de Resumos Expandidos...*, p.175-179.

Uhlein,A.; Dossin,I.A.; Chaves,M.L.S.C. 1986. Contribuição à geologia estrutural e tectônica das rochas arqueanas e proterozóicas da Serra do Espinhaço Meridional-MG. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia. Anais..., v.3, p.1191-1201.

Wikipedia. 2008. http://pt.Wikipedia.org/wiki/Relevobrasileiro (Acesso em 15/12/2008).

* Publicado na Internet em 21/08/2012 no endereço http://sigep.cprm.gov.br/sitio057/sitio057.pdf

[1] Centro de Pesquisas Prof. Manoel Teixeira da Costa, Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais. Av. Antônio Carlos 6627. Belo Horizonte – MG. CEP 31270-901. Pesquisador CNPq. E-mails: mchaves@ufmg.br, mlschaves@gmail.com.

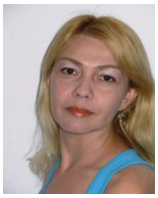
[2] Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais. Av. Antônio Carlos 6627. Belo Horizonte – MG. CEP 31270-901.

E-mails: kwandrade@yahoo.com.br, leilabenitez@gmail.com.



MARIO LUIZ DE SÁ CARNEIRO CHAVES

Nasceu no Rio de Janeiro em 1957. Graduou-se em Geologia pela Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (1981). Realizou pós-graduações na Universidade Federal do Rio de Janeiro (Mestrado, 1987), na Universidade de São Paulo (Doutorado, 1997) e tem um Pós-doutorado na Universidade Federal de Minas Gerais (2005). Atualmente é Professor Associado do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais, onde ingressou em 1984. Suas principais linhas de pesquisa incluem: Mapeamento Geológico, Prospecção Mineral e Mineralogia, desenvolvidas no Centro de Pesquisa Prof. Manoel Teixeira da Costa (IGC/UFMG), e coordena estudos nas áreas de geologia, mineralogia e prospecção de diamantes. É Editor Regional da Revista Geociências, UNESP (Rio Claro/SP) e Pesquisador CNPq.



LEILA BENITEZ

Natural de Cambé (PR), é geógrafa pela Universidade Estadual de Londrina (2000). Mestre em Geologia pela UFMG (2004), o tema da dissertação abordou a descrição e datação de depósitos diamantíferos quaternários na região da Serra do Espinhaço. Doutora em Geologia pela mesma Universidade (2009), defendeu sua tese com foco na tipologia dos diamantes das províncias diamantíferas de Minas Gerais. Desde 2010, é Professora Adjunto do Departamento de Gemologia da Universidade Federal do Espírito Santo, em Vitória. Atua em diversos projetos de pesquisa, principalmente nas áreas de mapeamento geológico e mineralogia com o Prof. Mario L.S.C. Chaves. Participou das propostas, já publicadas, dos Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil, vol. II "Morro da Pedra Rica", "Canyon do Talhado" e "Cachoeira da Casca d'Anta", em Minas Gerais.

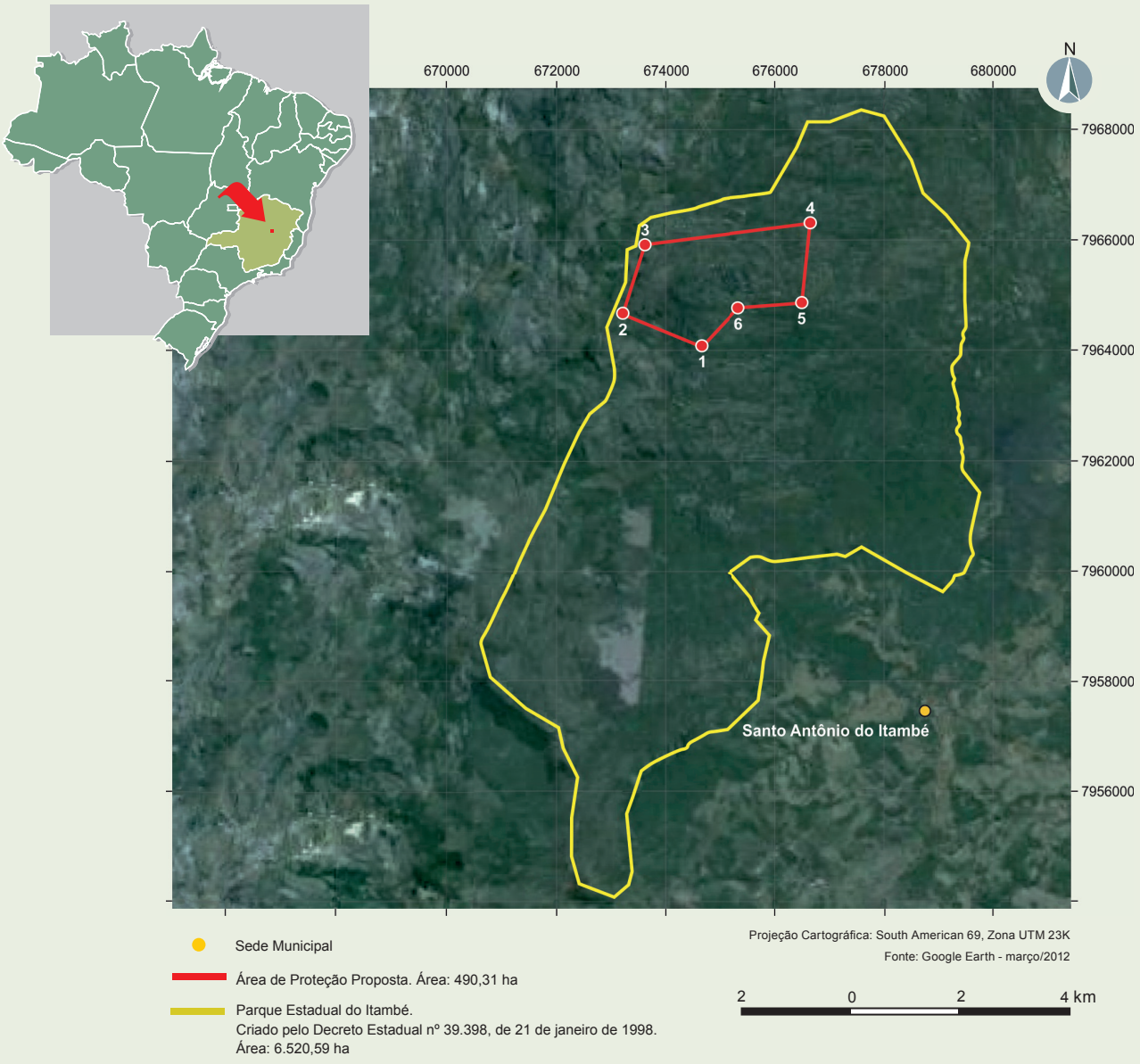


KERLEY WANDERSON ANDRADE

Nascido em Contagem (MG), graduou-se em Geologia no IGC – Universidade Federal de Minas Gerais(2008), onde realizou sua Dissertação de Mestrado (2011). Teve experiência prévia como guia de ecoturismo na região da Serra da Canastra, durante o período 2000-2003. Desde 2005 até o final do curso, foi Bolsista de Iniciação Científica no grupo de pesquisas coordenado pelo Prof. Mario L.S.C. Chaves, onde atua na área de geologia, prospecção e mineralogia do diamante (tema de sua dissertação). Atualmente é geólogo da GEOMIL Serviços de Mineração Ltda, e do Núcleo de Pesquisa em Mapeamento Geológico, Mineralogia de Pesados e Prospecção Mineral do CPMTC – IGC/UFMG sob coordenação do Prof. Mario L.S.C. Chaves. Participou também das propostas, publicadas, de criação dos sítios geológicos "Morro da Pedra Rica", "Canyon do Talhado" e "Cachoeira da Casca d'Anta", em Minas Gerais.

SIGEP 057 - PICO DO ITAMBÉ, SERRA DO ESPINHAÇO, MG

PROPOSTA DA ÁREA DE PROTEÇÃO



VÉRTICE	COORDENADAS GEOGRÁFICAS	
1	18°24'22,15"S	43°20'46,98"W
2	18°24'04,09"S	43°21'36,53"W
3	18°23'22,92"S	43°21'23,22"W
4	18°23'09,17"S	43°19'40,11"W
5	18°23'56,12"S	43°19'44,86"W
5	18°23'59,86"S	43°20'24,99"W

Polígono da área de proteção proposto por:
Mario Luiz de Sá Carneiro Chaves (mchaves@ufmg.br, mlschaves@gmail.com);
Leila Benitez (leilabenitez@gmail.com) e Kerley Wanderson Andrade (kwandrade@yahoo.com.br)

Data da proposta: 27/10/2010

Três Morrinhos, Terra Rica, PR

Arenitos silicificados de dunas do *Deserto Caiuá* testemunham nível de superfície de aplainamento K-T

SIGEP 058*

Luiz Alberto Fernandes[1]
Edivando Vitor do Couto[2]
Leonardo José Cordeiro Santos[3]

Resumo - Três Morrinhos são elevações anômalas, alongadas e solitárias, que se destacam paisagem de colinas amplas do Noroeste do Paraná. Constituem morros testemunhos sustentados por arenitos silicificados, com topos cerca de 200 metros acima do nível cimeiro regional. No extremo oeste do estado de São Paulo destaca-se o Morro do Diabo, sítio geomorfológico semelhante, geneticamente associado aos Três Morrinhos. Sua origem explica-se pela silicificação localizada de depósitos arenosos do antigo Deserto Caiuá, mediante ascensão de fluidos hidrotermais por sistemas de fissuras regionais, relacionada com magmatismo alcalino neocretáceo. Na evolução regional do relevo a erosão removeu de forma mais intensa os arenitos não silicificados. O topo dos Três Morrinhos deve corresponder, portanto, à cota mínima da superfície de aplainamento Sul-americana, elaborada entre Cretáceo Superior e Paleógeno.

Palavras-chave: Três Morrinhos; morro testemunho; Caiuá; Paraná; relevo residual; Superfície Sul-americana

Três Morrinhos, Terra Rica, State of Paraná – Silicified dune sandstones of the *Caiuá Desert* testify K-T erosional surface level

Abstract - Três Morrinhos are anomalous elongated and solitary elevations, standing out in the broad landscape of hills in the northwest of the State of Paraná. They form inselbergs supported by silicified sandstones, whose tops outcrop about 200 meters above the regional summit. The Morro do Diabo, a similar geomorphological site that stands out in the far west of the State of São Paulo, is genetically associated with Três Morrinhos. Its origin is explained by a local silicification of sand deposits of the former Caiuá Desert, resulting from the rise of hydrothermal fluids related to Late Cretaceous alkaline magmatism, ascending across regional fractures. In the evolution of the regional relief, erosion removed more intensely the non-silicified sandstones. The top of Três Morrinhos should correspond therefore to the minimum quotas of the South American Planation Surface, developed between the Upper Cretaceous and Paleogene.

Key words: Três Morrinhos; inselberg; Caiuá; Paraná; residual relief; South-American Surface

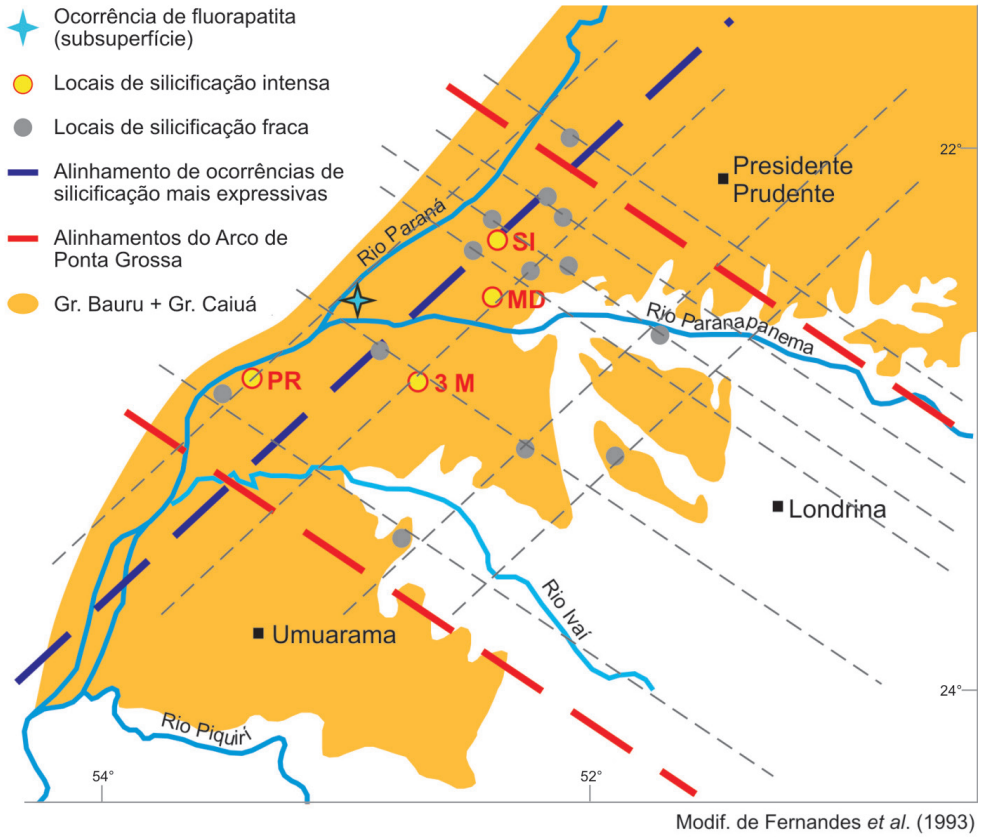
INTRODUÇÃO

Na parte sul da Bacia Bauru há várias ocorrências de arenitos silicificados (Fernandes *et al*., 1993) no prolongamento do compartimento setentrional do Arco de Ponta Grossa. As de maior destaque, responsáveis pela sustentação de elevações com até 200 m acima do nível cimeiro regional, alinham-se segundo a direção nordeste (Fig. 1), a mesma de importantes lineamentos regionais onde se encaixam longos trechos do rio Paraná. Tal direção possivelmente relaciona-se com estruturas tectônicas regionais como a Zona de Falhamento Loanda-Presidente Epitácio, descrita por Marques *et al*. (1993). Interessante destacar-se também que a maior quantidade de ocorrências de locais com silicificação situa-se na área de cruzamento dos alinhamentos NE com as estruturas de direção NW relacionadas com o Arco de Ponta Grossa. As elevações mais notáveis são o conjunto conhecidos como Três Morrinhos, situado no noroeste do Paraná, e o Morro do Diabo, no extremo oeste de São Paulo.

Os Três Morrinhos constituem possível relevo residual relacionado à superfície de aplainamento Sul-americana (King 1956), desenvolvida entre o Cretáceo e o Paleógeno. São elevações regionais anômalas, sustentadas por arenitos silicificados. Preservam também, como morros-testemunho, importante registro da sequência sedimentar neocretácea que preencheu a Bacia Bauru. Ao longo dos cerca de 200 metros de desnível, onde a rocha é exposta nas suas encostas, observam-se texturas e estruturas sedimentares eólicas de dunas do antigo *Deserto Caiuá*.

O geossítio situa-se no Planalto de Paranavaí (Santos *et al*., 2006a, b) que apresenta relevo regional de baixa dissecação, topos aplainados, declividade média de 6%, vertentes extensas com predomínio de Latossolos nos topos e com mais de 10 metros de profundidade e argissolos no terço médio. Na região, fora da área dos morros, os arenitos são pouco expostos, devido à baixa cimentação original. Em geral, estão sob coberturas eluvio-coluviais/mantos de alteração de dezenas de metros de espessura. Os Três Morrinhos constituem, portanto, das poucas possibilidades para observação e estudo de tais características, além de constituírem relevo residual de aplainamento cretáceo.

Além da beleza paisagística natural e sua importância como testemunho de processos geomorfológicos e geológicos que o originaram, os morros oferecem ótimas condições para a prática do vôo livre de asa delta e paraglaider. Conservam árvores centenárias, várias espécies de animais, pássaros e plantas, alguns extintos regionalmente. O local foi transformado no Parque Municipal Três Morrinhos no ano de 2003 e recebeu um portal de entrada, com Centro de Educação Ambiental, em 2008.



Modif. de Fernandes *et al*. (1993)

Figura 1 - Locais de ocorrência de arenitos silicificados na porção meridional da Bacia Bauru. As mais importantes: **3M,** Três Morrinhos (PR); **MD**, Morro do Diabo (SP); **SI**, morro da fazenda Santa Ida (SP) e **PR**, morrote da fazenda Porto Rico (margem esquerda do rio Paraná, PR).

Figure 1 - Sites of occurrences of silicified sandstones on the south part of the Bauru Basin. The most important elevations: **3M,** Três Morrinhos Hill (PR); **MD**, Diabo Hill (SP); **SI**, Santa Ida Farm Hill (São Paulo State) and **PR**, Porto Rico Farm Hill (left bank of the Paraná River, State of Paraná).

LOCALIZAÇÃO

Mais conhecido como Três Morrinhos, o morro Três Irmãos (Fig. 2 e 3) o corresponde a um conjunto alongado de elevações situa-se no município de Terra Rica, no extremo noroeste do Paraná (coordenadas do centróide: 22º47'31"S e 52º39'38"W), próximo do encontro dos rios Paraná e Paranapanema e da da tríplice divisa entre os estados do Paraná, São Paulo e Mato Grosso do Sul.

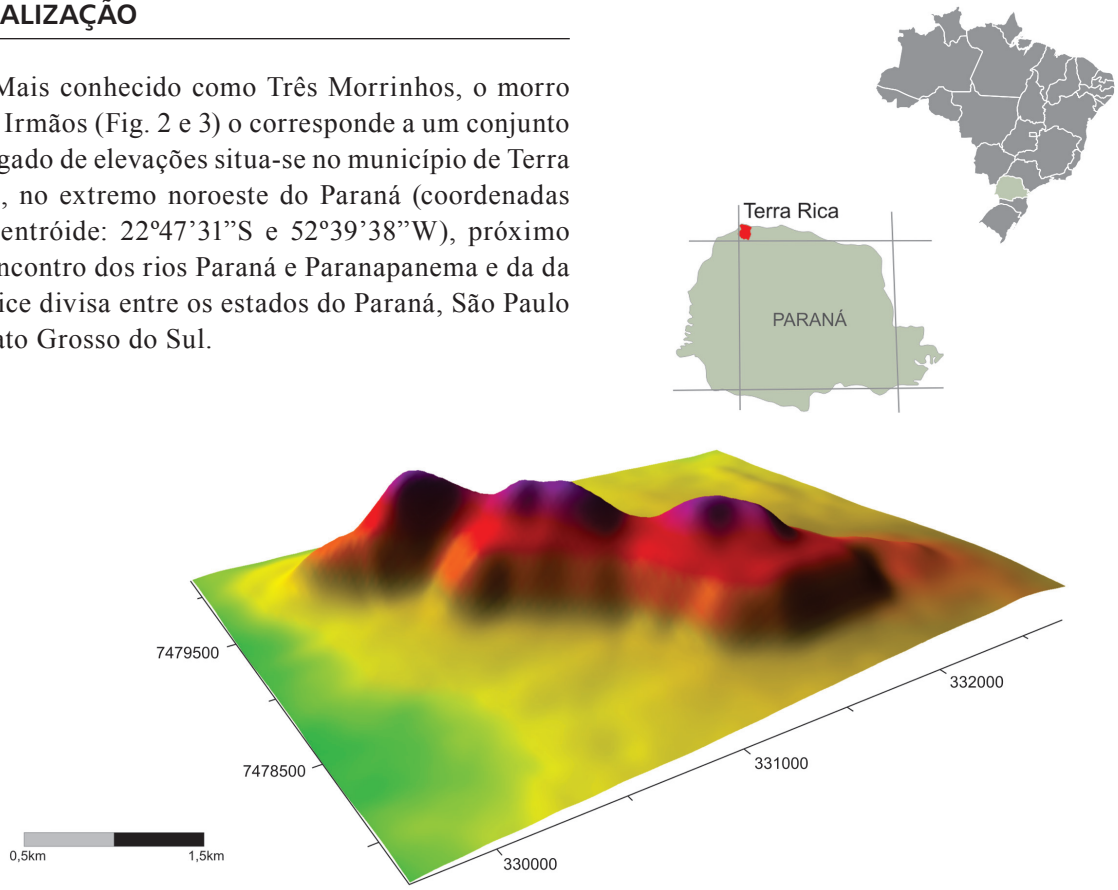


Figura 2 - Localização regional e modelo digital de elevação de terreno dos Três Morrinhos.
Figure 2 - Três Morrinhos Hill location and terrain digital elevation model.



Figura 3 - Face sudoeste dos Três Morrinhos, Terra Rica (PR).
Figure 3 - Southwest face of Três Morrinhos Hill, Terra Rica (State of Paraná).

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

O conjunto denominado Três Morrinhos constitui elevação alongada, anômala no relevo regional do Terceiro Planalto Paranaense. Destaca-se na monótona paisagem de colinas amplas do Noroeste do Paraná, de topos em torno de 430 metros de altitude. Os morros-testemunhos são constituídos de arenitos silicificados, principal fator condicionante de seu realce, de topos em cotas a cerca de 200 metros acima das regionais. O morro oeste, mais alto, tem altitude de 639 metros acima do nível do mar, com desnível entre base e topo de cerca de 210 metros. Os arenitos pertencem à Formação Rio Paraná, do Grupo Cauiá (Fernandes & Coimbra 2000a, Fernandes 2004).

A Deposição dos Arenitos

Há cerca de 120 milhões de anos teve início a ruptura do megacontinente Gondwana. Criaram-se as placas Sul-americana e Africana, que passaram a separar-se, em deriva continental que perdura até hoje. Na parte

centro-sul da placa Sul-Americana formou-se a *Bacia Bauru*, onde teve início, ao redor de 90 milhões de anos atrás, acumulação de sedimentos, principalmente areias (Fig. 4). A área subsidente formou-se por acomodação isostática regional devido ao peso da pilha de derrames acumulados no Cretáceo Inferior (há cerca de 133 Ma) e que constituem o principal substrato da bacia. Em termos litoestratigráficos, tal sequência foi subdividida em dois grupos cronocorrelatos, Caiuá e Bauru (Fig. 5 e 6). Durante a sedimentação, ocorrida no Cretáceo Superior, predominaram condições de clima semi-árido quente na bacia. Na sua atual porção meridional, área dos morrinhos, formou-se o *Deserto Caiuá*, com grandes complexos de dunas (*draas*) que migravam rumo a sudoeste/oeste (Fig. 7 e 8)e amplas planícies arenosas marginais.

No mesmo período, nas regiões mais externas da bacia, aonde havia condições climáticas com maior disponibilidade de água, viveram dinossauros, crocodilos, tartarugas, peixes e invertebrados. Hoje encontramos diversificado registro fossilífero mais para leste deste local, centro de São Paulo e em Minas Gerais, no Triângulo Mineiro. No grande deserto Caiuá apenas alguns animais menores conseguiam sobreviver, principalmente pequenos répteis e os primeiros mamíferos que, algumas vezes, deixavam suas pegadas marcadas em areias, nas frentes de dunas (Fernandes *et al*., 2009). Em local relativamente próximo dos Três Morrinhos, na Usina Hidrelétrica de Porto Primavera, existem algumas destas raras pegadas, pois areias não são favoráveis à preservação.

Os Arenitos Caiuá

Os arenitos que hoje sustentam os Três Morrinhos pertencem à Formação Rio Paraná, do Grupo Caiuá (Fig.9). Apresentam granulação areia muito fina a média, são bem selecionados, com predomínio de grãos de quartzo monocristalino, elevado grau de arredondamento e esfericidade. Estas características texturais podem ser observadas devido ao prévio revestimento peculiar dos grãos por película de óxidos/hidróxidos de ferro, que assinala o contorno detrítico original, anterior à silicificação. O crescimento secundário de sílica reveste e preenche poros, modificando a constituição e, sobretudo, a resistência da rocha.

Regionalmente, quando não silicificados, são constituídos por quartzoarenitos marrom-avermelhados a arroxeados, finos a muito finos (às vezes médios a grossos), supermaturos quanto à composição mineral e de boa maturidade textural. Exibem típica estratificação cruzada de médio a grande porte, com sets de até 10 m de altura, limitados por superfícies de truncamento de 2ª ordem de baixa inclinação, algumas vezes com estratos submétricos de lamitos arenosos maciços intercalados. Os arenitos são bem selecionados por lâmina ou estrato, com pouca matriz

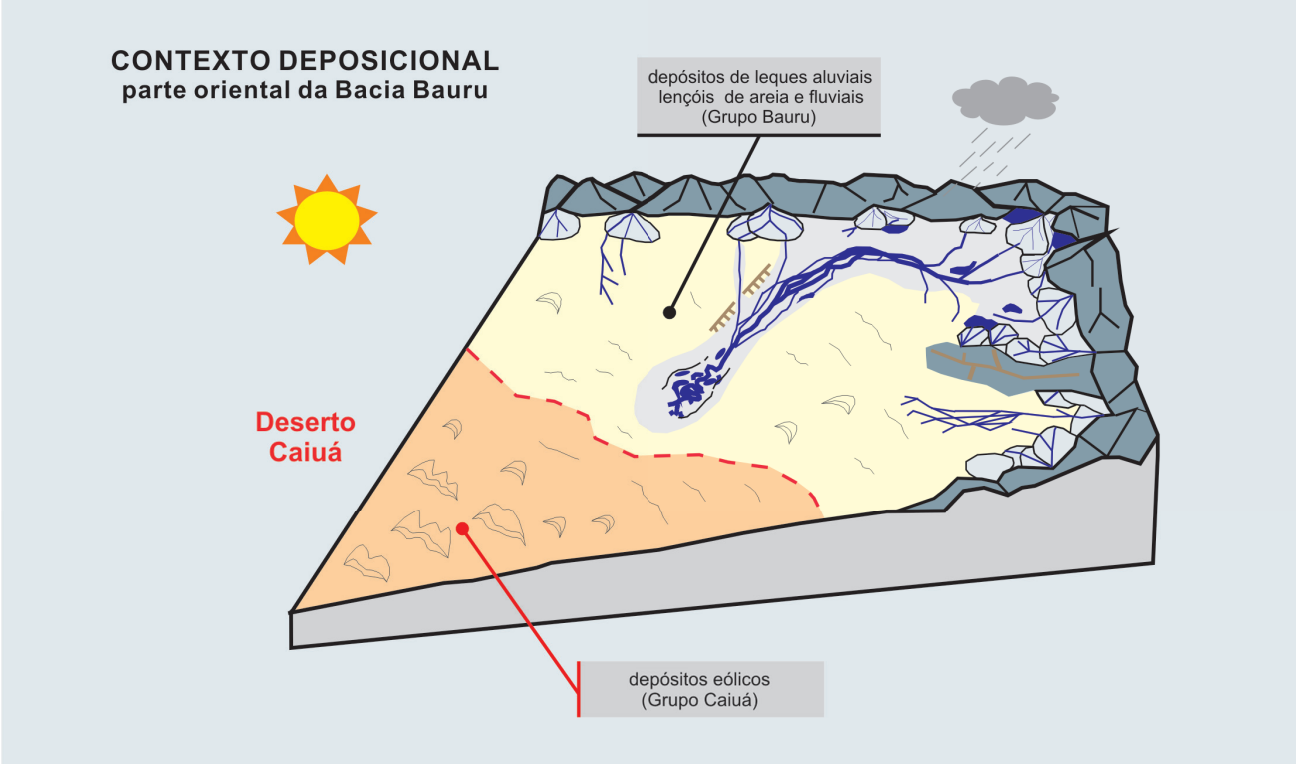


Figura 4 - Contexto paleoambiental da parte oriental da Bacia Bauru e a posição do *deserto Caiuá*.
Figure 4 - Paleoenvironmental context of the eastern part of the Bauru Basin and Caiuá desert location.

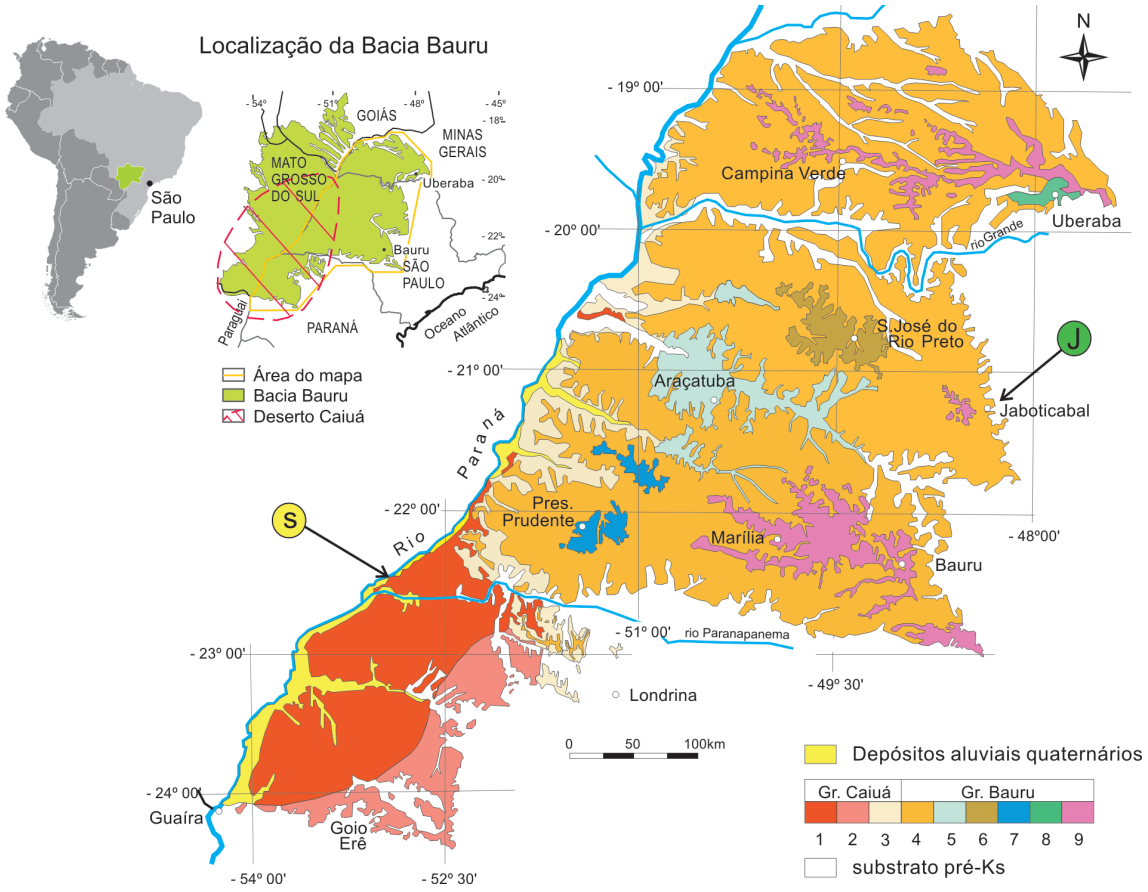


Figura 5 - Mapa geológico da parte oriental da Bacia Bauru. **Convenções**: **1**. Fm. Rio Paraná, **2**. Fm. Goio Erê, **3**. Fm. Santo Anastácio, **4**. Fm. Vale do Rio do Peixe, **5**. Fm. Araçatuba, **6**. Fm. São José do Rio Preto, **7**. Fm. Presidente Prudente, **8**. Fm. Uberaba, **9**. Fm. Marília. **J** = rocha alcalina de Jaboticabal, **S** = sismitos de Porto Primavera.

Figure 5 - Geological map of the eastern part of the Bauru Basin. **Key: 1.** Rio Paraná Fm., **2.** Goio Erê Fm., **3.** Santo Anastácio Fm, **4.** Vale do Rio do Peixe Fm., **5.** Araçatuba Fm., 6. São José do Rio Preto Fm., **7.** Presidente Prudente Fm., **8.** Uberaba Fm., **9.** Marília Fm., **J** = Jaboticabal alkaline rock, **S** = Porto Primavera seismites.

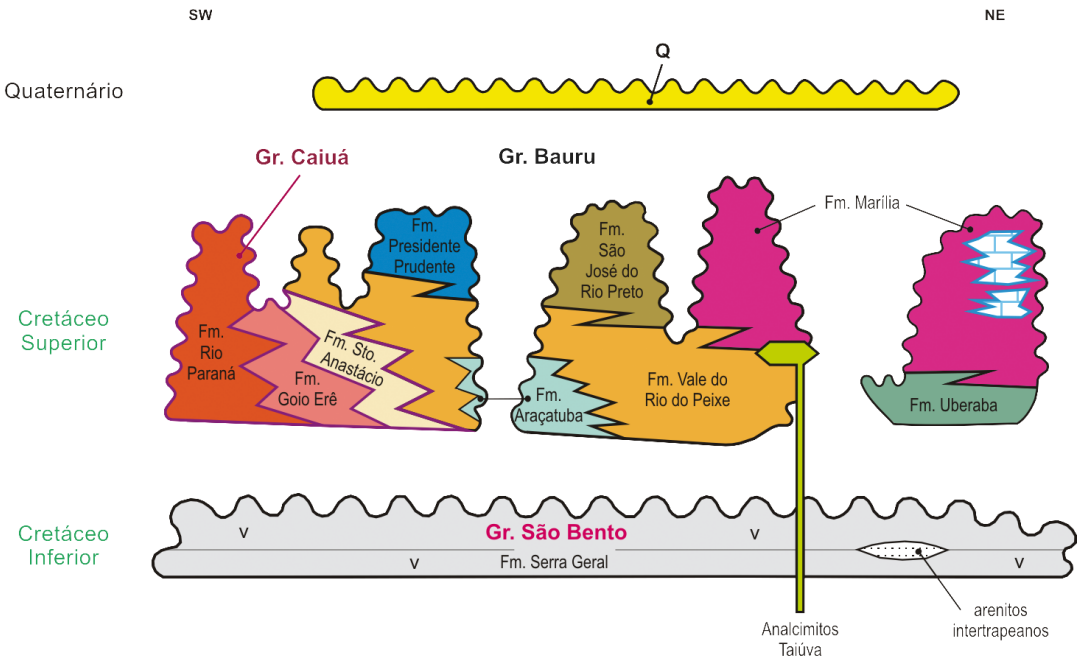


Figura 6 - Carta estratigráfica da sequência neocretácea (segundo Fernandes & Coimbra 2000a).

Figure 6 - Stratigraphic chart of the late cretaceous sequence (after Fernandes & Coimbra 2000a).



Figura 7 - Principais tipos de depósitos sedimentares de um deserto arenoso. A Fm. Rio Paraná, que constitui os Três Morrinhos, corresponde a antigos depósitos de dunas (**5**).

Figure 7 - Main types of sedimentary deposits of a sandy desert. The Rio Paraná Fm., which forms the Três Morrinhos, corresponds to ancient dune deposits **(5)**.

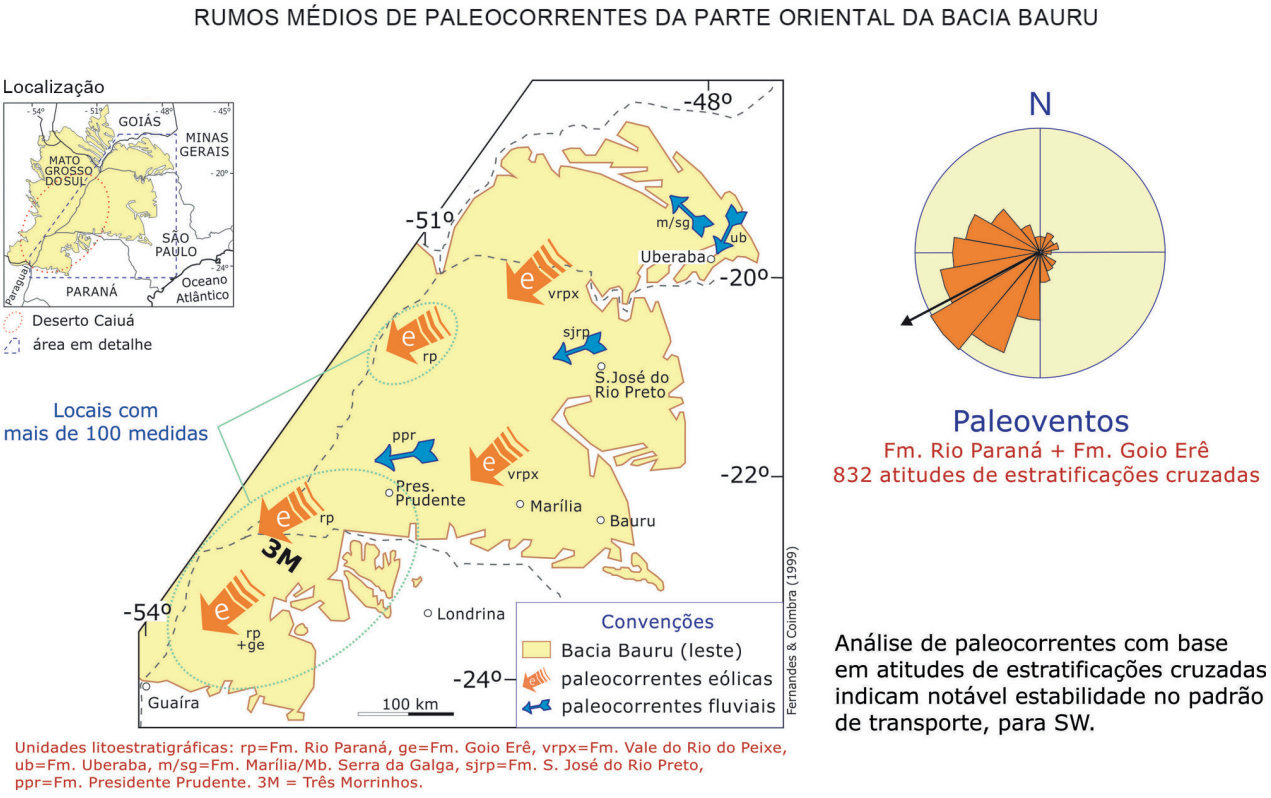


Figura 8 - Rumos dos ventos, dominantes para sudoeste-oeste, e grande sistema de drenagem predominantes, do antigo *deserto Caiuá*.

Figure 8 - Direction of prevailing winds to the west-southwest and great drainage system prevalent in ancient Caiuá Desert.

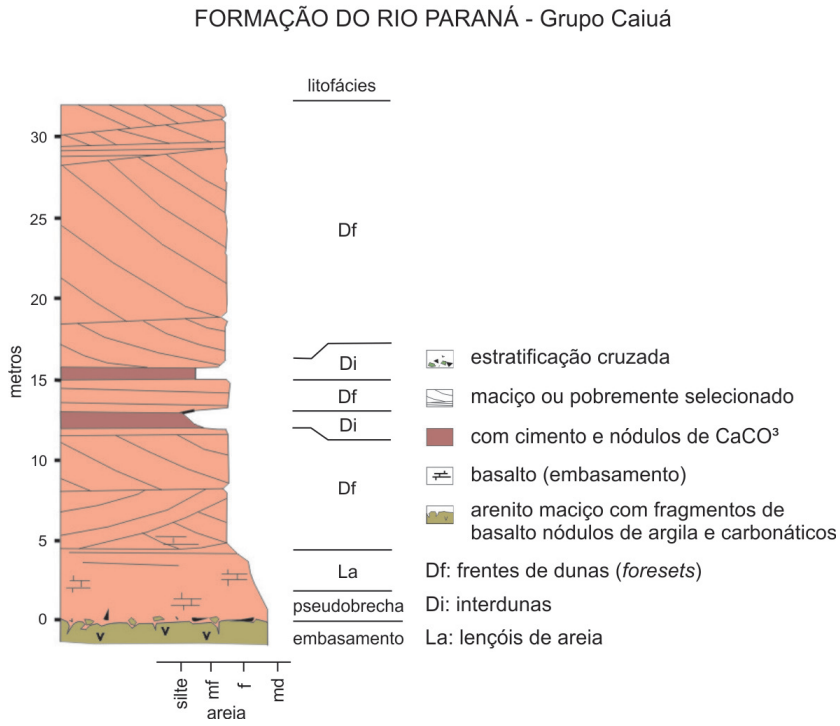


Figura 9 - Seção-tipo da Formação Rio Paraná, com principais características da unidade, tipos de depósitos e contexto deposicional (dunas e interdunas eólicas). Definida na eclusa da U.H.E. Porto Primavera (Eng. Sérgio Motta), Pontal do Paranapanema (SP) e grandes exposições nas barrancas do rio Paraná.

Figure 9 - type-section-of the Rio Paraná Fm., with main characteristics of the unit, type of deposits and depositional setting (aeolian dunes and interdunes). Section defined in the sluice of the Porto Primavera Hydroelectric Plant (Eng. Sérgio Motta), Pontal do Paranapanema region (State of São Paulo) and on large exposures on the banks of the Paraná river.

siltoargilosa (Fig 11d a 11g). Os grãos exibem superfície fosca encoberta por película ferruginosa (Fig. 11d a 11g). A Formação Rio Paraná corresponde a depósitos de construções eólicas de grande porte (*draas*), complexos de dunas de cristas sinuosas, amalgamadas, de região central de sand sea. A região formada pelo Pontal do Paranapanema e extremo noroeste do Paraná, onde ocorrem estratificações cruzadas de maior porte, foi, provavelmente, a área central do antigo Deserto Caiuá (Fernandes & Coimbra 2000b).

Contexto Regional da Silicificação

Boa parte dos limites atuais da Bacia Bauru coincide com altos tectônicos regionais, onde estão situados diversos centros do magmatismo alcalino neocretáceo. Segundo Almeida & Melo (1981), as manifestações alcalinas mesozóico-cenozóicas do centro e sul do Brasil ocorreram em duas fases distintas. A primeira, no Jurássico Superior-Cretáceo Inferior (Neocomiano), contemporânea ao vulcanismo Serra Geral, ou seja, pré-sedimentação na Bacia Bauru. A segunda, do intervalo Aptiano-Eoceno, apresentou dois períodos de maior intensidade de eventos intrusivos: 87-80 Ma e 70-60 Ma, durante a deposição da sequência neocretácea. Seu registro é caracterizado por corpos intrusivos que pontuam as molduras da bacia, mais frequentes nas bordas setentrionais. Naqueles dois períodos fluidos hidrotermais, relacionados a magmatismo alcalino penecontemporâneo à sedimentação, percolaram e cimentaram localmente os depósitos de areias do deserto, pouco antes do final da sedimentação na Bacia Bauru (Fernandes *et al*., 1993, 2002). As características e a distribuição peculiar das ocorrências de rochas silicificadas, em faixas estreitas verticalizadas, associadas com estruturas tectônicas regionias, assim como a presença de palygorskita em basaltos sotopostos e carbonato-fluorapatita em arenitos do Grupo Caiuá, sustentam tal origem, segundo os autores.

Os limites da bacia coincidem também com importantes estruturas tectônicas de direção NW e NE, muitas delas associadas a antigas zonas de falhas, pré-cambrianas a eopaleozóicas. Tais estruturas, marginais e transversais à bacia, determinaram a distribuição geográfica das manifestações do plutonismo alcalino. Três direções estruturais regionais importantes associadas a zonas de falhamento são reconhecidas nas unidades mais antigas que constituem o substrato da bacia: NW, NE e E-W. Vários autores se referiram à tectônica de caráter transcorrente regional, com possível atuação até o Cenozóico (*e.g.* Marques *et al*., 1987; Serra Jr. *et al*., 1986; Coimbra, 1991). Por sua provável atuação até tempos mais recentes, as estruturas nordeste desempenharam importante controle na instalação da rede de drenagem, como se verifica, por exemplo, em longos trechos retilíneos do Rio Paraná. O segmento de Guaíra foi denominado por Maack (1968) de *fenda tectônica de Sete Quedas*.

No alto dos Três Morrinhos observa-se faixa subvertical de direção NNE, com 0,7 m de espessura, aspecto brechóide, silicificada como o arenito adjacente, feição sugestiva da associação entre atividade tectônica e silicificação.

O mineral palygorskita foi identificado em rochas designadas *basaltos pouco densos* (Marques *et al*., 1987), da área de implantação da U.H.E. Porto Primavera. Ricos em esmectita e palygorskita (70-95% da rocha), formavam bolsões localizados, nos basaltos subjacentes aos

arenitos da Fm. Rio Paraná. Coimbra (1991) atribuiu-lhes origem hidrotermal. Atividades hidrotermais naquela área são também sugeridas pela ocorrência de carbonato--fluorapatita (Fernandes *et al*., 2002), verificada em duas amostras de subsuperfície, da porção basal dos arenitos Caiuá (Formação Rio Paraná).

Fernandes *et al*. (2007) descreveram estruturas *atribuídas* a eventos sísmicos penecontemporâneos à deposição do Grupo Caiuá, no Pontal do Paranapanema. Eventualmente, tal sismicidade, bem como hidrotermalismo, provavelmente sincrônico ao magmatismo alcalino neocretáceo, estariam relacionados ao mesmo contexto tectônico. Como atividade final, o processo de silicificação ocorreu no coroamento da sedimentação, associado à inversão na evolução da Bacia Bauru.

Os Arenitos Silicificados

Em exposições de superfície, em lajes ou paredões nas encostas dos morros, a rocha apresenta aspecto em geral maciço, de cor marrom alaranjado a rosado (Fig. 10). Às vezes ainda exibe estratificação cruzada original mal definida, mascarada pela silicificação generalizada. Em escala microscópica, a silicificação apresenta-se como revestimento parcial (Fig. 11c) ou total dos poros intergranulares, com texturas de: a) crescimento secundário ou *sintaxial* (Fig. 11d a 11g, 12a e 12b), b) em *paliçada* (franja de acículas), c) poligonal *em mosaico* ou, mais raramente, d) *microcristalina*. São comuns casos em que o arcabouço foi imobilizado quando o arranjo dos grãos ainda era pouco compactado, ou seja, antes do *soterramento* dos sedimentos (Fig. 11b a 11g). Outras vezes, os sedimentos já apresentavam algum empacotamento por compactação mecânica, indicado pela não deposição de sílica nas áreas de contato entre grãos (figs. 12a e b).

O preenchimento dos poros é parcial a *total*, com frequente evolução de formas euhedrais (megaquartzo) tendendo a bipiramidais (pseudoquartzo-beta), em continuidade óptica com o núcleo clástico.

A percolação dos fluidos silicosos provavelmente removeu parte dos óxidos/hidróxidos de ferro que envolve os grãos detríticos, causando característico o empalidecimento da cor típica da rocha - marrom-avermelhada a arroxeada quando não silicificada - que passa a cores rosadas a bege claro.4

Evolução Geomorfológica

De acordo com Bigarella *et al.* (1965) durante o processo de denudação da paisagem e formação das paleosuperficies o clima global se comportou de forma cíclica, com períodos úmidos durante a evolução regional desenvolveram-se mantos de alteração geoquímica, aprofundamento dos regolitos e formação de solos superficiais. A área seria então capeada por extensa cobertura florestal, que teria protegido os solos dos agentes de transporte da erosão, as vertentes teriam formas côncavas/convexas e alongadas. A carga de transporte dos rios teria sido diminuta e o sistema de drenagem regional tenderia então a entalhar o talvegue formando vales profundos.

Mudança de clima úmido para seco, ocorrida posteriormente, teria alterado tal paisagem, principalmente pelo desaparecimento das florestas. As vertentes, então desprotegidas, com extensos mantos de cobertura pedogenética, foram expostas a processos erosivos. Chuvas torrenciais as solaparam e promoveram erosão dos solos em movimentos de massa contínuos, que assorearam parcialmente os canais fluviais. A consequente elevação do nível de base local aumentou erosões a montante.

Bigarella *et al.* (1965) afirmou que tais processos foram cíclicos, alternando climas úmidos, secos quentes (áridos a

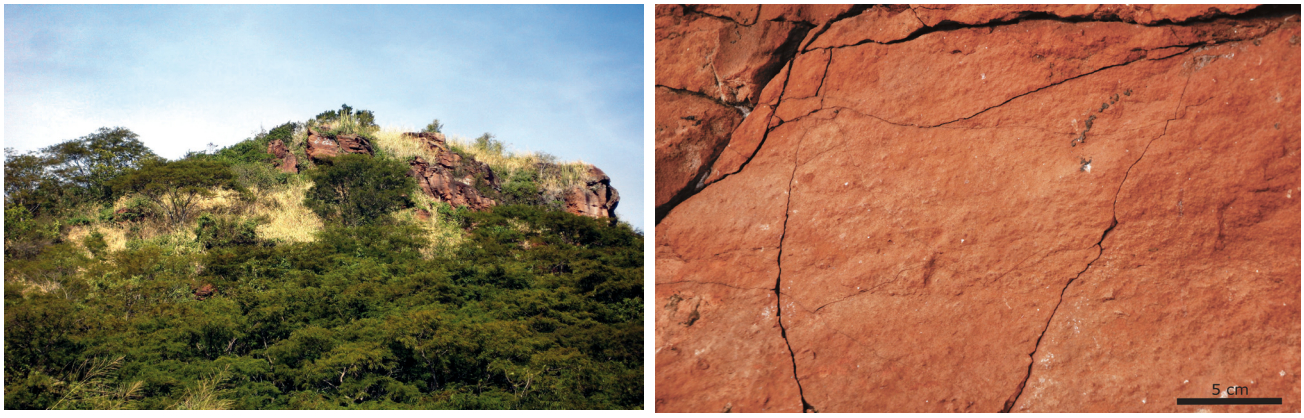


Figura 10 - Arenito silicificado em exposições de superfície, lajes ou paredões nas encostas dos morros. A rocha apresenta aspecto em geral maciço e cores marrom alaranjado a rosado.

Figure 10 - Silicified sandstones exposures on slabs or walls on the slopes. The rock aspect is generally massive and orange to pinkish brown colors.

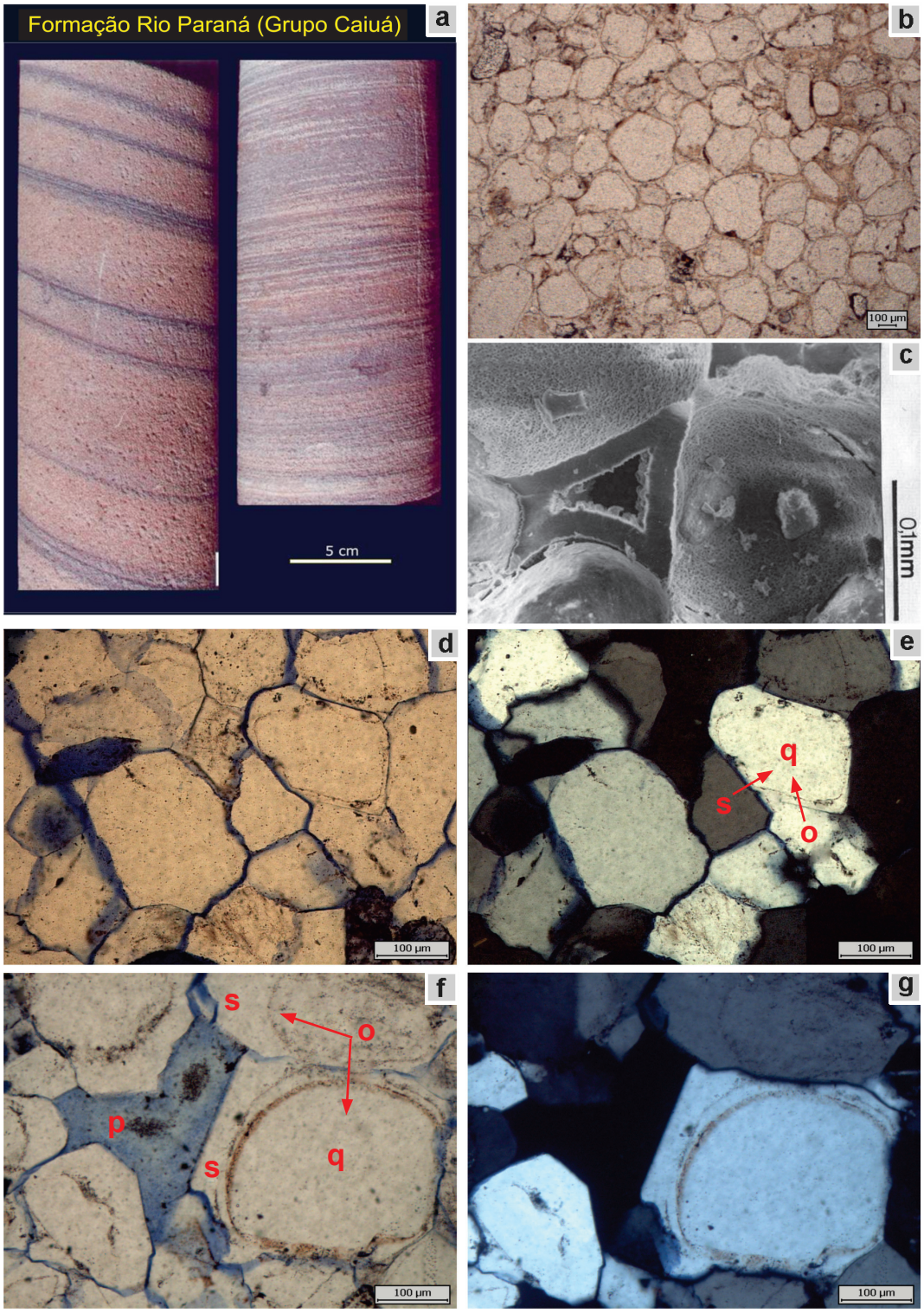


Figura 11 - **(a)** Estratificação cruzada, laminação e cores características dos arenitos da Fm. Rio Paraná, quando não silicificados; de testemunhos de sondagem da UHE Porto Primavera (SP); **(b)** aspecto comum dos arenitos dos Três Morrinhos, exibindo grãos arredondados bem selecionados, com intensa cimentação por sílica, fotomicrografia com polarizadores descruzados; **(c)** grãos arredondados de quartzo, com poros parcialmente preenchidos por cimento de sílica, imagem de MEV (elétrons secundários); **(d)** aspecto de mosaico (faces mais retilíneas) dado pela silicificação intensa, que oblitera os poros originais dos quartzoarenitos dos Três Morrinhos, fotomicrografia com polarizadores descruzados; **(e)** mesma cena de **d**, com polarizadores cruzados, (**s**) é crescimento secundário (ou sintaxial) de sílica, (**o**) é película de óxidos/hidróxidos de Fe e Mn, pré-cimentação por sílica, (**q**) grão de quartzo; **(f)** detalhe de quartzoarenito com grãos arredondados de quartzo (**q**) revestido por película de de óxidos/hidróxidos de Fe e Mn (**o**) e posteriormente por sílica secundária, em duas fases (**s**), fotomicrografia com polarizadores descruzados; **(g)** mesma cena de **f**, com polarizadores cruzados.

Figure 11 - (a) Cross bedding, lamination and color characteristics of the Rio Paraná Fm. sandstones, when non-silicified; core holes of the Porto Primavera hydroelectric plant building (State of São Paulo); **(b)** common feature of the Três Morrinhos sandstones, showing rounded grains well sorted, with intense silica cementation, photomicrography obtained with uncrossed polarizers; **(c)** rounded quartz grains, with pores partially filled by silica cement, SEM image (secondary electron); **(d)** mosaic appearance (faces more rectilinear) given by intense silicification, which obliterates the original pores of the Três Morrinhos quartz arenites, photomicrography obtained with uncrossed polarizers, and (**e**) of the same scene, with crossed polarizers (**s**) is secondary growth (or sintaxial) silica, (**o**) is Fe and Mn oxide/hydroxides film, pre-cementation by silica (**q**) is a quartz grain; **(f)** quartz arenite detail showing rounded grains (**q**), coated by film of Fe and Mn oxides/hydroxides of (**o**) and subsequently by secondary silica in two phases (**s**), photomicrograph obtained with uncrossed polarizers, **(g)** same scene of **f**, with crossed polarizers.

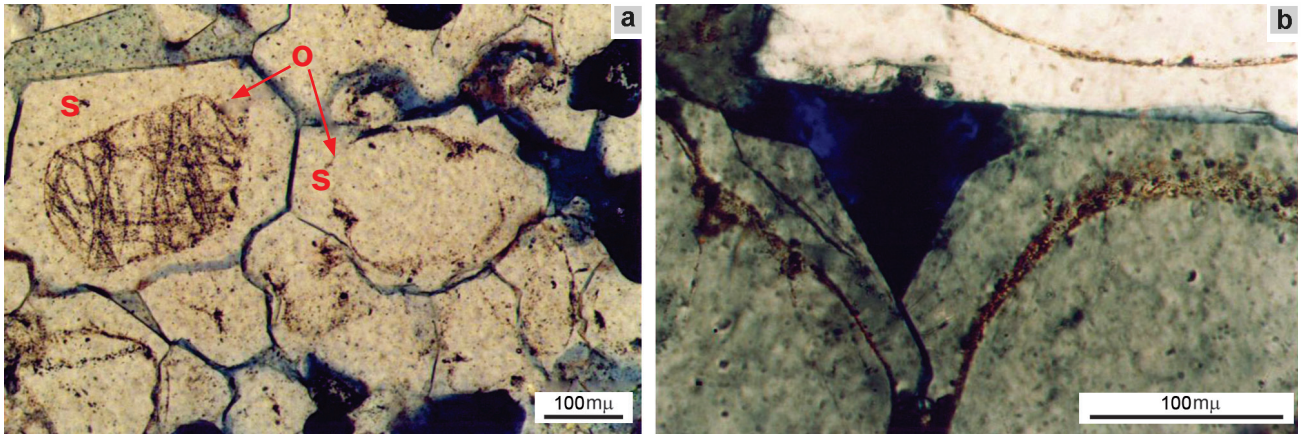


Figura 12 - (a) quartzoarenito silicificado, exibindo contornos detriticos originais (de grãos arredondados), demarcados por película de óxidos/hidróxidos de ferro (**o**), com crescimento sintaxial de quartzo/sílica (**s**). Notar que o grão da esquerda tem várias inclusões de minerais aciculares, o que facilita a identificação da forma original. Fotomicrografia de seção delgada, polarizadores descruzados; **(b)** detalhe do revestimento por crescimento secundário de sílica, com notável desenvolvimento de faces planas de cristalização do quartzo (o poro aparece em azul escuro). Fotomicrografia de seção delgada, com polarizadores cruzados. Ambas da Fm. Rio Paraná, Três Morrinhos, Terra Rica.

Figure 12 - (a) silicified quartz arenite, showing original detrital contours (rounded grains), demarcated by ferruginous film (**o**), with sintaxial silica overgrowth (**s**). Note that the left grain has several acicular mineral inclusions, which facilitates identification of its original shape. Thin section photomicrograph obtained with uncrossed polarizers, **(b)** detail of overgrowth by coating silica with remarkable development of cristalization of quartz planar faces (pores in dark blue color). Thin section photomicrograph obtained with crossed polarizers. Both samples belongs to the Rio Paraná Fm., from the Três Morrinhos Hill, Terra Rica city.

semi-aridos), secos frios (glaciações) e úmidos (tropicais e subtropicais). Estudos da evolução geomorfológica da planície do alto Rio Paraná nas proximidades dos Três Morrinhos (Kramer & Stevaux 2001) apontaram ocorrência de cascalheiras basais em contatos erosivos com arenitos da área, interpretado pelos autores como decorrentes de climas secos com características semi-aridas no *Pleistoceno tardio*.

Os arenitos silicificados, mais resistentes à desagregação, restaram sustentando morros solitários na paisagem, os morros relictuais (Fig. 13). Hoje o topo dos Três Morrinhos, paleossuperfície de idade cretácea, registra espessura mínima das acumulações eólicas do interior da bacia. Em São Paulo, não muito distante, existem Morro do Diabo (cota de topo 603m, base 400m), formados do mesmo modo.

A silicificação localizada dos depósitos arenosos eólicos, acumulados no antigo deserto Caiuá, é supostamente relacionada com atividades de hidrotermalismo alcalino ocorrida entre 80 e 60 Ma. Como a superfície Sul-americana desenvolveu-se entre 90 e 20 Ma, considera-se os topos dos Três Morrinhos e do Morro do Diabo constituem cotas mínimas daquela superfície, preservados devido a sua resistência anômala à erosão regional entre Cretáceo Superior e Paleógeno, período de estabelecimento da superfície.

No contexto suposto para o estágio D da Fig. 13, de fase climática úmida, temos a forma noroeste alongada bem definida, determinada por direções fissurais tectônicas, todavia com altitudes bem mais elevadas que a topografia regional, entre 380 e 420 metros, enquanto que nos topos dessas elevações temos altitudes acima de 620 metros (Fig. 14). Nos modelos gerados a partir do método de Seppômen não é possível associar a evolução da superfície com contexto climático ou fase evolutiva específica, porém é possível simular a tendência de evolução do relevo no Quaternário, período em que a paisagem foi intensamente rebaixada. E que as elevações residuais são, portanto, registros as altitudes pretéritas

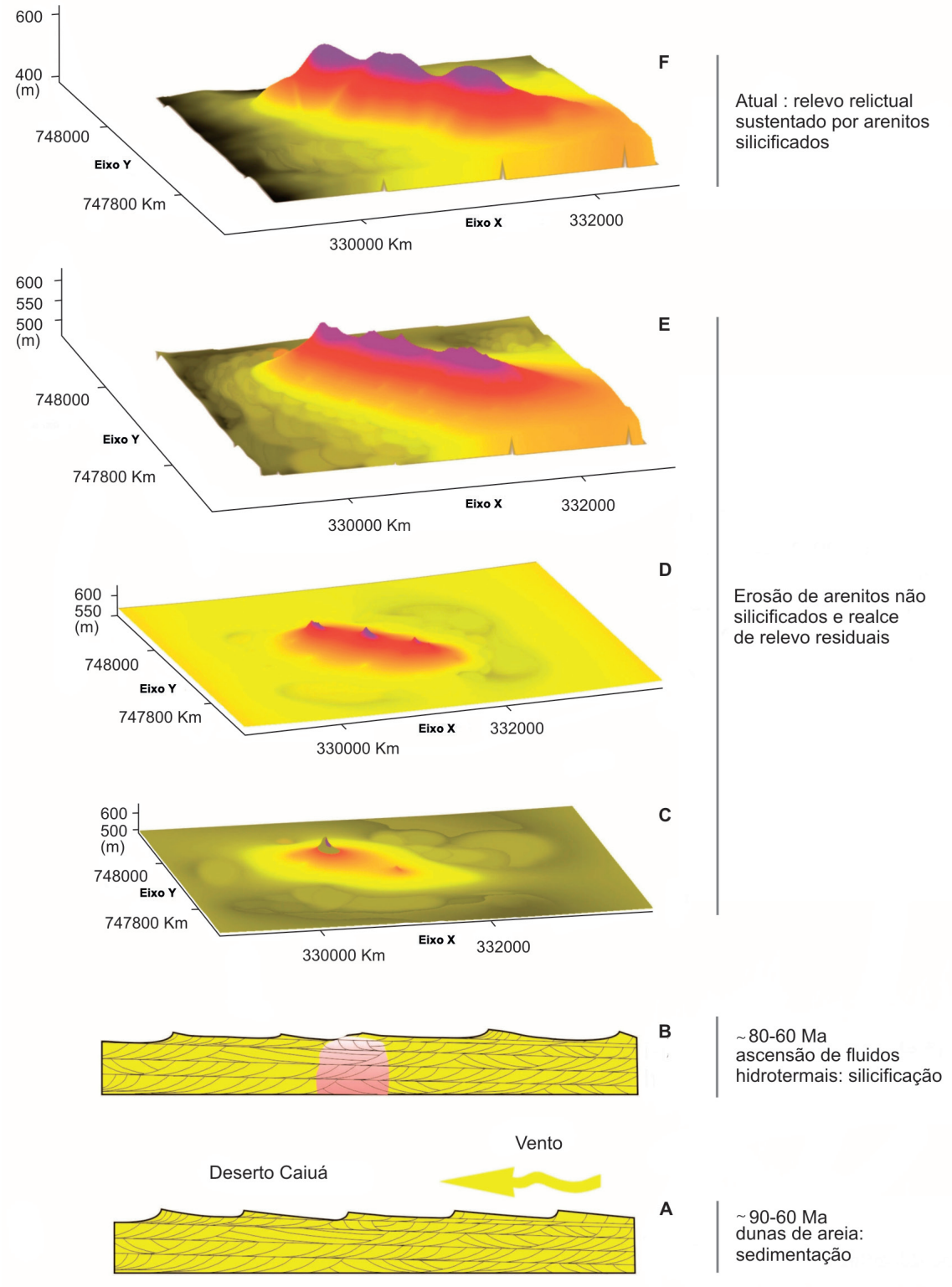


Figura 13 - Modelo de evolução geomorfológica regional, para os Três Morrinhos e morro do Diabo. **C**, **D**, **E** e **F** foram geradas com o método de Seppômen, que permite a reconstituição de paleossuperfícies por meio de pontos de maior cota altimétrica, de forma irregular por quadrantes. Com aumento da área do quadrante tem-se nivelamento dos topos e assim a reconstituição das paleossuperfícies. Aplicações em geologia foram apresentadas por (Motoki *et al*., 2008) e em geomorfologia por (Couto *et al*., 2012) por meio de geoprocessamento.

Figure 13 - Regional geomorphological evolution model for the Três Morrinhos and Diabo hills. **C**, **D**, **E** and **F** were generated by the Seppômen method that allows reconstituting paleo-surfaces through points of greatest altimetry, irregularly shaped quadrants. With increase of the area of the quadrant, a leveling of the tops do occur and thus the reconstitution of paleosurfaces. Applications on Geology were made by Motoki *et al*. (2008) and on Geomorphology by Couto *et al*. (2012), by geoprocessing methods.

da área. Pode-se estimar no mínimo cerca de 200 metros de denudação, desconsiderando-se possíveis elevações maiores que os topos atuais do relevo (Fig. 13).

As superfícies desse extenso contexto denudacional do Grupo Caiuá no Paraná foram identificadas e mapeadas por Bigarella e Mazuchowski (1985), com sugestão de idades: superfície de cimeira Pd3 como supostamente do Oligoceno; o pediplano Pd2 inferida como do Plioceno inferior; o pediplano Pd1 supostamente do Plioceno superior/Pleistoceno inferior e os pedimentos Pd0 ou P2, de idades holocênicas.

O Pd3 corresponde às maiores altitudes na serra de transição do Segundo com o Terceiro Planalto paranaenses. Corresponde a planaltos residuais no reverso da escarpa Serra Geral, elevações que chegam aos topos acima dos 1.200m, Seriam os registros mais antigos das superfícies do Terceiro Planalto Paranaense e borda limitante da deposição Grupo de Caiuá.

O pediplano Pd2 que estaria situado em níveis topográficos abaixo do Pd3, ocorre nos principais interflúvios dos rios Ivaí e Tibagi, estaria em quase totalidade alterado por espesso manto pedogenético com espessuras superiores a 30m, representado pelos férteis latossolos e nitossolos da região norte pioneiro do Paraná, no eixo Londrina – Apucarana. As elevações desse modelado seriam correlatos às fazes denudacionais C e D da figura 13.

A gênese das superfícies Pd2 nas bordas de transição interplanálticas, seriam decorrentes da exumação circo-denudacional do espesso pacote sedimentar sotoposto ao basalto das bordas do reverso do Serra Geral , rebaixando toda a superfície e levando as bordas dos depósitos desérticos. Essas áreas hoje são as zonas de transição litológica, como os trechos Campo Mourão – Mamborê, Maringá – Nova Esperança.

O pediplano Pd1 corresponde às áreas ainda mais rebaixadas, suas superfícies exumadas e rebaixadas pelas principais drenagens alimentadoras dos rios Ivaí, Paranapanema e Piquiri. As maiores elevações estariam nas proximidades de Umuarama, sustentadas nos topos por carapaças ferruginosas de maior resistência a erosão com altitudes médias em torno de 400m, correspondem a áreas adjacentes menos elevadas e planas onde se destacam as elevações residuais testemunhantes das paleoelevações do Pd2, os Três Morrinhos e o Morro do Diabo (Fig. 14), que emergem acima dos 600m como verdadeiros *inselbergs* e registram a erosão que exumou a paisagem regional pretérita.

Finalmente, Pd0 ou P2 corresponde aos níveis mais baixos de acumulação coluvio-aluvionar, formação de compartimentos de planícies e terraços dos rios Ivaí, Paranapanema e Piquiri.

No que se refere à pedogênese atual, a sequência evolutiva descrita anteriormente propiciou o desenvolvimento e predomínio dos latossolos na região do Noroeste do Paraná. Caracte-

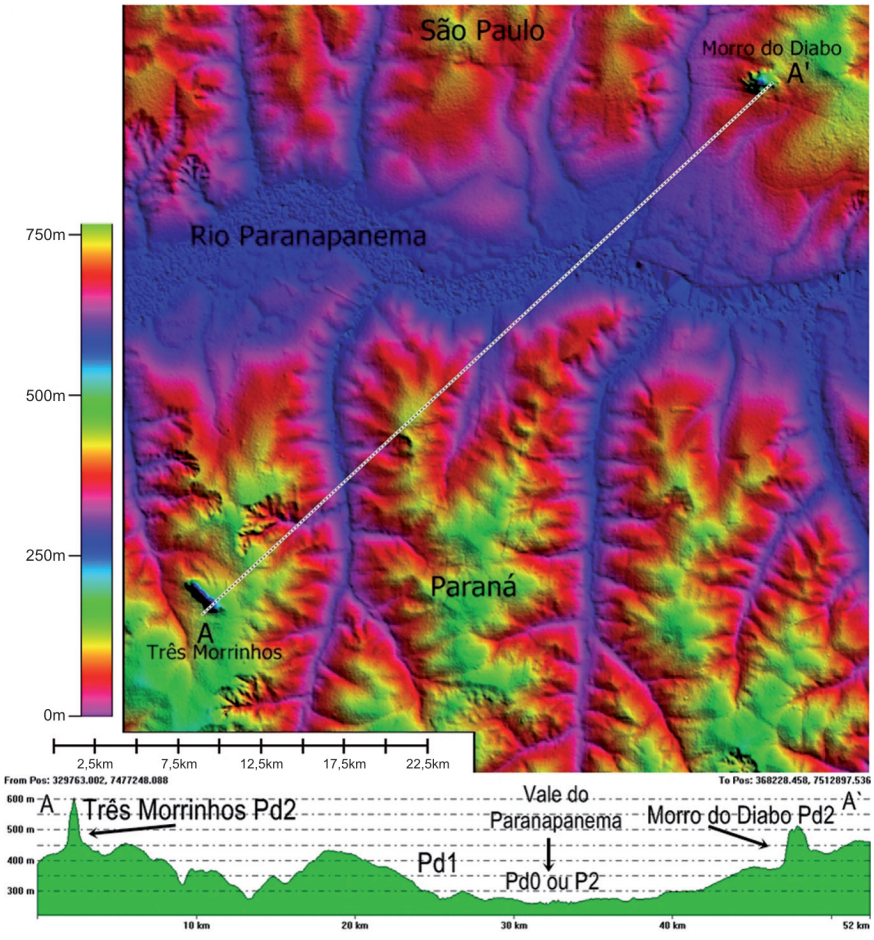


Figura 14 - Seção topográfica transversal entre os Três Morrinhos (Terra Rica, Paraná) e o morro do Diabo (Parque Estadual Morro do Diabo, Teodoro Sampaio, São Paulo). Dados topográficos de imagens SRTM, Projeto TOPODATA-INPE.

Figure 14 - Topographic cross-section between Três Morrinhos Hill (Terra Rica, State of Paraná) and Diabo Hill (Morro do Diabo State Park, Teodoro Sampaio, Sao Paulo). SRTM topographic data of images, of TOPODATA-INPE Project.

rizam-se como solos minerais, não hidromórficos, com horizonte diagnóstico B latossólico (Bw) de coloração vermelha, geralmente profundos e homogêneos.

Morfologicamente podem apresentar estrutura maciça ou em blocos subangulares fracos que se desfazem em granular de grau forte, no caso de apresentarem textura argilosa (microagregados).

Encontram-se normalmente associados a áreas de relevo constituído por colinas amplas e em topos aplainados de colinas médias. Nessas condições de relevo sua formação favorece processos de lixiviação acentuados que propiciam o aprofundamento do perfil por sistema de drenagem interna vertical dominante e o enriquecimento relativo em sexquióxidos de ferro e/ou alumínio, argila caulinítica e grãos de quartzo tanto na fração silte como na fração argila (residual). Esses solos tornam-se menos expressivos da base ao topo dos Três Morrinhos, sendo progressivamente substituídos por solos rasos (Neossolos Litólicos e Neossolos Rigólicos) e em alguns locais associados a declividades acentuadas por afloramentos rochosos, corroborando com a idéia de maior resistência do arenito silicificado.

Nessas condições de afloramentos rochosos e solos rasos, em que existe pouca retenção de umidade, se desenvolvem formações típicas de savana com presença de cactáceas, em situação distinta com as formações no qual se inserem atualmente, ou seja, os Três Morrinhos constituem ilhas de vegetação diversa do que predomina no Noroeste do Paraná.

Os Três Morrinhos junto com o Morro do Diabo, portanto, testemunham a história erosiva e tectônica do nosso continente, registra fases distintas das alternâncias climáticas do continente Sul-americano, são elevações que marcam o contexto evolutivo da paisagem regional intracontinental deposicional do Cretáceo até o presente.

SINOPSE SOBRE A ORIGEM E EVOLUÇÃO E A IMPORTÂNCIA DO SÍTIO

Os Três Morrinhos são constituídos por arenitos silicificados da Formação Rio Paraná, originalmente acumulados no interior de um grande deserto arenoso no interior da bacia intracontinental denominada *Bauru*. A história desta bacia tem início ao redor de 90 milhões de anos atrás, quando se formou no centro-sul da Plataforma Sulamericana, após a ruptura do continente *Gondwana*. A acumulação de sedimentos na bacia, sobretudo arenosos, ocorreu em clima semi-árido quente. Na sua atual porção meridional, região dos morrinhos, formou-se o *Deserto Caiuá*, composto por grandes complexos de dunas (Fig. 13 A) contornadas por amplas planícies arenosas marginais. As dunas migravam preferencialmente rumo a sudoeste/oeste (Figs. 7 e 8), acumulando depósitos arenosos de algumas centenas de metros de espessura.

A ascensão de fluídos hidrotermais, direcionada por zonas fraturadas do embasamento basáltico da bacia, cimentou com sílica estreitas faixas dos depósitos arenosos (Fig. 13 B), conferindo-lhes maior resistência à erosão posterior, que aos arenitos adjacentes. Tal diferença implicou maior rebaixamento por desgaste erosivo da paisagem regional nas áreas sem silicificação. Por outro lado, morros sustentados por arenitos silicificados foram se destacando gradativamente na paisagem (Fig. 13 C; D e E) até chegar a sua configuração atual (Fig. 13 F).

Na evolução regional do relevo a erosão removeu principalmente os arenitos não silicificados. Os topos dos Três Morrinhos constituem, portanto, cota mínima da superfície de aplainamento Sul-americana, elaborada entre Cretáceo Superior e Paleógeno. A preservação de espessuras originais anômalas de arenitos eólicos neocretáceos, assim como a sustentação de cotas reliquiares da evolução do relevo no intervalo Ks-T justificam sua importância como importante sítio geológico e geomorfológico brasileiro.

Outras Atrações Turísticas Locais e Regionais

No topo de um dos morros há frequentes atividades de saltos de vôo livre (Fig. 15a), incluindo campeonatos nacionais. *Caverna do Sol Nascente*, com 12 metros de comprimento, localizada na base ao leste do morro. Originou-se da erosão, sobretudo pela água, de porções menos cimentadas (silicificadas) do arenito. *Capela* no alto do morro, construída na década de 60, antenas de televisão e os equipamentos de retransmissão. No lado paulista da Usina Hidrelétrica de Porto Primavera, em local relativamente próximo dos Três Morrinhos, há importante sítio paleontológico e geológico registrado no SIGEP: Icnofósseis da Usina de Porto Primavera, SP. Rastros de dinossauros e mamíferos em rochas do deserto neocretáceo Caiuá (Fig. 15b). Praias naturais de água doce, pesca, passeios de barco e a prática de esportes náuticos no Lago de da Usina Hidrelétrica de Rosana (Rio Paranapanema).

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Atualmente o topo de um dos morros abriga antenas de telecomunicações, aonde se chega de veículo motorizado. O local foi transformado no *Parque Municipal Três Morrinhos* (2003), administrado pela Prefeitura Municipal de Terra Rica. Conta com um portal de entrada, com edificação denominada Centro de Educação Ambiental desde 2008, embora sem funcionamento e presença regular de pessoal.



Figura 15 - (a) vista da rampa de saltos do morro sudoeste, o mesmo que abriga antenas de transmissão; **(b)** pegadas e pistas de tetrápodes registradas em arenitos de antigas frentes de dunas, da mesma unidade que constitui os Três Morrinhos, em outro sítio geológico-paleontológico importante na região, na Usina Hidrelétrica Porto Primavera (SP). Mais informações em Fernandes *et al.* (2009).

Figure 15 - (a) Jump ramp view on the southwest hill, where also there are transmission antennas; **(b)** footprints and tracks of tetrapods recorded in sandstones of ancient dune foresets of the same unit that constitutes the Três Morrinhos Hill, representing another important geological-paleontological site in the region, situated near the Porto Primavera hydroelectric plant (State of São Paulo). For more information see Fernandes *et al.* (2009).

REFERÊNCIAS

Almeida, F.F.M. de & Melo, M.S. 1981. A Bacia do Paraná e o vulcanismo mesozóico. *In*: *Mapa Geológico do Estado de São Paulo.* São Paulo, Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S/A. v.1:46-81. Escala 1:500.000. (Publicação IPT, 1184).

Bigarella,J.J. & Mazzuchowski, J.Z. 1985. *Visão integrada da problemática da erosão*. Livro Guia do III Simpósio Nacional de Controle da Erosão. Maringá, p. 1-19; 93-121.

Bigarella, J.J.; Mousinho, M.R. & Silva, J.X. 1965. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. *Boletim Paranaense de Geografia*, 16/17: 117-151.

Coimbra, A.M. 1991. *Sistematização crítica da obra*. São Paulo, Universidade de São Paulo. 54p. (Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências/USP).

Couto, E.V.; Fortes, E.; Sordi, M.V.; Marques, A.J.; Camolezi, B.A. 2012. Seppômen Maps For Geomorphic Developments Analysis: The Case Of Paraná Plateau Border, Faxinal, State Of Paraná, Brazil. Acta Scientiarum. Technology, v. 34, n. 1, p. 71-78.

Fernandes, L.A. 1998. Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil). 216p. (*Tese de Doutoramento*, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo). (3 mapas).

Fernandes, L.A. 2004. Mapa litoestratigráfico da parte oriental da Bacia Bauru (PR, SP, MG), escala 1:1.000.000. *In*: Boletim Paranaense de Geociências. 55:53-66. 1 mapa anexo.

Fernandes, L.A. & Coimbra, A.M. 2000a. Revisão estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo). *Revista Brasileira de Geociências*, 30(4):723-734.

Fernandes, L.A & Coimbra, A.M. 2000b. The Late Cretaceous Caiuá Desert (Bauru Basin, Brazil). *In*: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., Rio de Janeiro (Brasil). *Abstracts*, (*cd-rom*, General Symposia, 3.6).

Fernandes, L.A.; Basilici, G.; Castro, A.B. 2007. Seismites in continental sand sea deposits of the Late Cretaceous Caiuá Desert, Bauru Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, 199:51-64. http://www.sciencedirect.com. *doi*: 10.1016/j.sedgeo.2005.12.030.

Fernandes, L. A.; Brandt Neto, M.; Coutinho, J.M.V. 2002. Fluorapatita e apatita em arenitos da Fm. Rio Paraná (Gr. Caiuá, Bacia Bauru) e hidrotermalismo neocretáceo. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 41., João Pessoa, 2002. *Anais*, João Pessoa, Sociedade Brasileira de Geologia. p.661.

Fernandes, L.A.; Coimbra, A.M.; Brandt Neto, M. 1993. Silicificação hidrotermal neocretácea na porção meridional da Bacia Bauru. *Revista do Instituto Geológico*, 14(2):19-26.

Fernandes, L.A.; Sedor, F.A.; Silva, R.C.; Silva, L.R.; Azevedo, A.A.; Siqueira, A.G. 2009. Icnofósseis da Usina de Porto Primavera, SP. Rastros de dinossauros e mamíferos em rochas do deserto neocretáceo Caiuá. In: Winge, M.; Schobbenhaus, C.; Souza, C.R.G.; Fernandes, A.C.S.; Bebert-Born, M.; Queiroz, E.T.; Campo, D.A. (Org.). *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*, vol. II. Brasília: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, v.II:479-488.

King, L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil oriental. Revista Brasileira de Geografia, 18(2):147-265. Rio de Janeiro.

Kramer, V.M.S. & Stevaux, J.C. 2001. Mudanças climáticas na região de Taquaruçu (MS) durante o Holoceno. *Boletim Paranaense de Geociências*, 49:79-91.

Maack, R. 1968. *Geografia Física do Estado do Paraná. Curitiba, PR*. Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas. 350p.

Marques, A.; Zanotto, O.A.; Paula, O.B. de; Astolfi, M.A.; França, A.B.; Barbosa, E.A. 1993. Arcabouço tectônico da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 5., Curitiba, PR. Boletim de resumos expandidos e programa. Curitiba, PR. Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleos PR/SC/RS. p.101-102.

Marques, J.D.; Magalhães, F.S.; Serra Jr., E. 1987. Análise das feições estruturais do maciço rochoso nas fundações da barragem de Porto Primavera. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 5., São Paulo, SP. Anais. São Paulo, SP. Associação Brasileira de Geologia de Engenharia. v.1 p.197-208.

Motoki, A.; Petrakis, G.H.; Sichel, S.E.; Cardoso, C.E.; Melo, R.C.; Soares, R.S.; Motoki. K.F. 2008. Origem dos relevos do maciço sienítico do Mendanha, RJ, com base nas análises geomorfológicas e sua relação com a hipótese do vulcão de nova Iguaçu. *Geociências*, 27(1):97-113.

Mussa, D. & Coimbra, A.M. 1984. M,todo de estudo tafonômico aplicado a lignispécimes permianos da Bacia do Paraná. Anais da Academia Brasileira de Ciências. 56(1):85-101.

Santos, L.J.C.; Fiori, C.O.; Canali, N.E.; Fiori, A.P.; Silveira, C.T.; Brisk, S.J.; Silva, J.M.F. 2006a. Atlas Geomorfológico do EStado do Paraná. 1. ed. Curitiba/PR: Imprensa oficial, v.1. 59 p.

Santos, L.J.C.; Fiori, C.O.; Canali, N.E.; Fiori, A.P.; Silveira, C.T.; Silva, J.M.F; Ross, J.S. 2006b. Mapeamento Geomorfológico do Estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 7:3-11.

Serra Jr., E.; Magalhães, F.S.; Azevedo, A.A. 1986. Análise de feições estruturais para estudo do estado de tensões naturais no maciço basáltico de UHE Taquaruçú. *In*: SIMPÓSIO SUL AMERICANO DE MECÂNICA DE ROCHAS, 2., Porto Alegre, RS. Anais. Porto Alegre, RS. Associação Brasileira de Mecânica de Solos. v.2 p.252-262.

* Publicado na Internet em 05/12/2012 no endereço http://www.unb.br/ig/sigep/sitio058/sitio058.pdf

[1] Universidade Federal do Paraná/Dep. de Geologia, e-mail: lufernandes@ufpr.br, CV Lattes: http://lattes.cnpq.br/4959270301217109

[2] Universidade Federal do Paraná, e-mail: edivandocouto@gmail.com, CV Lattes: http://lattes.cnpq.br/3716500436905139

[3] Universidade Federal do Paraná/Dep. de Geografia; e-mail: santos@ufpr.br, CV Lattes: http://lattes.cnpq.br/9998364756956271



LUIZ ALBERTO FERNANDES

Tem graduação em Geologia (1977), mestrado (1992) e doutorado (1998) em Ciências - Geologia Sedimentar, pelo Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Pós-doutorado (2008, 2009) na Universidad Complutense de Madrid. Atualmente é professor Associado III e coordena o Programa de pós-graduação em Geologia da Universidade Federal do Paraná. Entre 1978 e 1980 atuou em contaminação de águas subterrâneas na Companhia de Tecnologia de Saneamento Ambiental (CETESB/SP). De 1980 a 1998 foi pesquisador do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT). Desde então é professor do Departamento de Geologia da UFPR. Sua experiência tem ênfase em Geologia Sedimentar e Análise de Bacias Sedimentares (Petrologia Sedimentar, Estratigrafia; bacias Bauru, do Paraná e de Curitiba; educação tutorial e Geoconservação). Bolsista de Produtividade em Pesquisa do CNPq - Nível 2..



EDIVANDO VITOR DO COUTO

Possui graduação em Geografia pela Universidade Estadual de Maringá (2008) e mestrado em Geografia pela Universidade Estadual de Maringá (2011). Atualmente é doutorando em Geografia pela Universidade Federal do Paraná com enfase em Paisagem e análise ambiental. Tem experiência na área de Geociências, atuando principalmente nos seguintes temas: Geomorfologia fluvial e estrutural.

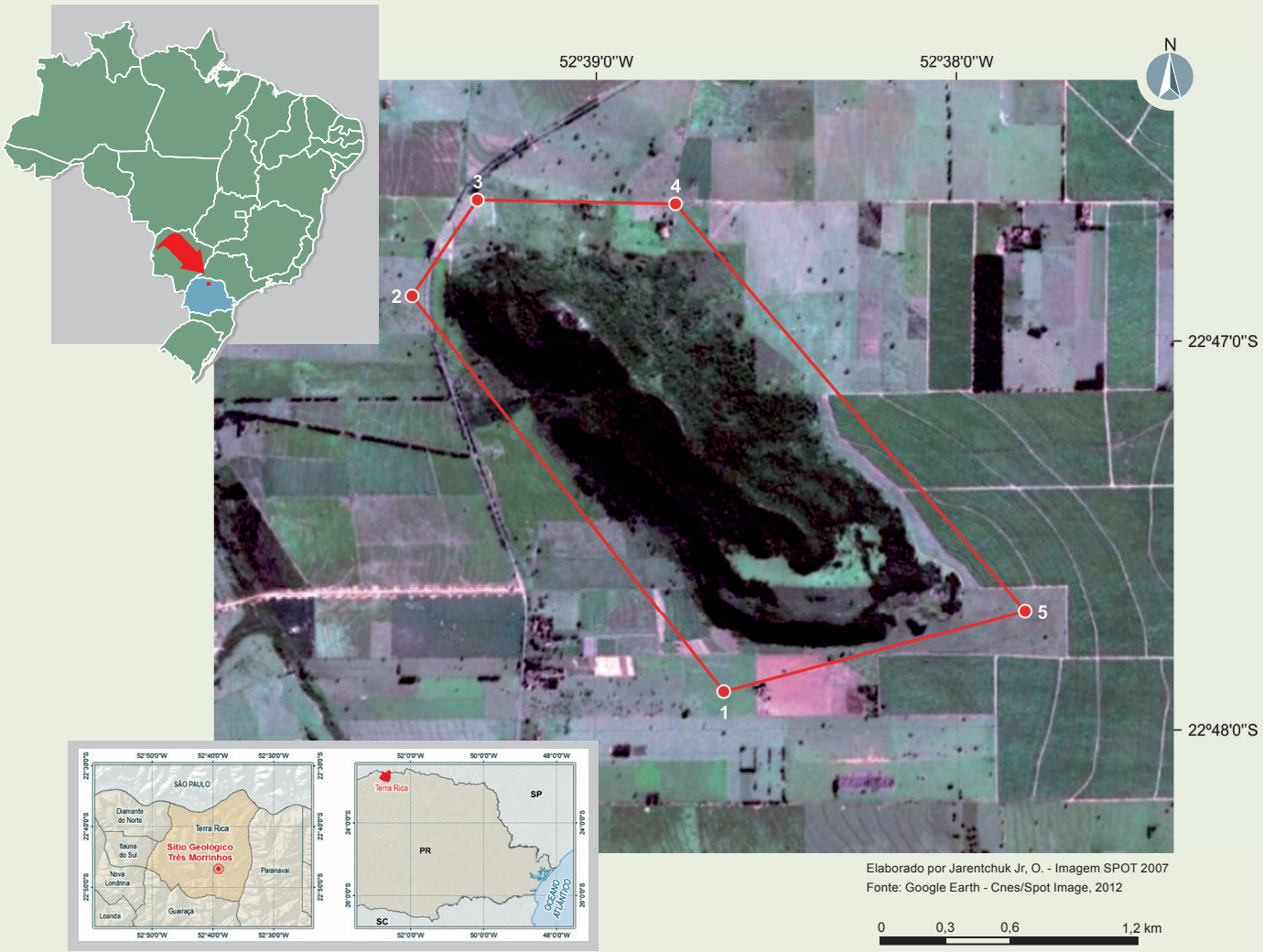


LEONARDO JOSÉ CORDEIRO SANTOS

Possui graduação em Geografia pela Universidade do Estado do Rio de Janeiro (1988), mestrado em Geografia (Geografia Física) pela Universidade de São Paulo (1995), doutorado em Geografia (Geografia Física) pela Universidade de São Paulo (2000), com estágio sanduiche no Institut de la Recherche Agronomique (INRA), Rennes/França (1997-1998) e pós-doutorado no Departamento de Geologia da Universidade do Minho (2011-2012), Braga/Portugal. Foi presidente da União da Geomorfologia Brasileira (UGB) no período de 2007-2010 e coordenador do Programa de pós graduação (mestrado e doutorado) do Departamento de Geografia (2008-2010). É membro suplente do Comitê de Assessoramento (CA-SA) do CNPq, da Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleontológicos (SIGEP), do Centro de Apoio Científico em Desastres (CENACID) e compõe a equipe de avaliação da pós-graduação da CAPES, área de Geografia. É professor adjunto da Universidade Federal do Paraná (UFPR), tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Geomorfologia e Pedologia. Bolsista de Produtividade em Pesquisa do CNPq - Nível 1D.

SIGEP 058 - TRÊS MORRINHOS, TERRA RICA, PR

PROPOSTA DA ÁREA DE PROTEÇÃO



VÉRTICE	COORDENADAS GEOGRÁFICAS	
1	22°47'55,0357"S	52°38'38,9160"W
2	22°46'52,9055"S	52°39'30,2083"W
3	22°46'37,9629"S	52°39'19,1408"W
4	22°46'38,6486"S	52°38'45,9347"W
5	22°47'42,5464"S	52°37'48,7534"W

Polígono da área de proteção proposto por: Luiz Alberto Fernandes (lufernandes@ufpr.br); Edivando Vitor do Couto (edivandocouto@gmail.com) e Leonardo J. C. Santos (santos@ufpr.br)

Data da proposta: 04/11/2012

Ponta de Jericoacoara, CE

Belo promontório de rochas neoproterozoicas associadas a praias e dunas quaternárias com registros de variações do nível do mar

SIGEP 059*

Katia de Julio[1a]
Christiano Magini[2b]
Luis Parente Maia[1c]
João Wagner de Alencar Castro[3d]

Resumo - O sítio Ponta de Jericoacoara contempla afloramentos rochosos neoproterozoicos pouco comuns na costa nordestina e belas feições geomorfológicas quaternárias que, juntos, auxiliam na reconstrução da evolução geológica do promontório em que está inserido. Os tipos litológicos mais frequentes incluem quartzitos e quartzitos ferruginosos (Formação São Joaquim) resultantes do dobramento e redobramento da margem continental do Supercontinente Gondwana por ocasião do fechamento de oceanos situados entre os Crátons Amazônico, W-Africa e São Francisco-Congo. O intenso fraturamento das rochas é um reflexo da mudança de regime tectônico de dúctil para rúptil que ocorreu no momento da abertura do Oceano Atlântico durante a ruptura do Pangea. O modelamento final da costa se deu através das mudanças do nível eustático no Quaternário, que produziram feições erosivas decorrentes principalmente da abrasão marinha, como o arco marinho denominado de Pedra Furada. A paisagem originada lhe rende o título de uma das praias mais bonitas do mundo. Em função disso, houve o incremento da atividade turística e, consequentemente, do tráfego de pessoas e veículos que precisa ser controlado para assegurar a preservação de seus recursos naturais para o usufruto público e científico. Esta ponta rochosa está inserida dentro do Parque Nacional de Jericoacoara e é, portanto, regulamentada pelo Sistema Nacional de Unidades de Conservação (SNUC).

Palavras-chave: Ponta de Jericoacoara; estruturas brasilianas; Gondwana; ruptura continental; promontório; geomorfologia; flutuações do nível do mar

Ponta de Jericoacoara, State of Ceará – Nice promontory with neoproterozoic rocks associated to beaches and quaternary dunes recording sea level variations

Abstract - The site Ponta de Jericoacoara embraces Neoproterozoic rock outcrops rarely seen on the Brazilian northeastern coast and beautiful quaternary geomorphological features that together help to reconstruct the geological evolution of the promontory on which it occurs. The most common rock types include quartzites and ferruginous quartzites (São Joaquim Formation) resulting from folding and refolding of the continental margin of the supercontinent Gondwana during the convergence of the Amazon, W-Africa-Congo and São Francisco cratons. The intense fracturing of rocks is a reflex of the change in tectonic regime from ductile to brittle at the opening of the Atlantic Ocean during the break-up of Pangea. The final pattern of the coast was brought about by sea level changes in the Quaternary, which produced erosional features resulting mainly from marine abrasion, like the sea arch called Pedra Furada. The resulting landscape has received the title of one of the most beautiful beaches in the world. As a result, there has been an increase in tourism and consequently the flow of tourists and vehicles that must be controlled to ensure the preservation of its natural resources for public and scientific use. This rocky tip is inserted into the Jericoacoara National Park and is therefore regulated by the National System of Conservation Units (SNUC).

Key words: Ponta de Jericoacoara; Brasiliano structures; Gondwana; continental break-up; promontory; geomorphology, sea level variations

INTRODUÇÃO

A Ponta de Jericoacoara constitui a porção mais setentrional de um promontório rochoso e arenoso que conserva o registro de uma história tectônica e geomorfológica desde as colisões continentais neoproterozoicas até a tafrogênese do Pangea, o que inclui a abertura do oceano Atlântico que perdura até hoje.

A atuação do clima, do sistema eólico e da erosão marinha, condicionados estrutural e litologicamente, modelou essa parte da margem continental passiva da placa sul-americana. Foi dessa interação que surgiu a Ponta de Jericoacoara. A maior resistência da ponta rochosa em relação às unidades circunvizinhas promove o seu destaque na topografia. Feições tectono-estruturais e geomorfológicas que aí ocorrem permitem remontar a história geológica da área com registros desde o Neoproterozoico (Orogênese Brasiliana), passando pelo Paleo-Mesozoico (ruptura do supercontinente Pangea) até o Recente, quando ocorreram flutuações eustáticas. Este é o caso da famosa Pedra Furada, parada turística obrigatória da área, uma abertura em encosta rochosa ou arco marinho natural que sofreu erosão por processos marinhos desencadeados há milhares de anos (Fig. 1). Outras feições erosivas existentes ali são cavernas, pilares marinhos, plataformas de abrasão marinha e entalhes basais.

Este sítio possui uma singular beleza cênica, que atrai turistas do mundo todo com seu espetacular promontório rochoso, suas dunas e praias rochosas que formam um sistema ambiental complexo e frágil localizado dentro dos limites do Parque Nacional de Jericoacoara (Unidade de Conservação Federal).



Figura 1 - Pedra Furada no NE da Ponta de Jericoacoara constituída de quartzitos com três famílias de fraturas, retrabalhados durante oscilações do nível do mar no Quaternário.

Figure 1 - Pedra Furada in the northeast of the Ponta de Jericoacoara consists of quartzite with three families of fractures, reworked during Quaternary sea level oscillations.

LOCALIZAÇÃO

A Ponta de Jericoacoara localiza-se no litoral oeste do Estado do Ceará, a cerca de 300 km de Fortaleza no Município de Jijoca de Jericoacoara, cujo centroide tem as coordenadas 2º47'14"S e 40º30'26"W. As principais vias de acesso a partir de Fortaleza são as rodovias federais BR-116 e BR-222 e a rodovia estadual CE-085 até a cidade de Jijoca de Jericoacoara. A partir daí, é necessário utilizar buguies ou automóveis com sistema de tração especial para chegar à Ponta de Jericoacoara, visto que não há caminhos pavimentados (Fig. 2).

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Contexto Geológico Regional

O sítio Ponta de Jericoacoara localiza-se na região NW do Estado do Ceará, geologicamente inserida no Domínio Médio Coreaú (Fig. 3).

Na região do sítio ocorre o Grupo Martinópole (revisado por Nogueira & Magini, apud CPRM, 2010) que corresponde a uma típica sequência *flysch*. Os metassedimentos do Grupo são alóctones sobre o embasamento cujas idades modelo T_{DM} variam de 2,8 a 1,5 Ga e zircões de 2.4 Ga (Fetter, 1999). O Grupo é composto pelas formações Covão (base), Santa Terezinha e São Joaquim (topo), além de vulcânicas sinsedimentares. Ocorrem diques vulcânicos cretácicos, basaltos correlatos ao vulcanismo Rio Ceará Mirim e diques vulcânicos peralcalinos cenozoicos de composição fonolítica a traquítica.

Litologicamente, o Grupo é caracterizado da base para o topo por quartzitos e filitos, filitos e xistos e quartzitos. Associados aos quartzitos da Formação São Joaquim ocorrem quartzitos ferruginosos intercalados e paralelos ao acamamento pretérito e à foliação atual (Fig. 4). Além desta sequência metassedimentar, ocorrem protocataclasitos grosseiros, alguns cimentados por óxido de ferro que percolou nas fraturas/falhas remobilizadas da rocha fonte (Fig. 5).



Figura 2 - Mapa de localização da Ponta de Jericoacoara e vias de acesso.

Figure 2 - Location map of Ponta de Jericoacoara and access routes.

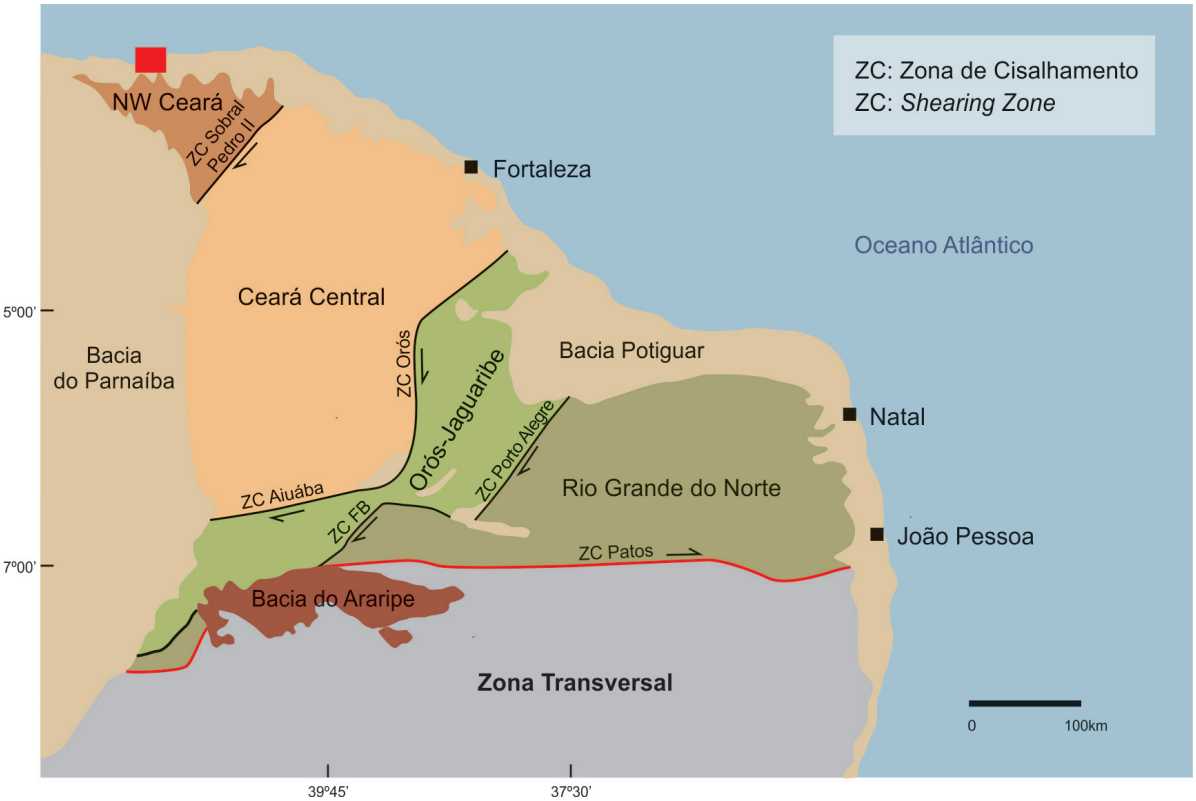


Figura 3 - Domínios geológicos (Rio Grande do Norte, Orós-Jaguaribe, Ceará Central, NW do Ceará) da porção Setentrional da Província Borborema e localização da área em estudo (Fonte: Cavalcante *et al.*, 2003).

Figure 3 - Geological domains (Rio Grande do Norte, Orós-Jaguaribe, Central Ceará, NW of Ceará) of the northern portion of Borborema Province and location of the study area (source: Cavalcante *et al.*, 2003).



Figura 4 - Bloco de quartzito exibindo foliação anastomosada composta por quartzo e minerais opacos dentro de uma estrutura paleossedimentar (bandas S_1//acamamento S_0).

Figure 4 - Quartzite block showing anastomosed foliation composed of quartz and opaque minerals within a paleosedimentary structure (bands S_1//bedding S_0).



Figura 5 - Protocataclasito a cataclasito (com fragmentos angulosos e matriz rica em remobilizados de óxidos de ferro) truncando a foliação do quartzito.

Figure 5 - Protocataclasite to cataclasite (with angular fragments and remobilized iron oxides-rich matrix) truncating the foliation of the quartzite.

O embasamento gnáissico paleoproterozoico (Complexo Granja), que não aflora na Ponta de Jericoacoara, é constituído de gnaisses, granulitos e migmatitos.

Dentro do Cenozoico da região costeira encontram-se a Formação Barreiras, paleodunas, depósitos flúvio-marinhos, depósitos de praia ou litorâneos e rochas de praia ou *beachrocks*.



Figura 6 - Quartzitos e blocos soltos de coloração preta avermelhada (quartzitos ferruginosos).

Figure 6 - Quartzites and black reddish-coloured loose blocks (ferruginous quartzites).

Contexto Geológico Local

Na ponta de Jericoacoara, predominam quartzitos e quartzitos ferruginosos (Fig. 6) da parte basal da Formação São Joaquim. São rochas de idade neoproterozoica (Toniano) intensamente dobradas e redobradas (Fig. 7) que sofreram um forte fraturamento formando brechas ferruginosas, resultante da ruptura do continente que levou à formação da Margem Atlântica. Ocorrem também lateritas ferruginosas desenvolvidas pela oxidação/hidratação dos quartzitos e quartzitos ferruginosos, formando crostas conglomeráticas com clastos de quartzo e espessura métrica. São ricas em hidróxidos de ferro com estrutura botrioidal, fortemente cimentadas por óxidos e hidróxidos de ferro e altamente porosas (Fig. 8).

Rochas de praia ou beachrocks estão presentes tanto na região de pós-praia plana ou suavemente inclinada próximo da Vila de Jericoacoara ou no leste quanto nas áreas escarpadas ao longo da área setentrional do promontório. Encontram-se dispostas em faixas descontínuas de até 20m de largura (Fig. 9). Mergulham suavemente em direção ao mar. Apresentam estruturas de abrasão marinhas basais que, após sofrerem diáclase, tornam suscetíveis a formação de placas. Na superfície das rochas de praia verifica-se a formação de depressões arredondadas conhecidas como marmitas.

Sobre as rochas da área, há dunas fixas por vegetação e dunas móveis, a maioria do tipo barcana, que edificam o extenso campo de dunas de Jericoacoara, evidenciando excesso de carga sedimentar e a atuação do forte regime eólico presente na região (Fig. 10). A distribuição das principais unidades litológicas pode ser observada no mapa geológico da Figura 11.

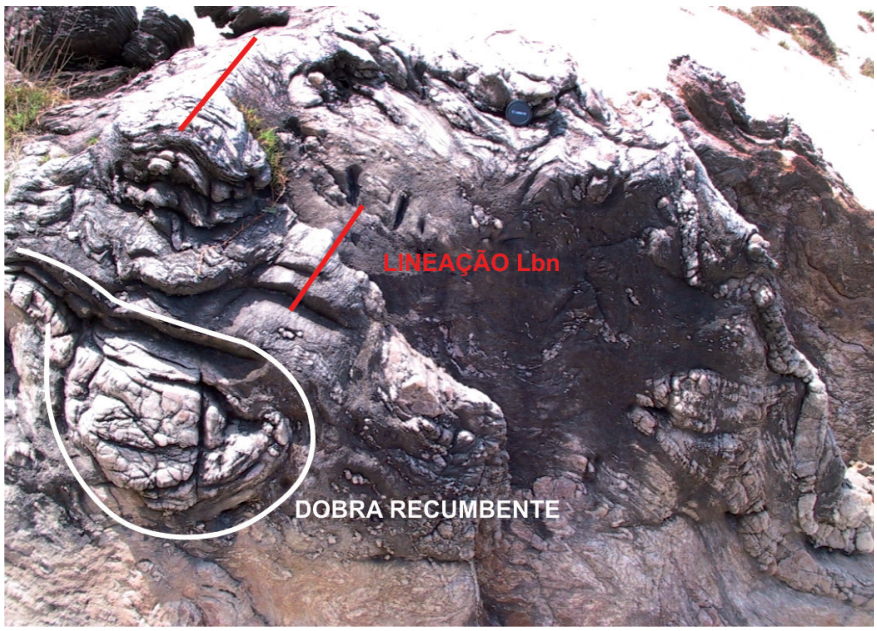


Figura 7 - Quartzito da Formação São Joaquim exibindo redobramentos de caráter recumbente com eixo de dobra L_{bn} sub-horizontal.

Figure 7 - Quartzite of the São Joaquim Formation showing recumbent-like refolding with sub-horizontal fold axis L_{bn}.



Figura 8 - Lateritas botrioidais ricas em ferro.
Figura 8 - Botryoidal iron-rich laterites.



Figura 9 - Rochas de praia na Ponta de Jericoacoara.
Figure 9 - Beachrocks at Ponta de Jericoacoara.



Figura 10 - Campo de dunas do promontório de Jericoacoara com vista para o sul.
Figure 10 - Dune field at Jericoacoara promontory with view facing the south.

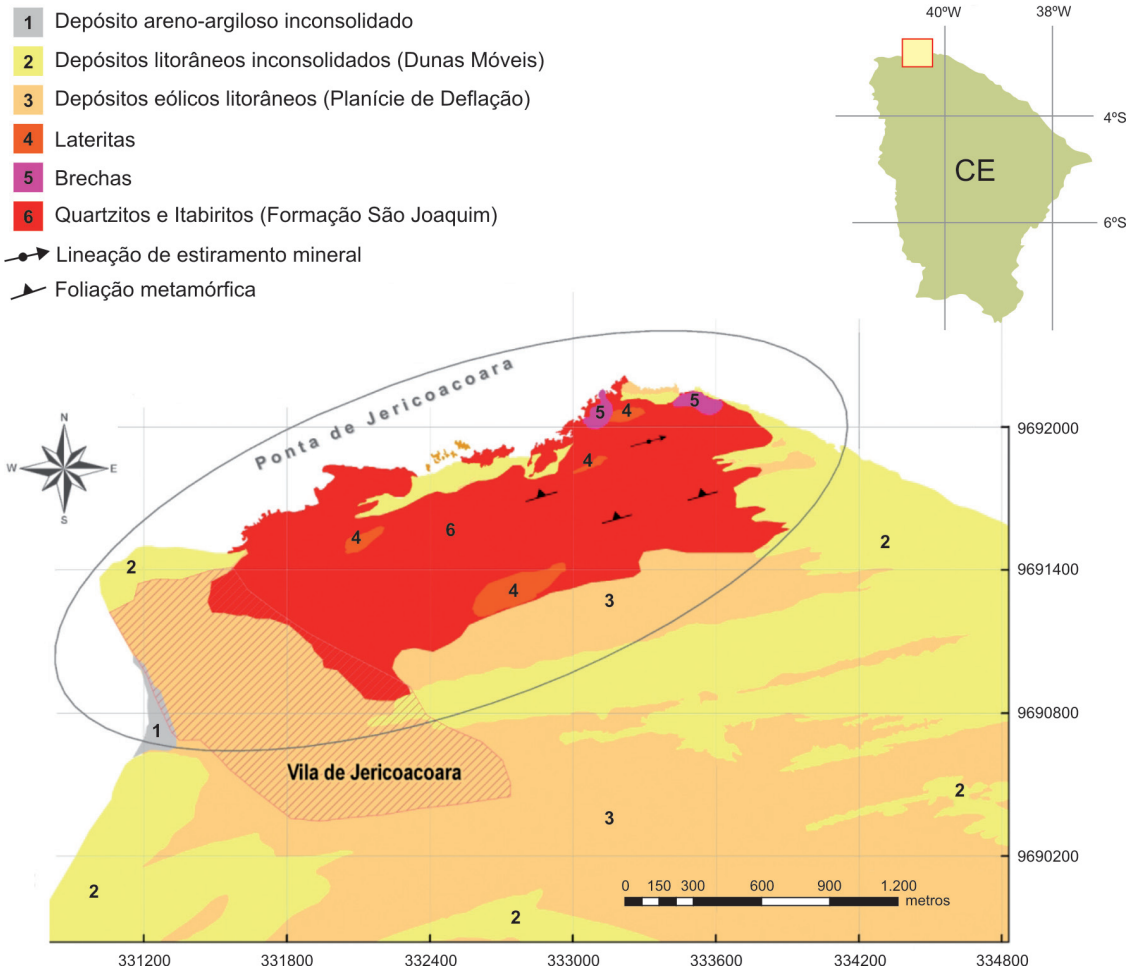


Figura 11 - Mapa geológico simplificado da área.
Figure 11 - Simplified geologic map of the area.

Geologia Estrutural

A foliação metamórfica (S1) no quartzito São Joaquim é paralela ao plano de acamamento S_0, apresentando direção NE e mergulhos que variam de baixo a alto ângulo para SE (Fig. 12). Ocorre uma lineação de estiramento paralela ao eixo de dobramento evidenciando estiramento na direção de Y. Esta história tectônica dúctil nos remete à amalgamação final da Orogênese Brasiliana constituindo o supercontinente Gondwana que incorporava América do Sul, África, Índia, etc.

Com o início do processo de abertura do Oceano Atlântico Sul no Cretáceo Inferior em decorrência da ruptura do supercontinente Pangea, inúmeras falhas e fraturas começaram a ser impressas nas rochas. As fraturas possuem dois pares ortogonais formando uma estrutura de blocos (Fig. 13) que, associada à foliação, teve forte influência na modelagem erosiva. Este arranjo geométrico condicionou, durante a deformação frágil/rúptil, a formação de pináculos, como a Pedra do Frade (Fig. 15) e arcos marinhos, como a Pedra Furada (Fig. 1)

Geomorfologia

A origem do promontório deve-se à ocorrência de quartzitos que são rochas bastante resistentes aos processos erosivos. O formato irregular da linha de costa e a formação de cavernas e arcos devem-se, provavelmente a variações litológico-estruturais com partes mais resistentes e outras menos resistentes bem como fraturas e falhas, facilitando os processos erosivos, principalmente os relacionados aos embates de ondas e a correntezas marinhas. Houve nesse processo a influência de oscilações do nível do mar ao longo dos últimos estágios geológicos, gerando interessantes feições geomorfológicas.

As partes mais resistentes da formação rochosa costeira dão origem a saliências, como os pilares marinhos posicionados dentro do mar e na faixa de praia (Fig. 14) e os blocos suspensos na praia; as mais fracas, a paredões rochosos e cavernas. A Pedra do Frade, assim chamada por alguns, representa um pilar marinho da área (Fig. 15).

A Pedra Furada é um arco marinho natural, uma abertura em uma encosta rochosa erodida por processos marinhos (Fig. 1). As ondas representaram o principal agente erosivo que, por milhares de anos, escavaram porções menos cimentadas dessas rochas.

As cavernas foram esculpidas no quartzito e algumas se encontram a vários metros acima do nível do mar atual. Foi medida a altura de uma delas localizada no centro do promontório, com duas entradas, a chamada Sala de Duas Portas



Figura 12 - Lineação de estiramento com forte milonitização dos quartzitos (L_x// L_{bn}).
Figure 12 - Stretching lineation with strong mylonitization of the quartzites (L_x // L_{bn}).

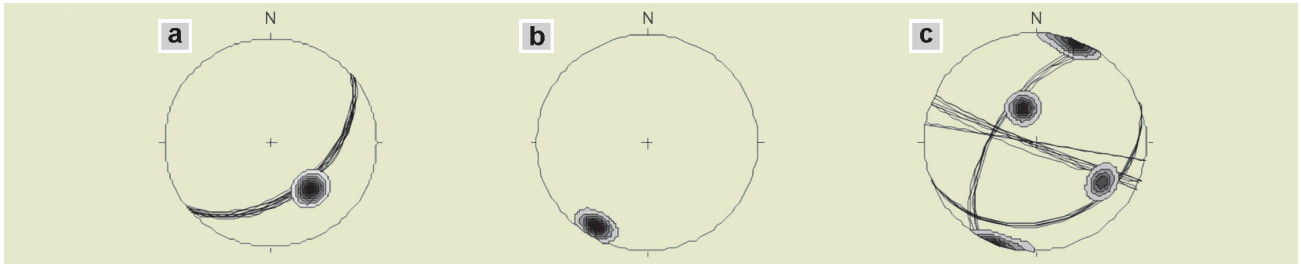


Figura 13 - (a) Estereogramas da foliação S_n e dos paleoplanos de acamamento S_0 mostrando mergulho preferencial para SE e direção NE (22 medidas); **(b)** Estereograma da lineação de estiramento e de eixo de dobras paralelas e com caimento suave para SW (L_{xn} // L_{bn}); **(c)** Estereograma dos planos de fraturas existentes no afloramento da Pedra Furada, máximos obtidos a partir do pólo dos planos; os planos de fraturas (medida Clar) posicionam os tensores δ_1 na direção NE e δ_3 a SE.

Figure 13 - (a) Stereograms of foliation S_n and the paleoplanes S_0 showing preferential strike SE and dip NE (22 steps); **(b)** Stereogram of the stretching lineation and fold axis parallel and gently plunge SW (L_{xn} / / L_{bn}); **(c)** Stereogram of the planes of existing fractures in the outcrop of Pedra Furada, maximum obtained from the pole of the planes; tensor δ_1 trends northeast and tensor δ_3 southeast.



Figura 14 - Vista para o NW mostrando pilares marinhos que tem resistido à erosão marinha.
Figure 14 - View northwestward showing sea stacks that have resisted to marine erosion.



Figura 15 - Pedra do Frade, famoso pilar marinho no leste da Ponta de Jericoacoara.
Figure 15 - Pedra do Frade, famous sea stack in the east of Ponta de Jericoacoara.

(Fig. 16). Ela se encontra a 5,8 m acima do nível médio do mar atual e sua abertura chega até a 7,8 m.

Em vários afloramentos ao longo da costa norte e leste do promontório são observados pilares marinhos com características de abrasão marinha em níveis tão elevados quanto os da caverna. As numerosas fraturas e juntas na encosta rochosa certamente contribuíram para o processo de abertura destas feições. Outro tipo de feição erosiva no local são os entalhes basais, cavidades polidas e arredondadas que se estendem lateralmente ao longo do sopé da encosta rochosa, não necessariamente paralelas à linha de costa (Fig. 17). Alguns se encontram a 1,3 m acima do nível médio atual do mar.

Evolução Geomorfológica

É possível associar os níveis das feições encontradas na Ponta de Jericoacoara com níveis marinhos pretéritos. Assim, os cinco principais estágios de evolução do nível marinho na planície costeira de Jericoacoara são:

i) Durante a chamada Penúltima Transgressão no Pleistoceno (120.000 anos AP) o mar atingiu cerca de 6 m acima do nível atual nesta área e permitiu a formação das cavernas, do arco marinho e dos pilares marinhos.

ii) Na fase regressiva desse evento, quando ocorreu a última grande glaciação (*Würm*) até cerca de 11.000 anos AP, o nível do mar desceu até cerca de 120 a 130 m abaixo do nível atual, segundo Suguio *et al*., 2005, e abriu caminho para a construção de uma ampla planície pleistocênica. Essa abertura disponibilizou sedimentos para a formação das dunas parabólicas interiores, hoje fixadas pela vegetação.

iii) Na última transgressão no Holoceno, o nível do mar atingiu seu máximo em 5.600 anos AP, alcançando $4,7 \pm 0,5$ m acima do atual na região de Salvador (Martin *et al*., 2003). Nesta ocasião, houve o retrabalhamento da plataforma de abrasão marinha e dos arcos e pilares marinhos, além da formação dos entalhes basais, assim como da supressão de praticamente todos os terraços da área originados na regressão precedente.

iv) A partir de 5.300 anos AP quando ocorreram vários episódios de oscilação marinha (Martin *et al*., 2003), houve o retrabalhamento da plataforma de abrasão marinha, dos paredões rochosos, dos pilares e do arco marinho, conferindo-lhes a configuração atual. Com o recuo do mar, os ventos carrearam sedimentos então disponíveis para zonas interiores originando os campos de dunas barcanas e barcanoides. As rochas de praia foram originadas entre esta fase e a anterior transgressiva, provavelmente durante a descida do nível do mar (Turner, 2005).

v) A partir de 2.100 anos AP, o nível do mar regrediu constantemente até sua cota atual (Martin *et al*., 2003). Os sedimentos provenientes da faixa de praia oeste contribuem para alimentar a formação das dunas frontais, das barcanas e barcanoides interiores e das faixas de praia norte e leste. Em meio a estes processos, tem-se instalado diversas atividades antrópicas.

SINOPSE SOBRE A ORIGEM, EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E IMPORTÂNCIA DO SÍTIO

Este promontório teve seu substrato rochoso basal consolidado no Neoproterozoico. Esta consolidação, que aconteceu por volta de 600 Ma, é assinalada geotectonicamente como Ciclo Brasiliano (Fig. 18). Este ciclo orogenético edificou os supercontinentes Gondwana Oriental e Ocidental, este último correspondendo ao local onde está



Figura 16 - Caverna esculpida em quartzito, chamada popularmente de Sala de Duas Portas ou de Caverna da Princesa, na parte central da Ponta de Jericoacoara.

Figure 16 - Cave carved in quartzite, popularly called Sala de Duas Portas or Caverna da Princesa, at the central part of Ponta de Jericoacoara.



Figura 17 - Entalhe basal.
Figure 17 - Wave-cut notch.

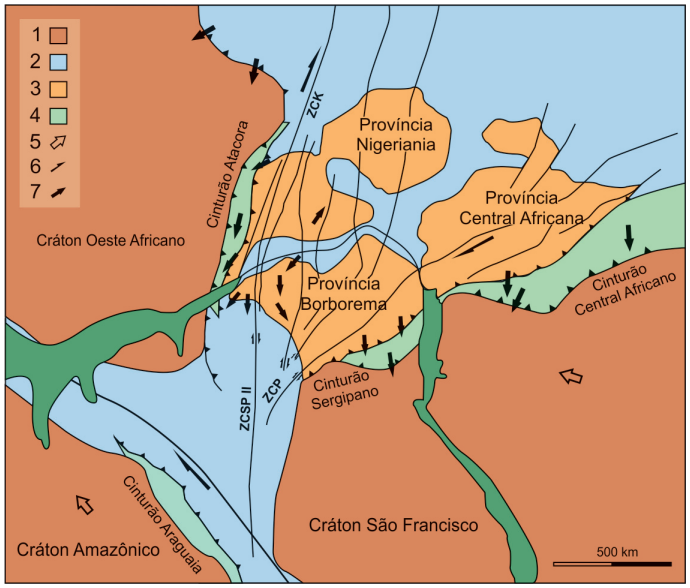


Figura 18 - Modelo geral do Ciclo Pan-Africano/Brasiliano no Neoproterozoico. 1 - Crátons; 2 - Coberturas Fanerozoicas; 3 - Terrenos gnáissicos retrabalhados no Neoproterozoico: gnaisses mono e policíclicos, rochas metassedimentares, migmatitos e granitos; 4 - Cinturões de dobras Pan-Africano/Brasiliano; 5 - Direção de deslocamento dos crátons; 6 - Movimentos transcorrentes; 7 - Direção de transporte de *nappes* (Fonte: Castaing *et al.*, 1993).

Figure 18 - Overall Model of the Pan-African/Brasiliano Cycle in the Neoproterozoic. 1- Cratons; 2 - Phanerozoic covers; 3 - Gneissic terrains reworked in the Neoproterozoic: mono and polycyclic gneisses, metasedimentary rocks, migmatites and granites; 4 - Fold Pan-Africano/Brasiliano Belts; 5 - Movement direction of the cratons; 6 - Strike-slip movements; 7 - Nappe transport direction (Source: Castaing *et al.*, 1993).

inserido o Domínio NW do Ceará ou Domínio Médio Coreaú (Moniè *et al.*, 1997; Torquato, 1995; Fetter, 1999).

Após a consolidação de Gondwana, iniciou-se uma fase tafrogenética que perdura até hoje com a abertura do Oceano Atlântico. Durante a divisão de Pangea, ocasião em que se formou a margem atlântica passiva da América do Sul, a tectônica passou a ser controlada pelo regime rúptil/frágil gerando uma série de falhas e fraturas, facilmente visualizadas nos afloramentos.

As feições geomorfológicas esculpidas na Ponta de Jericoacoara foram originadas por processos desencadeados pelas mudanças do nível relativo do mar durante o Quaternário. As oscilações eustáticas máximas (transgressões) definidas para esta região foram atingidas há aproximadamente 120.000 e 5.600 anos A.P. Em resultado disso, este promontório exibe entalhes basais, cavernas, costões rochosos, rochas de praia, plataformas de abrasão marinha, pilares e o famoso arco marinho (Pedra Furada).

As formações rochosas esculpidas nesse sítio são de grande importância para o estudo da evolução geológico-geotectônica da região desde o Neoproterozoico até os dias de hoje. As feições geomorfológicas costeiras são úteis na reconstrução das mudanças de nível eustático que ocorreram durante o Quaternário. A paisagem que resultou desta evolução reúne cavernas, praias rochosas, entre outros, que atraem muitos turistas e, portanto, fazem dessa área um importante pólo ecoturístico que necessita ser preservado.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Vulnerabilidade do Sítio a Atividades de Mineração ou Degradação Ambiental

A Vila de Jericoacoara, cuja porção mais setentrional localiza-se na parte oeste do promontório, era uma comunidade pesqueira até início dos anos 80. Hoje, é principalmente sustentada pelo turismo e recebe quase cento e cinquenta mil turistas por ano (SETUR, 2012).

O acesso de veículos e pessoas à Pedra Furada e arredores tem aumentado o processo erosivo natural, causando desmonte de rochas e aumento do desmoronamento das dunas adjacentes ao serrote.

Dentre os fatores de cunho natural que causam vulnerabilidade ao sítio estão as forças provenientes do sistema marinho como correntes, ondas e oscilação das marés. Outro fator que atua na região é o forte agente de erosão eólica uma vez que a Ponta de Jericoacoara está situada numa região de incidência de ventos alísios, cuja velocidade chega até 15 m/s ou 54 km/h aproximadamente durante a estação de ventos que vai de junho a novembro (Carvalho & Santos, 2010). Todos estes aspectos atuam no

sentido de causar erosão nos quartzitos, mobilizar sedimentos arenosos e promover sua deposição ao longo da costa.

Medidas Existentes

Parte da vila de Jericoacoara foi inicialmente protegida em 1984, pelo Decreto n° 90.379, que estabeleceu um total de 5.480 ha como Área de Proteção Ambiental (APA). Contudo, o ambiente em questão permaneceu seriamente ameaçado pelo uso e ocupação desordenados. O Decreto s/n de 4 de fevereiro de 2002 estabeleceu uma área de 8.416,08 ha como Parque Nacional de Jericoacoara. Este Decreto foi revogado pela Lei nº. 11.486 de 15 de junho de 2007, que modificou a área do parque (agora com cerca de 8.850 ha ou 88,5 km²) e extinguiu a APA.

O Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade (ICMBio), responsável pela administração do Parque Nacional, vinculado ao Ministério do Meio Ambiente (MMA), tem estabelecido diversos programas de educação ambiental, monitoramento e fiscalização, entre outros com o apoio da comunidade local.

Medidas Encaminhadas

Segundo informações da Sede Administrativa (comunicação pessoal), o Plano de Manejo do Parque já foi encaminhado ao MMA e encontra-se em fase de implantação.

Sugestões dos Autores

Apesar de a Ponta de Jericoacoara estar sujeita à Lei nº. 9.985, de 18 de Julho de 2000, que estabelece o Sistema Nacional de Unidades de Conservação, o intenso tráfego de pessoas e veículos em épocas de alta estação não é compatível com esta categoria de Unidade de Conservação em que foi classificada. Deste modo, é necessário que a fiscalização seja intensificada e a lei mais prontamente cumprida. Para isso é necessário capacitação de pessoal através de cursos de monitores e/ou guarda-parques.

Limitar o número de pessoas que acessam o serrote e a zona costeira adjacente, assim como de veículos, pode tornar essa tarefa mais fácil, evitando o desmonte de rochas, em especial na Pedra Furada.

É desejável a instalação de placas explicativas em português, inglês e espanhol ao longo do caminho desde a vila até esse arco, o que englobaria as outras feições citadas no texto. Conteriam uma explicação em linguagem popular de sua evolução e importância como registros de mudanças geológicas e ambientais ao longo de um período de milhões de anos.

Sugere-se também uma análise atualizada dos impactos ambientais decorrentes das atividades urbanas. Esta demanda deve ser incorporada como monitoramento ambiental da vila e do parque.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem o apoio financeiro da FUNCAP (Fundação Cearense de Apoio ao Desenvolvimento Científico e Tecnológico) e a autorização do ICMBio (Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade), essenciais para a realização desta pesquisa.

REFERÊNCIAS

BRASIL. Decreto Federal n° 90.379 de 29 de outubro de 1984. Dispõe sobre a implantação de área de proteção ambiental no município de Acaraú, no estado do Ceará, e dá outras providências. Disponível em: http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/decreto/Antigos/ D90379.htm. Acessado em 24 set 2011.

BRASIL. Decreto Federal s/n de 4 de fevereiro de 2002. Cria o Parque Nacional de Jericoacoara, redefine os limites da Área de Proteção Ambiental de Jericoacoara, no Estado do Ceará, e dá outras providências. Diário Oficial [da] República Federativa do Brasil, Brasília, 5 fev 2002, p. 1.

BRASIL. Lei nº. 9.985 de 18 de julho de 2000. Regulamenta o art. 225, §1º, incisos I, II, III e VII da Constituição Federal, institui o Sistema Nacional de Unidades de Conservação da Natureza e dá outras providências. Diário Oficial [da] República Federativa do Brasil, Brasília, 19 jul 2000, p. 1.

BRASIL. Lei nº. 11.486 de 15 de junho de 2007. Altera os limites originais do Parque Nacional de Jericoacoara, situado nos Municípios de Jijoca de Jericoacoara e Cruz, no Estado do Ceará; revoga o Decreto no 90.379, de 29 de outubro de 1984, e o Decreto s/n de 4 de fevereiro de 2002; e dá outras providências. Diário Oficial [da] República Federativa do Brasil, Brasília, 15 jun 2007, p. 1 (edição extra).

Carvalho,I.V.; Santos,J.S. 2010. Análise da velocidade do vento em dois municípios da costa do estado do Ceará – Jericoacoara e Beberibe. Disponível em: http://connepi.ifal.edu.br/ocs/index.php/connepi/CONNEPI2010/paper/view/665. Acessado em 2 mai 2011.

Castaing,C.; Triboulet,C.; Feybesse,J.L.; Chevremount,P. 1993. Tectonometamorphic evolution of Ghana, Togo and Benin in the light of the Pan-African/Brasiliano orogeny. *Tectonophysics*, **218**:323-342.

Cavalcante,J.C.; Vasconcelos,A.M.; Medeiros,M.F.; Paiva,I.P.; Gomes,F.E.M.; Cavalcante,S.M.; Melo,A.C.R.; Duarte Neto,V.C.; Benevides,H. C. 2003. Mapa geológico do estado do Ceará, MME/CPRM, escala 1:500.000.

CPRM. 2010. Mapeamento geológico, Folha Granja, Convênio CPRM/UFC, escala 1:100.000. *In*: SBG, 45º Cong. Bras. Geol. Belém, PA.

Fetter,A.H. 1999. U/Pb and Sm/Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of Gondwana. Tese de Doutoramento, Department of Geology, Kansas University, 164p.

Martin,L.; Dominguez,J.M.L.; Bittencourt,A.C.S.P. 2003. Fluctuating holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from multiple fossil and geometric indicators. Journal of Coastal Research, **19**(1):101-124.

Moniè,P.; Caby,R.; Arthaud,M.H. 1997. Timing of the Neoproterozoic Brasiliano orogeny in northeast Brazil: 40Ar/39Ar ages and petrostructural data from Ceará. *Precambrian Research*, **81**:241-264.

Santos,T.J.S. 1999. Evolução tectônica e geocronológica do extremo noroeste da Província Borborema. Tese de Doutoramento, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Estadual Paulista, 186p.

Santos,T.J.S.; Fetter,A.H.; Hackspacher,P.C.;Van Schmus,W.R.; Nogueira Neto,J.A. 2004. Structural and geochronological studies of the Médio Coreaú Domain, NE Brazil: constraints on Brasiliano/Pan-African tectonic evolution in the NW part of the Borborema Province. *Journal of the Virtual Explorer, electronic edition*, **17**:7.

SETUR - Secretaria do Turismo do Estado do Ceará 2012. Disponível em: http://www.setur.ce.gov.br/categoria1/estudos-e-pesquisas/Indicadores%202012.pdf. Acessado em 30 mar 2012.

Suguio,K.; Angulo,R.J.; Carvalho,A.M.; Corrêa,I.C.S.; Tomazelli,L.J.; Vilwock,J.A.; Vital,H. 2005. Paleoníveis do mar e paleolinhas de costa. *In*: C.R.G. Souza; K. Suguio; A.M.S. de Oliveira; P.E. Oliveira (Orgs). *Quaternário do Brasil*. ABEQUA, Holos Editora, p.: 114-129.

Torquato,J.R. 1995. A geologia do noroeste do Ceará. Uma visão histórica. *Revista de Geologia*, **8**:5-170.

Turner,R. J. 2005. Beachrocks. In: Schwartz, M. L.(Ed.) *Encyclopedia of costal science*. Springer: Dordrecht, The Neatherlands, p.: 183-185.

* Publicado na Internet em 21/12/2012 no endereço http://sigep.cprm.gov.br/sitio059/sitio059.pdf

[1] Instituto de Ciências do Mar (LABOMAR), Universidade Federal do Ceará

[2] Departamento de Geologia, Universidade Federal do Ceará

[3] Laboratório de Geologia Costeira e Sedimentologia - Museu Nacional e Departamento de Geologia/UFRJ

E-mails: a kajulio@hotmail.com; b magini2005@hotmail.com; c parente@ufc.br; d castro@mn.ufrj.br



KATIA DE JULIO

Possui graduação em Geologia pela Universidade Federal do Ceará – UFC (2009) e mestrado em Ciências Marinhas Tropicais pela Universidade Federal do Ceará – Labomar/UFC (2012). Suas principais áreas de interesse e atuação são: geologia e geomorfologia costeira, sedimentologia, sensoriamento remoto, caracterização geoambiental de estuários e bacias hidrográficas.



CHRISTIANO MAGINI

Professor do curso de Geologia da Universidade Federal do Ceará – UFC. Possui graduação em Geologia pela Universidade Federal do Rio Grande do Norte (1991), mestrado em Geologia Regional pela Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho (1995) e doutorado em Geologia Regional pela Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho (2001). Tem experiência na área de geociências, com ênfase em geologia regional, atuando principalmente nos seguintes temas: metamorfismo, geotectônica, geoquímica, geologia estrutural, meio ambiente e cartografia.



LUÍS PARENTE MAIA

Possui graduação em Geologia pela Universidade Federal do Ceará (1989), mestrado em Geociências pela Universidade Federal de Pernambuco (1993), especialização em Gestão e Vulnerabilidade Costeira pela Universidade Politecnica da Catalunha (1996) e doutorado em Ciencias del Mar - Universidade de Barcelona (1998). Atualmente é Professor Titular da Universidade Federal do Ceará, atuando nos cursos de pós-graduação em Ciências Marinhas Tropicais e Engenharia de Pesca e como editor das Revistas Arquivo de Ciências do Mar e de Geologia. Atualmente é diretor do Instituto de Ciências do Mar-Labomar/UFC. Tem experiência na área de oceanografia geológica, com ênfase em geologia ambiental, atuando principalmente nos seguintes temas: estuários, praias, impactos ambientais e gestão integrada da zona costeira.

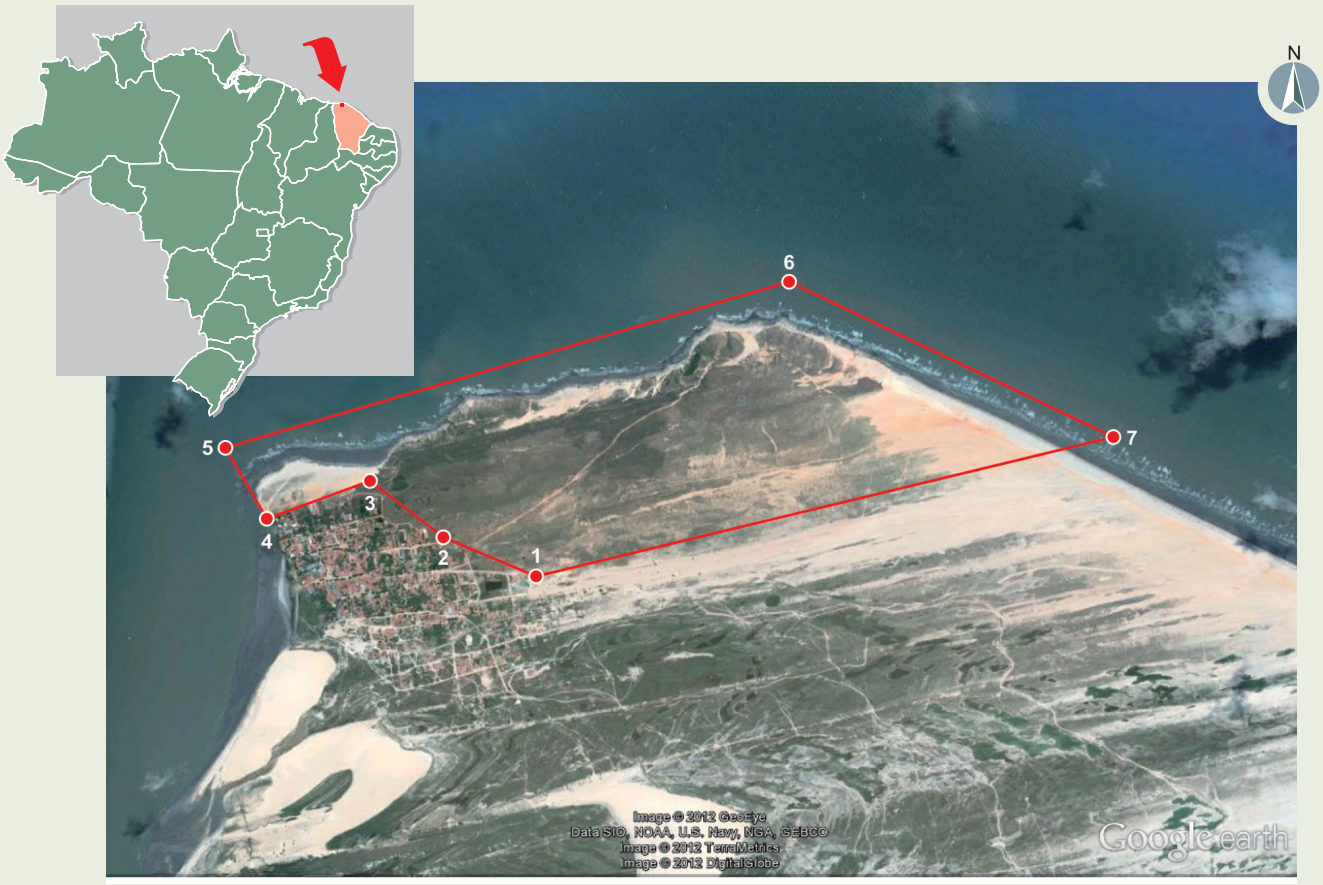


JOÃO WAGNER DE ALENCAR CASTRO

Pesquisador do CNPq, especialista em Avaliação de Impacto Ambiental - COPPE/UFRJ (1987) e Educação Ambiental - UNB (1986), Mestre em Sedimentologia - UFPE (1995) e doutor em Geomorfologia - UFRJ (2001). Professor Adjunto - UFRJ, Coordenador do Laboratório de Geologia Costeira, Sedimentologia & Meio Ambiente do Departamento de Geologia e Paleontologia do Museu Nacional - UFRJ e Professor do Departamento de Geologia - IGEO/ UFRJ. Principais áreas de atuação: erosão costeira aplicada à engenharia, estudos dos processos eólicos em dunas costeiras, estudo das variações do nível do mar, erosão e assoreamento em corpos lacustres e barragens, transporte de sedimentos em praias e áreas portuárias, contaminação de praias por derivados de petróleo e estudos de impactos ambientais em terrenos sedimentares.

SIGEP 059 - PONTA DE JERICOACOARA, CE

PROPOSTA DA ÁREA DE PROTEÇÃO



Projeção UTM Datum NAD27 Fonte: Google Earth - Cnes/Spot Image, 2012

1155 m

VÉRTICE	COORDENADAS GEOGRÁFICAS	
1	2°47'45"S	40°30'30"W
2	2°47'39"S	40°30'45"W
3	2°47'31"S	40°30'56"W
4	2°47'36"S	40°31'12"W
5	2°47'25"S	40°31'19"W
6	2°46'59"S	40°29'51"W
7	2°47'24"S	40°29'00"W

Polígono da área de proteção proposto por: Christiano Magini (magini2005@hotmail.com)
e Katia de Julio (kajulio@hotmail.com)

Data da proposta: 11/12/2012

Mar de Bolas do Lajedo do Pai Mateus, Cabaceiras, PB

SIGEP 068*

Campo de matacões graníticos gigantes e registros rupestres de civilização pré-colombiana

Geysson de Almeida Lages[1a]
Marcelo de Souza Marinho[1b]
Marcos Antonio Leite do Nascimento[2c]
Vladimir Cruz de Medeiros[1d]
Elton Luiz Dantas[3e]
Djair Fialho[4f]

Resumo - Um importante patrimônio geomorfológico representado por grandes lajedos recobertos por matacões decamétricos de variadas formas e graus de arredondamento, que, junto à paisagem árida, configuram excepcional cenário de beleza e contemplação com destaque para o Lajedo do Pai Mateus. Está localizado no Planalto da Borborema sob condições de mesoclima semiárido conhecido como Cariri Paraibano, município de Cabaceiras/PB. Esses matacões formaram-se sobre superfície do Plutão Bravo, por processo de esfoliação esferoidal sobre blocos limitados por sistemas de fraturas verticalizadas ortogonais e de alívio subhorizontais, com remoção completa do regolito intersticial em estágio atual de clima mais árido. O Plutão Bravo é um *stock* ígneo sigmoidal, composto por sienogranitos porfiríticos, associados a dioritos com feições de hibridização e ortognaissificação. Sítios arqueológicos, representando vestígios de civilização pré-colombiana, são encontrados nos lajedos citados na forma de pinturas rupestres em ocre de elementos zoomórficos, mãos carimbadas e formas geométricas/astronômicas, relacionadas à Tradição Agreste, e de símbolos e gravuras geométricas esculpidos em baixo relevo que se enquadram na Tradição Itacoatiara. É comum encontrar sob abrigos naturais em abóbada, mesas ritualísticas e restos de artefatos como urnas de sepultamento, lascas de sílex e outros ornamentos. Percebe-se que a região possui inúmeras atrações de grande importância para a prática do geoturismo representando um exemplo de sucesso em projetos de conservação ambiental e interiorização do turismo.

Palavras-chave: Geomorfologia; esfoliação esferoidal; Lajedo do Pai Mateus; Plutão Bravo; Borborema; Nordeste do Brasil

***Sea of Balls* of Lajedo do Pai Mateus, Cabaceiras, State of Paraíba (Brazil)** – Field of giant granitic boulders and pre-columbian art rock records

Abstract - An important geomorphological heritage represented by a large rocky pavement covered by giant boulders of varying forms and degrees of rounding, which together with an arid landscape, constitute an exceptional scenic beauty and contemplation, highlighting the Lajedo do Pai Mateus. It is located in the Borborema Plateau, Municipality of Cabaceiras, State of Paraiba, which is exposed to a semi-arid climate known as Cariri Paraibano.

These boulders were formed on the surface of the Bravo Pluton, through a spheroidal exfoliation process, on blocks bounded by systems of both orthogonal vertical and sub-horizontal release fractures, with complete removal of the interstitial regolith in current stage of a more arid climate.

The Bravo pluton is a sigmoidal igneous stock, composed of coarse-grained porphyritic syenogranites and diorites associated with magma mixing and magmatic stopping structures. Archaeological sites, representing traces of pre-Columbian civilization, are found in the rocky pavement as petroglyphs in ocher like zoomorphic elements, hand stamps and geometric/astronomical shapes, related to the Agreste Tradition, and geometric symbols and pictures carved in low relief related to the Itacoatiara Tradition.

It`s common to find under vaulted natural shelters ritualistic Tables and remnants of ritual artifacts such as burial urns, flint chips and other ornaments. It can be seen that the region has many attractions of great importance to the practice of tourism representing an example of success in environmental conservation projects and internalization of tourism.

Key Words: Geomorphology; spheroidal exfoliation; Lajedo do Pai Mateus tors; Bravo pluton; Borborema Province; Northeastern of Brazil

INTRODUÇÃO

A microrregião de mesoclima conhecida como Cariri Paraibano ocorre na parte oriental do Planalto da Borborema, dentro do Polígono das Secas assim denominado devido à predominância de clima semiárido. Nessa região ocorrem, em altitudes entre 500 e 600m, extensos lajedos graníticos do Plutão Bravo na forma de relevos residuais de um processo erosivo de pediplanação que atuou no topo do planalto. Estes lajedos são cobertos por muitos matacões esfoliados com variadas formas, graus de arredondamento e dimensões até decamétricas que constituem campos de matacões ou "Mar de Bolas" como são conhecidos em linguagem local (Fig.1). Destaca-se neste contexto, o Lajedo do Pai Mateus com seus fantásticos matacões graníticos que é sem dúvida um dos mais famosos atrativos geoturísticos do interior da Paraíba.

Esses matacões são resultantes de (1) diaclasamento e termoclastia das massas graníticas, (2) formação de regolito intersticial por processos de intemperismo químico, atuante ao longo das fraturas e com desenvolvimento de esfoliação esferoidal, processos esses ocorridos em clima mais úmido antecedente ao atual, e (3) pediplanação regional sob influência de clima semiárido que propicia a remoção erosiva do material regolítico, deixando os matacões, com vários graus de arredondamento, expostos sobre o lajedo granítico.

Dentre os diversos monumentos monolíticos e paisagens de rara beleza, dignos de serem preservados, destacam-se neste trabalho: Lajedo do Pai Mateus (Fig.1), Saca de Lã, Lajedo Sítio Bravo e Lajedo Manuel de Souza. Outros compõem rotas de interesse geoturístico para diversas atividades de *trekking, bouldering e mountain bike*. Dentre eles: Lajedo da Salambaia, Cânion do Rio Soledade, Lajedo do Manuel Jorge, Lagoa de Bento, Tanque das Serras, Tanque da Raposa, Pedra do Gavião (crista da Serra da Aldeia), paredões rochosos do Pudrin do Lira, Serra do Caruá, matacões do roçado do Sítio Caiçara, Serrote dos Mudos, Lagoa da Cunhã, Pedra do 24, Pedra do Anacleto e Lagoa dos Esquisitos (Fialho *et al*., 2010).

Poucas regiões no mundo possuem características geológicas e paisagísticas semelhantes (Devil's Marbles na Austrália, Erongo Mountains na Namíbia e a região de Hoggar na Argélia). O lajedo do Pai Mateus dado a sua forma dômica alongada elipticamente tipo *whaleback* (dorso de baleia) se assemelha muito a um tipo de *inselberg* denominado *Bornhardt* (Lima *et al*. 2009) descritos inicialmente na Namíbia.

O patrimônio arqueológico é representado pelos vestígios de civilização pré-colombiana e se destaca pela quantidade e singularidade de sítios arqueológicos. Em sua maioria, são compostos por pinturas em ocre de elementos zoomórficos, mãos carimbadas, formas geométricas e motivos astronômicos bem como, gravuras geométricas



Figura 1 - Visão de parte do Lajedo do Pai Mateus, mostrando que os matacões seguem dois alinhamentos paralelos possivelmente relacionados à sua geração inicial.

Figure 1 - Snapshot of a partial view of Lajedo do Pai Mateus showing that boulders follow two parallel alignements, possibly related to its initial generation.

esculpidas em baixo relevo na rocha. Mesas ritualísticas e restos de artefatos como urnas de sepultamento e lascas, machadinhas e polidores feitos em sílex foram encontrados sob o abrigo dos matacões abobadados.

O cenário local é ainda contemplado pelo aspecto quase intocado da natureza, em que elementos da fauna e flora da caatinga são observados. O modo de vida dos sertanejos, sua cultura, artesanato e culinária também são outros fatores de destaque. Muitas lendas e "histórias" são contadas e fazem parte dos mítos dos moradores da região. A incursão neste mundo nos leva as histórias do curandeiro ermitão Pai Mateus, de antigos índios cariris e de cangaceiros, dentre os quais se destaca o grupo rival de Lampião, liderado por Antônio Silvino. Vale lembrar que a região também foi palco de inúmeros filmes, com destaque para o Auto da Compadecida.

Desta forma, percebe-se que a região possui inúmeras atrações de grande utilidade para a prática do turismo, incluindo este segmento que tem a geodiversidade como o seu principal atrativo.

LOCALIZAÇÃO

O Plutão Bravo está localizado no Planalto da Borborema, na localidade do Bravo, abrangendo os municípios de Cabaceiras e Boa Vista, região centro-leste do Estado da Paraíba, Nordeste brasileiro.

A infraestrutura viária de acesso, apesar de não pavimentada, é constantemente patrolada dispondo de excelente banda de rodagem e fácil acesso pela rodovia PB-160. Partindo da capital João Pessoa, o trafego é pela BR-230 até o município de Campina Grande onde se deve

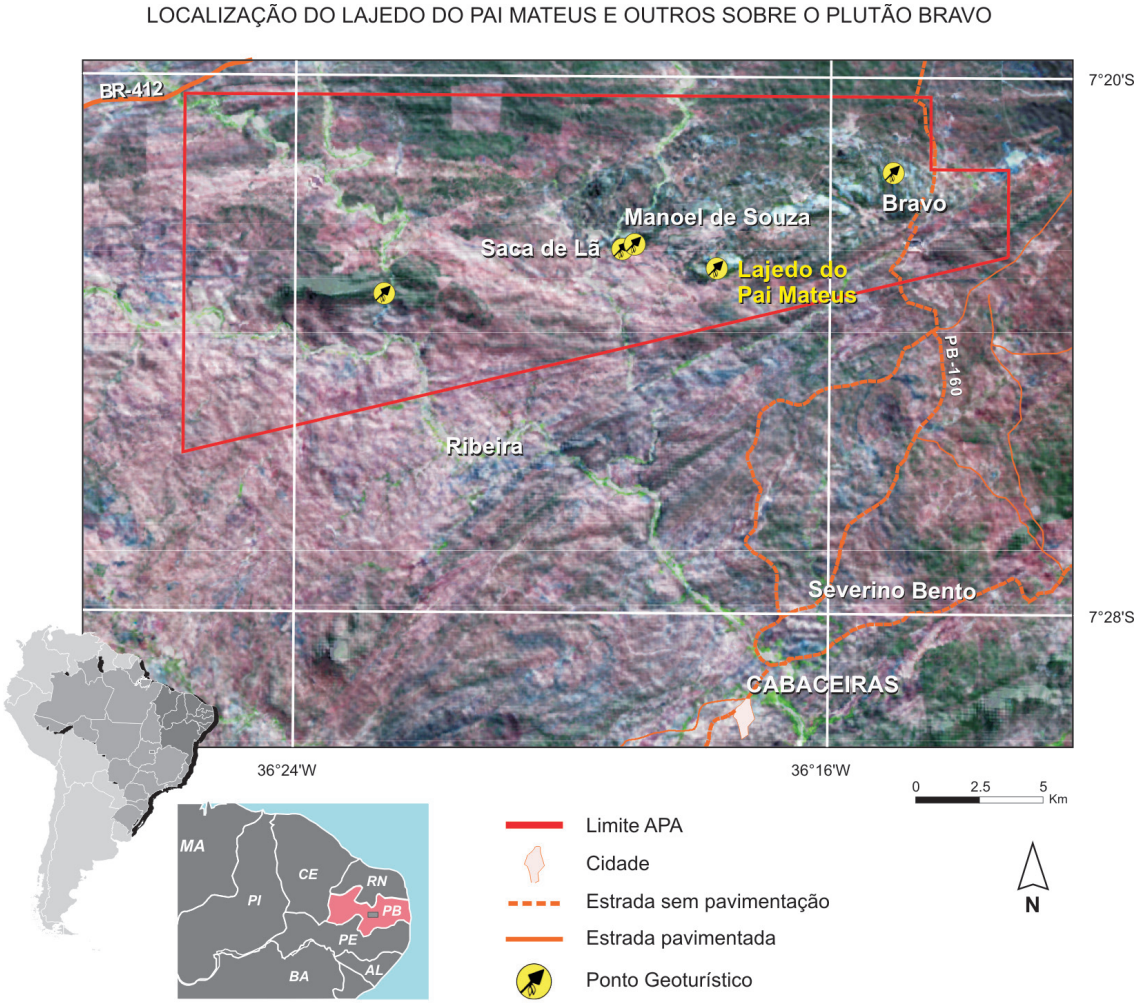


Figura 2 - Composição RGB 742 de cena obtida do Satélite Landsat sobre relevo sombreado, destacando o polígono da área de preservação da APA do Cariri Paraibano (Fialho *et al*. 2010), onde se insere o Plutão Bravo, que coincide com a área de preservação proposta para o Sítio SIGEP 068-Lajedo do Pai Mateus, além de outros pontos de interesse geoturístico. As principais cidades e vias locais de acesso estão representadas.

Figure 2 - Landsat Satellital image overlayered with shaded relief highlighting the natural protected area, where Bravo Pluton is inserted, and which coincides with the conservation area proposed for the Site SIGEP 068-Lajedo do Pai Mateus, in addition to other points of geotouristic interest. Location with major cities and roads and interesting points for tourism are represented.

pegar a BR-412 até o cruzamento com a PB-160 em Boa Vista, seguindo esta, no sentido Cabaceiras até a localidade de Bravo. Para acessar parte dos lajedos, deve-se continuar nesta estrada até a entrada para o Hotel Fazenda Pai Mateus. Também a partir de Campina Grande ou das cidades a sul de Queimadas e estado de Pernambuco, pode ser feito o trajeto pela BR-104 até Queimadas/PB onde pega-se a PB-148 sentido Boqueirão e Cabaceiras.

As coordenadas geográficas do centroide da área do sítio, considerado aqui como o Lajedo do Pai Mateus dado a sua importância é: Latitude: 7º 22' 50" S - Longitude: 36º 17' 51" W. A figura 2 apresenta a localização do Plutão Bravo com indicação das cidades, rios e vilas importantes e o limite da APA do Cariri Paraibano (Fialho *et al*. 2010) e as principais ocorrências de lajedos, com destaque à do Pai Mateus.

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Geologia

Os lajedos apresentando campos de matacões ("mar de bolas") correspondem a afloramentos do Plutão Bravo que constitui um stock de biotita monzo/sienogranitos de cor cinza, textura fanerítica inequigranular grossa a porfirítica com megacristais de K-feldspato de até 2 cm, colocado entre duas zonas de cisalhamento conjugadas (NE-SW e E-W). A forma elipsoidal e lineações magmática de fluxo são sugestivas de intrusão sintectônica (Fig.3). Esses cisalhamentos foram responsáveis pelo desenvolvimento de foliações miloníticas nas bordas do corpo sobrepostas à foliação magmática de borda anterior. Por vezes nota-se a foliação magmática

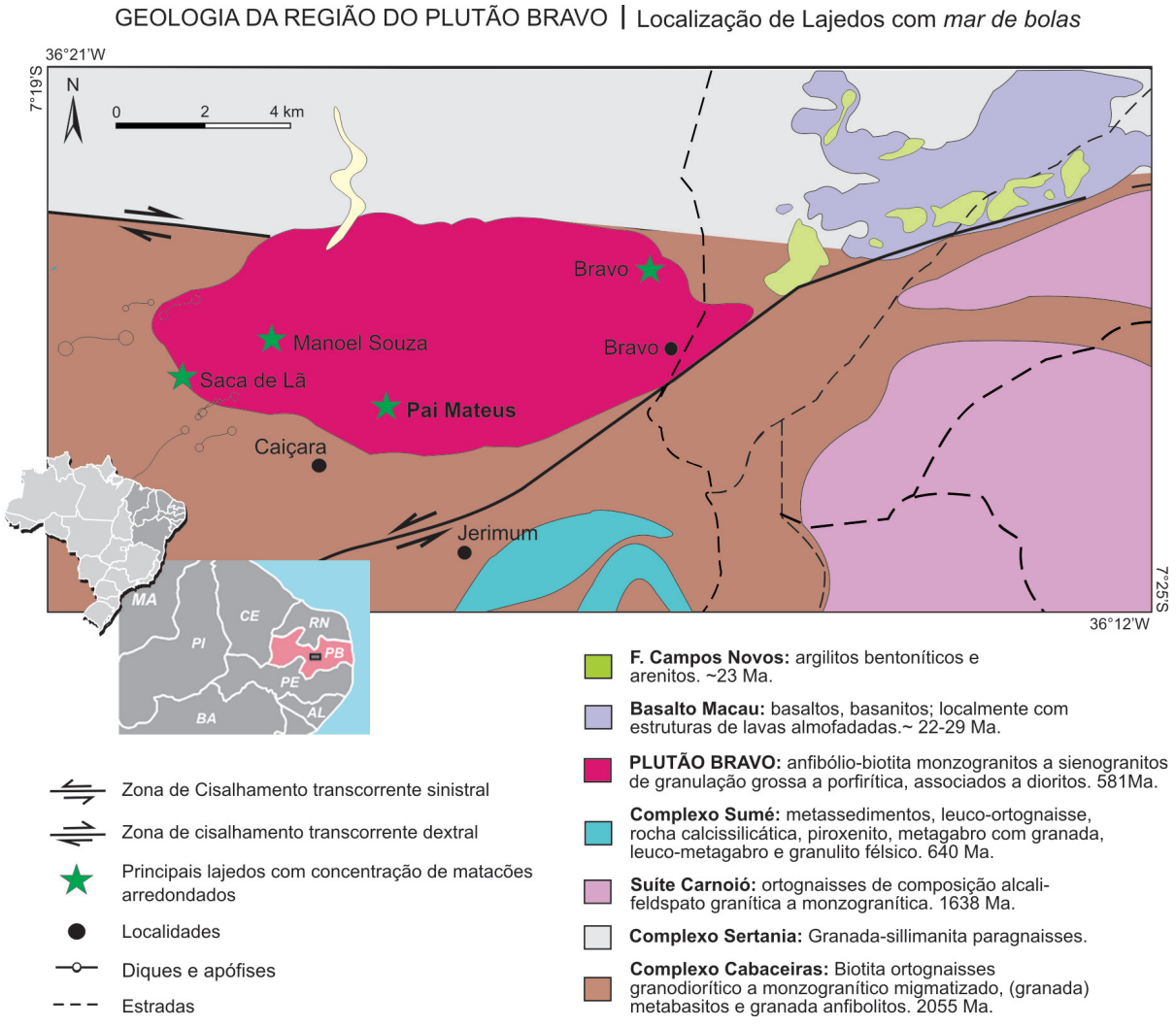


Figura 3 - Mapa geológico da área na qual se insere o Plutão Bravo e os principais lajedos portando campos de matacões ("mar de bolas"). É possível observar que os campos de matacões estão dispostos nas bordas da intrusão. Modificado de Lages & Marinho (2012).

Figure 3 - Geologic map of the studied area where the Bravo Pluton and their major boulder fields are exposed. Notice that there is a concentration of boulder fields in the borders of the intrusion. Modified from Lages & Marinho (2012).

paralelizada a zonas miloníticas milimétricas indicando a influência dos cisalhamentos no fluxo magmático. Texturas do tipo *mortar* e incipientes sombras de pressão em seções delgadas atestam deformação nestes.

O *stock* não apresenta zonação faciológica com limites nítidos, contudo ocorrem zonas de hibridização de magmas, onde predomina a mistura mecânica (*mingling*) sobre química (*mixing*). Na borda sul do plutão ocorrem feições de ortognaissificação (Fig.4a) associadas a fragmentos de granitoides, dioritos e de gnaisses encaixantes. Essas estruturas, sugestivas de *stopping* magmático do tipo brechas plutônicas (Fig.4b), estão associadas a uma deformação dúctil-rúptil e a cataclasitos e milonitos.

Os litotipos referentes ao Plutão Bravo exibem assinaturas químicas potássico-ferrosas, transalcalinas e pós-colisionais, podendo ser classificados como granitos álcali-cálcicos metaluminosos a peraluminosos, segundo a concepção de Frost *et al*. (2001) (Lages *et al*. 2011).

A compatibilidade geoquímica com granitos tipo-A e a associação com tectônica transcorrente brasiliana permite enquadrar o Plutão Bravo, de acordo com os dados isotópicos disponíveis, em um período transicional entre o pico orogênico brasiliano e a tectônica de escape lateral (Guimarães *et al*. 2004; Van Schmus *et al*. 2011).

Lajedo do Pai Mateus

O Lajedo do Pai Mateus, posicionado na porção sul do Plutão Bravo, compreende um grande pavimento rochoso de forma dômica assimétrica do tipo *whaleback* (por lembrar o dorso de uma baleia) cujo eixo maior tem mais de 1 km de extensão. A diferença de cota em relação à base de sua planície de pediplanação pode chegar a 100m. Sobre este grande lajedo, dispõe-se cerca de uma centena de imensos blocos e matacões esfoliados com diferentes graus de arredondamento e formas, caracterizando um "Mar de Bolas" no coração do Sertão do Cariri Paraibano (Figs. 5a e b).

Alguns matacões apresentam cavidades com o teto em forma de abóboda, formando abrigos onde são encontradas impressões de mãos humanas. Cita-se como exemplo as paredes do grande abrigo rochoso (Fig. 6a) que, segundo a tradição oral, foi habitado por Pai Mateus, um curandeiro ermitão do século XVIII. As referidas impressões foram produzidas sobre a rocha por mãos espalmadas, previamente molhadas em tinta feita com pó de óxido de ferro (ocre) e gordura animal (Fig. 6b). O tamanho diminuto de algumas das mãos leva a crer, segundo Fialho *et al*. (2010), que o local tenha sido utilizado para a prática de algum rito de passagem. As "mesas" de granito, construídas pela superposição de grandes lajes tabulares e retangulares sobre quatro pequenos matacões arredondados, bem como a existência de muros rochosos obstruindo a passagem do vento e chuva nestes abrigos, são testemunhos da presença de edificações para moradia ou rituais (Fig. 6a).

No Lajedo do Pai Mateus e circunvizinhanças, há pelo menos três locais que foram utilizados como "cemitérios" pelos paleoíndios e/ou índios. Alguns ossos foram retirados por curiosos, mas outros se encontram em seus locais originais, onde não só os ossos, mas também longos fios de cabelos negros estão preservados.

O potencial do Lajedo de Pai Mateus e seus arredores são enormes para a prática de esportes tais como, *bouldering* – tipo de escalada em que o esportista não utiliza cordas ou outros equipamentos de segurança – e *mountain bike*.

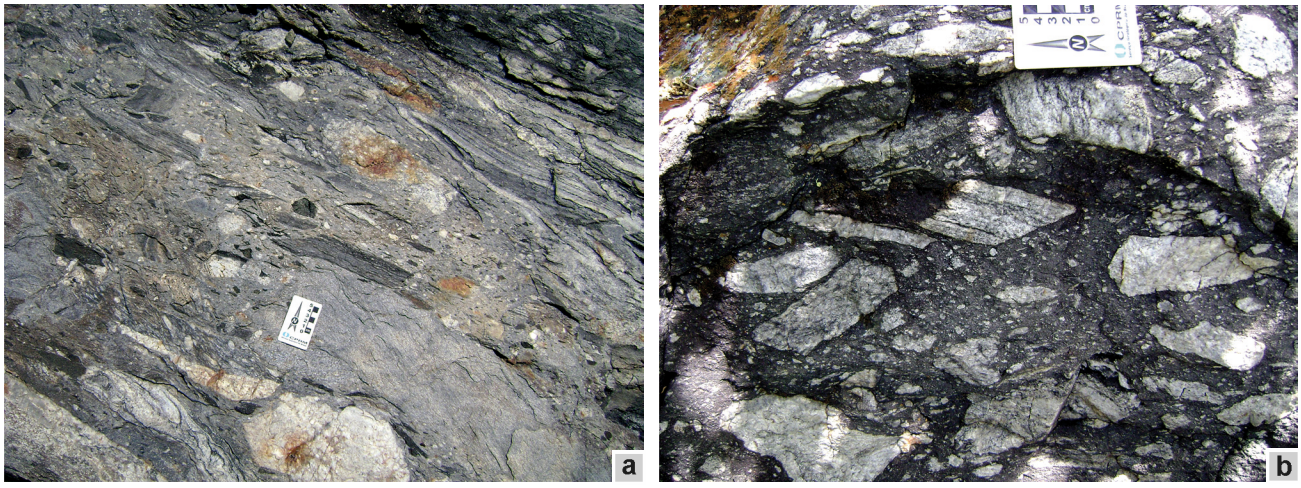


Figura 4 - (a) Textura protoclástica no contato entre rochas graníticas do Plutão Bravo e o ortognaisse encaixante (ortognaissificação); **(b)** Brecha plutônica com matriz diorítica portando xenólitos da rocha ortognáissica encaixante.

Figure 4 - (a) Protoclastic fabric in contact between granite rocks and wall rocks in typical process of orthogneissification; **(b)** Magmatic breccia with dioritic matrix carring gneiss xenolites from wall rock.

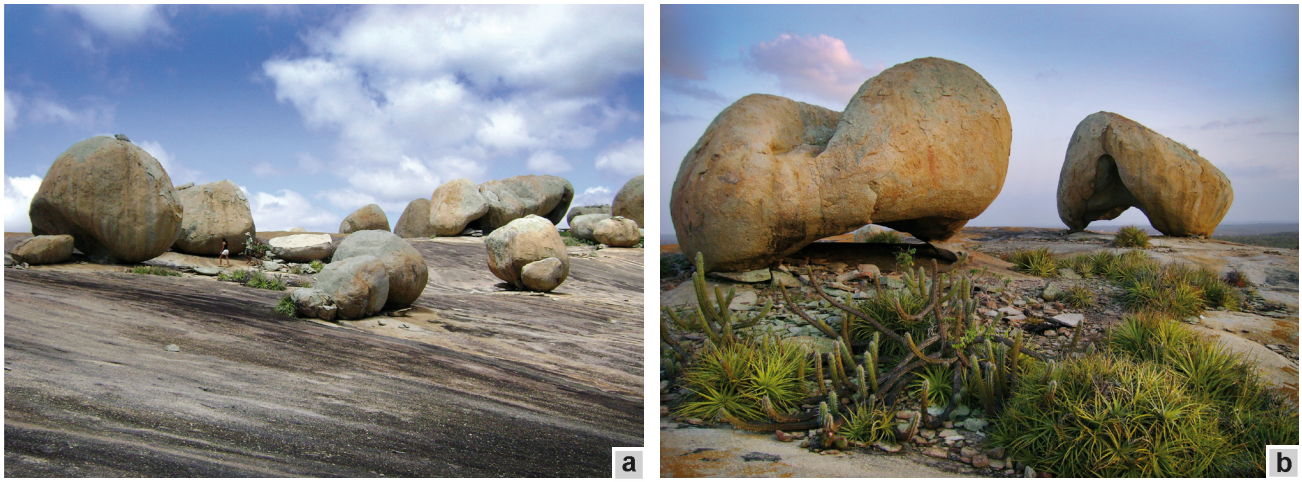


Figura 5 - (a) Visão de parte do Lajedo do Pai Mateus com seu característico "Mar de Bolas" formado por matacões de sienogranito. Ao centro da foto observa-se um bloco partido por processo de termoclastia; **(b)** Detalhe mostrando os dois mais famosos matacões da região, conhecidos como Boina e Pedra do Capacete, respectivamente;

Figure 5 - (a) View of part of the Lajedo do Pai Mateus (Father Mateus rocky pavement) with its characteristic "Sea of Balls" formed by sienogranite boulders. At the center of picture, a block of rock broken in the half by thermoclastic process can be seen; **(b)** Detail showing the two most famous boulders in the region, known as "beret and helmet stones," respectively.

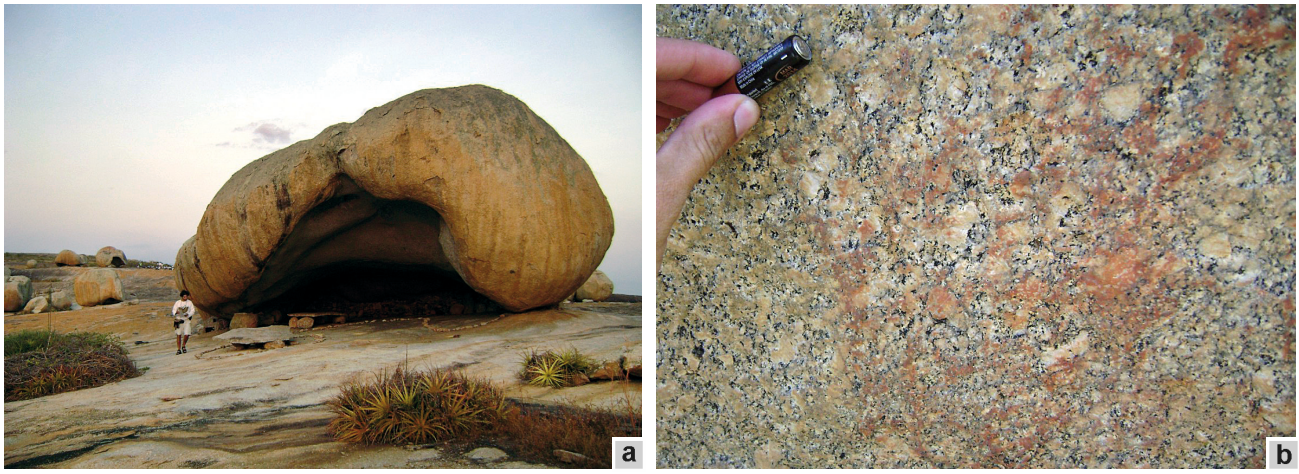


Figura 6 - (a) A Abrigo do "Pai Mateus" formado por cavidade abobadada de um matacão, onde a tradição oral diz ter vivido o Pai Mateus – um curandeiro ermitão do século XVIII. A maior parte das cavidades deste tipo tem suas aberturas voltadas para o oeste; **(b)** marca de mão espalmada impressa em face polida de bloco com tinta ocre à base de óxido de ferro.

Figure 6 - (a) Pai Mateus shelter formed by a cavity in a vaulted boulder, where the oral tradition says that Pai Mateus (Father Mateus), a healer hermit, has lived under this stone in the eighteenth century. Most part of the cavities is oriented to the west; **(b)** Handprint painted with iron oxide ink in a polished face block.

Lajedo do Sítio Bravo

O Lajedo do Sítio Bravo está situado no extremo leste do Plutão Bravo, próximo a PB-160 que liga Boa Vista/PB a Cabaceiras/PB. No local ocorre também, um conjunto de grandes matacões arredondados, decorados com arte rupestre da Tradição Agreste que possui idades entre 3000 a 7000 anos (Almeida 1979), além de abrigos naturais com presença de "mesas" ritualísticas. Essas "mesas" apresentam sua porção superior extremamente polida (Fig.7a).

No entanto, o principal diferencial deste sítio, é a presença de gravuras rupestres da Tradição Itacoatiara que, segundo Fialho *et al*. (2010), tem idades supostamente variando entre 2000 a 6000 anos. Neste tipo de tradição são feitas incisões em baixo relevo em uma face do matacão, utilizando alguma ferramenta, provavelmente lítica, para entalhar vários motivos, predominando os astronômicos (Fig. 7b). A temática dos entalhes remete aos encontrados na famosa Itacoatiara do Ingá que se situa em torno de 60 km de distância da região, embora o grau de execução destes últimos seja muito mais elaborado. As inscrições do Lajedo do Sítio Bravo encontram-se de certa forma parcialmente degradadas e vandalizadas (Fig.7b).

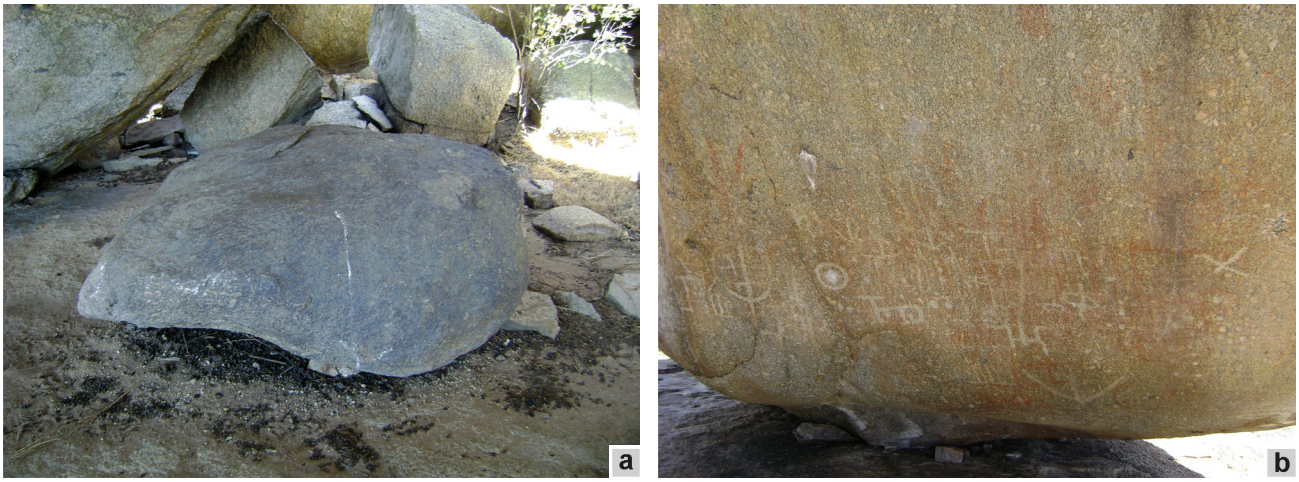


Figura 7 - (a) Lajota natural sob abrigo de matacão abobadado com face superior exibindo brilho, dado o intenso polimento a que foi submetida, que certamente foi de serventia ao homem pregresso; **(b)** Inscrições rupestres em tinta ocre de figuras da Tradição Agreste, em inédita associação com inscrições em baixo relevo do tipo Itacoatiaras em matacão com face polida no lajedo do Sítio Bravo. Nota-se que alguns motivos se encontram parcialmente vandalizados/degradados.

Figure 7 - (a) Large natural tile under domed boulder shelter with its upper face displaying brightness, due an intense polishing to which it was subjected and that certainly was useful to the primitive man; **(b)** Overlay of two different ancient cultures: low relief stone inscriptions (Itacoatiara Tradition) and iron oxides figures (Agreste Tradidion) are extremely rare to see together. Note that some inscriptions were vandalized by modern civilization.

Ocorrem na região diversos tanques ou marmitas formados pela abertura e desgaste diferencial de fraturas e/ou pela remoção de megaenclaves dioríticos. Nestes tanques foram encontrados inúmeros núcleos e lascas de sílex, demonstrando ser uma oficina lítica ou um local onde o paleoíndio trabalhou essa matéria-prima, buscando produzir instrumentos, tais como pontas de flecha e raspadores (Fialho *et al*. 2010). De fato, há uma grande quantidade de silexito junto ao registro vulcânico da Bacia de Boa Vista, silexito este que serviu para confecção desses instrumentos. Também nesses tanques há registros de inúmeros fragmentos fossilizados de ossos da megafauna do Pleistoceno.

Lajedo de Manoel de Souza

O Lajedo de Manoel de Souza possui o acervo arqueológico de pinturas rupestres mais bem preservado e diversificado. Predominam nos seus muitos matacões arredondados ornamentos da Tradição Agreste. Os motivos predominantes são os "astronômicos" e podem-se reconhecer representações tais como o sol, estrelas, espirais e outras (Figs. 8a e b). Há também motivos zoomórficos, a exemplo de uma ema com cerca de 1 metro de comprimento, animal típico da região representado quase em tamanho natural (Fig. 8c). O tipo de material predominante é o óxido de ferro ocre com suas tonalidades de vermelho.

Como em todos os lajedos, é possível mensurar o alinhamento de matacões segundo sua posição original de emolduração em estágio de clima úmido, denotando certo controle estrutural em diversas escalas de observação. Nota-se também a erosão diferencial no lajedo que os abriga, pelo efeito da proteção que estes exercem sobre suas bases (Fig. 8d).

Saca de Lã – Estágio Pré-Esfoliação Esferoidal

A 2 km a oeste do Lajedo do Pai Mateus, ocorre o monólito denominado Saca de Lã. Trata-se de feições geomorfológicas ímpares, que fazem alusão ao empilhamento de imensos blocos em estágio inicial de diaclasamento, que se assemelham aos fardos de algodão (lã, no léxico popular), colhido à época, na região, que eram empilhados irregularmente para evitar o desabamento, daí a origem do nome.

Trata-se de um monumento geológico de rara beleza, caracterizando um *castle koppie*, que são feições de blocos poliédricos empilhados de modo acastelado e cujos vértices e arestas são bem marcados (Lima *et al*. 2009). É formado pela preservação do estágio inicial do diaclasamento de fraturas ortogonais fatiados pelas fraturas de alívio sub-horizontais geradas em dimensões regulares. O estágio de clima úmido está bem representado por um matacão solitário que encima este monólito e também por seu interior, onde se encontram grandes blocos vazados que permitem se rastejar sob os mesmos. Este "castelo" de pedras em forma piramidal possui cerca de 20m de altura e o tamanho dos blocos de pedra em forma de paralelepípedos é muito regular, denunciando o nítido controle estrutural imposto (Fig. 9).

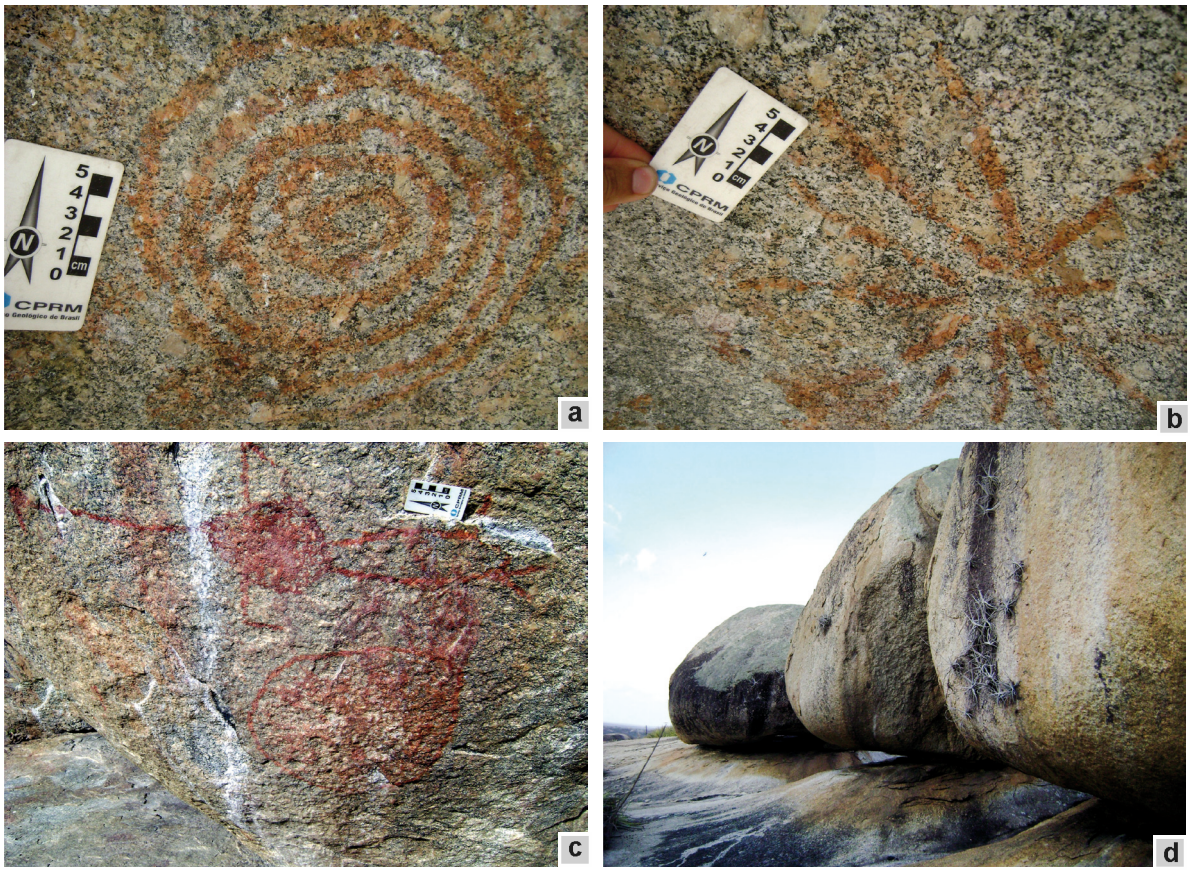


Figura 8 - (a) e **(b)** Representação de pintura rupestre com motivos "astronômicos" da Tradição Agreste, tais como espiral e o sol; **(c)** representação zoomórfica de uma ema com tamanho de cerca de 1 metro, animal que tem essa região como habitat; **(d)** alinhamento de matacões segundo sua posição original de emolduração em estágio de clima úmido, denota certo controle estrutural em diversas escalas de observação. Nota-se também, a erosão diferencial no lajedo que os abriga, pelo efeito da proteção que estes exercem sobre suas bases.

Figure 8 - (a) and **(b)** Rock painting representation with astronomic background belonging to the Agreste Tradition, such as spiral and sun; **(c)** zoomorphic representation of an emu in natural size of about 1 meter, animal that has this region as its habitat; **(d)** rock boulders alignment according to the regional structural features. Notice also the differential erosion influenced by rock boulders over the rocky pavement.



Figura 9 - *Castle Koppie* Saca de Lã apresentando ordem de fraturas ortogonais NS e EW e juntas de alívio encaixados em estrutura tipo riacho-fenda (falha transcorrente NNE sinistral). É possível observar que os blocos superiores estão vazados, permitindo o acesso sob estes.

Figure 9 - Castle Koppie "Saca de Lã" (Sack of wool) showing the structural control by fractures with NS and EW directions, horizontal stress joints and anti-dextral NNE shear faults. It is possible to access some blocks, crawling under them.

ORIGEM, EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA E IMPORTÂNCIA DOS CAMPOS DE MATACÕES

A paisagem hoje observada na região de ocorrência do Plutão Bravo, com seus imensos campos de matacões, vem sendo formada nos últimos 580 Ma, passando por inúmeras mudanças provocadas pelos processos geológicos, desde as fases de formação de cadeias de montanhas, quando nuclearam nas bordas do Plutão Bravo as petrotramas deformacionais, até a evolução continental atual, com processos erosivos relacionados à ação do vento, da chuva e do clima (Fig. 10). Neste estágio, concentraram-se os campos de matacões nas bordas dos corpos graníticos (Fig. 3). Esta concentração está relacionada a um nítido controle estrutural exercido por zonas de cisalhamento transcorrentes. Estas zonas condicionaram o adensamento, a orientação, o espaçamento das ordens de fraturas e as descontinuidades presentes no maciço, que juntamente com as juntas de alívio sub-horizontais, que devem estar associadas à prévia exumação do corpo (Fig. 10b), passando então a predominar o regime rúptil. Estas estruturas passaram a modelar o tamanho, altura, direção e o empilhamento dos blocos ao longo do tempo geológico. Tal fato está bem representado no *Castle koppie* da Saca de Lã (Fig. 9), que possui blocos preservados do desmembramento cujas direções principais N/NNE e W/WNW de suas faces coincidem com as principais ordens de fraturas e falhas mensuradas na área que pode ser visto nas Figuras 11a e b.

Após um período de quiescência tectônica, entre os períodos Jurássico e Cretáceo, um extenso soerguimento regional, relacionado ao evento que fragmentou o supercontinente Pangea, expôs as rochas do Plutão Bravo, que passou desde então por diversos ciclos de intemperismo/erosão associados a outros episódios de deposição/soerguimento. No caso do Plutão Bravo, um dos mais importantes eventos foi a ascensão do Planalto da Borborema, no Cenozoico (Pluma mantélica?) (Oliveira & Medeiros 2012; Morais Neto 2009; Jardim de Sá *et al.* 2005). Durante o Oligoceno/Mioceno houve deposição/remoção de parte da cobertura vulcanossedimentar na Bacia de Boa Vista adjacente (Fig. 12).

O nível de base local preservado nesta bacia, possui registro de vegetação e feições vulcânicas específicas que sugerem condições de clima quente e úmido favorecendo processos intempéricos químicos. Parte dos perfis intempéricos preservados na bacia, foram descritos e datados por Lima (2008), possuindo idades de $^{40}Ar/^{39}Ar$, em holandita e criptomelana, em 15,8 e 2,4 Ma, o que sugere a recorrência dessas condições. Outros picos de idades em minerais autigênicos e/ou supergênicos [combinando métodos $^{40}Ar/^{39}Ar$ e (U-Th)/He] em 28, 17-15, 10, 5,5-3,5 e 1,5 Ma obtidos em perfis de intemperismo nas áreas representantes de diversas superfícies da Província Borborema também são interpretados como resultado de precipitação química em ambientes quentes e úmidos. Esses sucessivos estágios paleoclimáticos modelaram estas rochas formando *tors*, matacões arredondados e latossolos que posteriormente foram removidos diferencialmente em estágios cíclicos mais secos como parte de um amplo processo de pediplanação incluindo remoção de extensa parte da bacia (Figs. 13a e b).

A idade mais provável de geração dos últimos moldes dos matacões e sua esfoliação esferoidal se deu entre 2,4 e 1,5 Ma.

Taxas de erosão recentes (últimos 1,5 Ma) calculadas por Morais Neto (2009) para rochas coletadas no Lajedo do Pai Mateus estão entre 1,15 e 0,8 m/Ma (método de isótopos cosmogênicos ^{10}Be).

Estas taxas de erosão consideradas baixas, são compatíveis com a remoção das

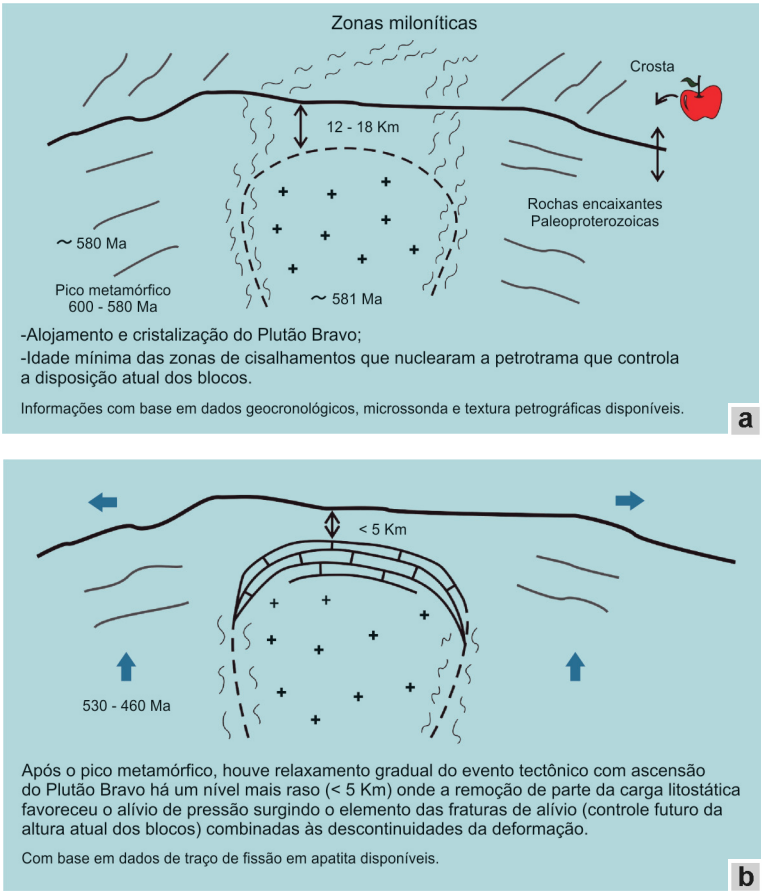


Figura 10 - (a) e **(b)** Evolução geológico-geomorfológica da região do Plutão Bravo, com base em dados geocronológicos, microssonda eletrônica, traço de fissão em apatita e petrográfico (minerais e texturais).

Figure 10 - (a) and **(b)** Sketch of landscape evolution of the Pluton Bravo granites. Based on available data by U-Pb, EPMSA and fission track methods.

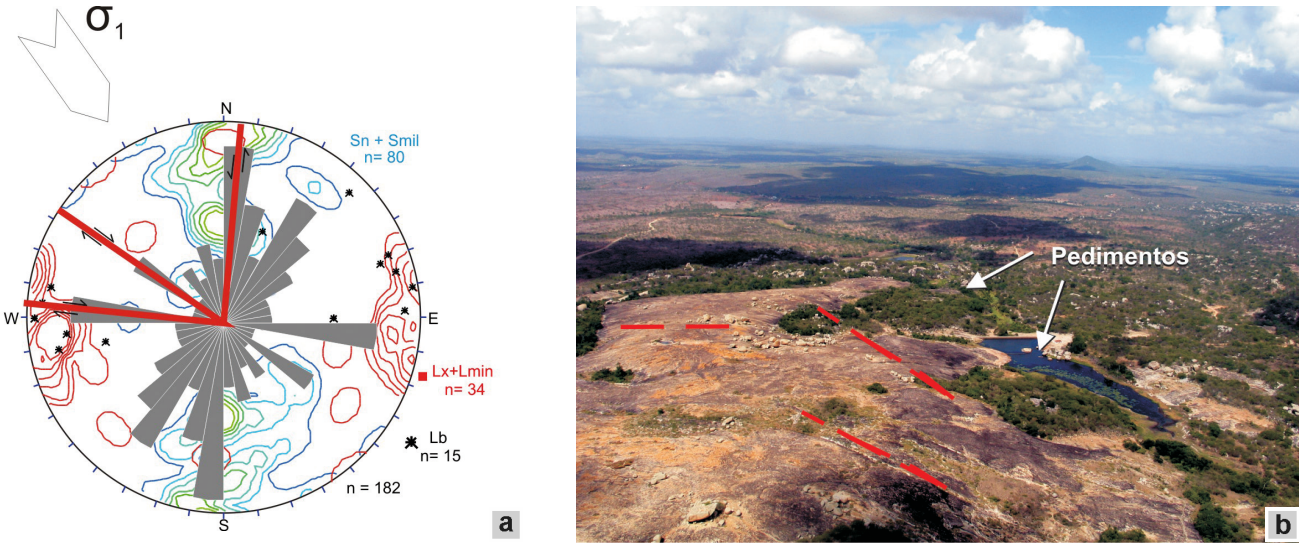


Figura 11 - (a) Diagrama sinóptico de igual área, hemisfério inferior para polos da foliação milonítica S_n+S_{mil} (linhas azuis e verde; isofrequência de valores: 1, 2, 3, 4 e 5) do entorno do Plutão Bravo; lineações de estiramento e mineral L_x+L_{min} e eixos de dobras L_b com sobreposição do conjunto de juntas, fraturas, falhas normais e transcorrentes rúpteis (n=182) da área. As direções principais das faces dos blocos assimétricos (um lado mais elongado que o outro) coincidem em sua maioria com as direções N/NNE e W/WNW; **(b)** Fotografia aérea do Lajedo do Pai Mateus apresentando alinhamento de blocos autóctones segundo direção aproximada NS e EW (Visada NNE).

Figure 11 - (a) Synoptic diagram of equal area, lower hemisphere with milonitic foliation poles S_n+S_{mil} (isovalues: 1, 2, 3, 4 e 5) measured at the Bravo Pluton; stretched and mineral lineations L_x+L_{min} and Lb fold axis were also plotted. Overlay with joints, fractures and faults are represented within this figure (n=182); **(b)** Aerial view from "Lajedo do Pai Mateus" spot showing the alignment of autoctonous blocks according the NS and EW (Sight view to NNE).

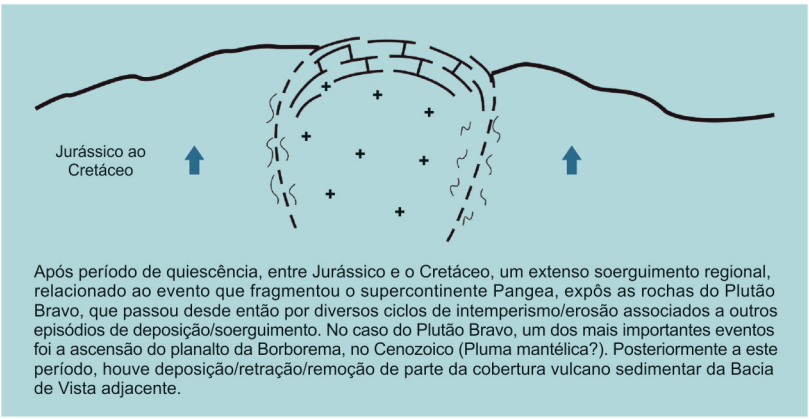


Figura 12 - Evolução geológico-geomorfológica da região do Plutão Bravo, com base em dados geocronológicos, microssonda eletrônica, traço de fissão em apatita e petrográfico (minerais e texturais).

Figure 12 - Sketch of landscape evolution of the Pluton Bravo granites. Based on available data by U-Pb, EPMSA and fission track methods.

saprorochas circundantes aos matacões arredondados, preservação de suas posições atuais nas áreas mais deformadas e tem como resultado final, o singular campo de matacões gigantes do Lajedo do Pai Mateus (Fig. 14).

Uma importante observação no resultado final dos campos de matacões, se refere às cavidades com teto em forma de abóbodas (Figs. 5b e 6b) presentes em alguns matacões. Estas cavidades parecem ter sua origem nos processos intempéricos químicos e fluxos aquosos meteóricos atuantes nas zonas vadosas e freáticas. Isso é corroborado pela ausência de honeycombs, pela presença de superfícies polidas a meia altura e no piso de alguns matacões e pelo fato das aberturas de matacões *in situ* estarem voltadas para oeste, direção esta oposta ao regime eólico estabelecido após a abertura do oceano Atlântico Sul nesta parte da Província Borborema.

Outra constatação que favorece esta hipótese, é a de que os fluxos aquosos com suas características químicas que pervasaram as zonas vadosas e freáticas da região, seguem naturalmente, desde o Oligoceno/Mioceno para o nível de base local estabelecido (Bacia de Boa Vista) situada a leste do Plutão Bravo. Decorre daí o fato das aberturas dos matacões se darem para oeste, pois o sentido dos fluidos que atuaram no intemperismo químico tinham um sentido de fluxo de oeste para leste.

Nesse sentido, as cavidades não seriam em grande parte *taffonis* clássicos formados por agente eólico atuante em clima semiárido, como vários exemplos no mundo.

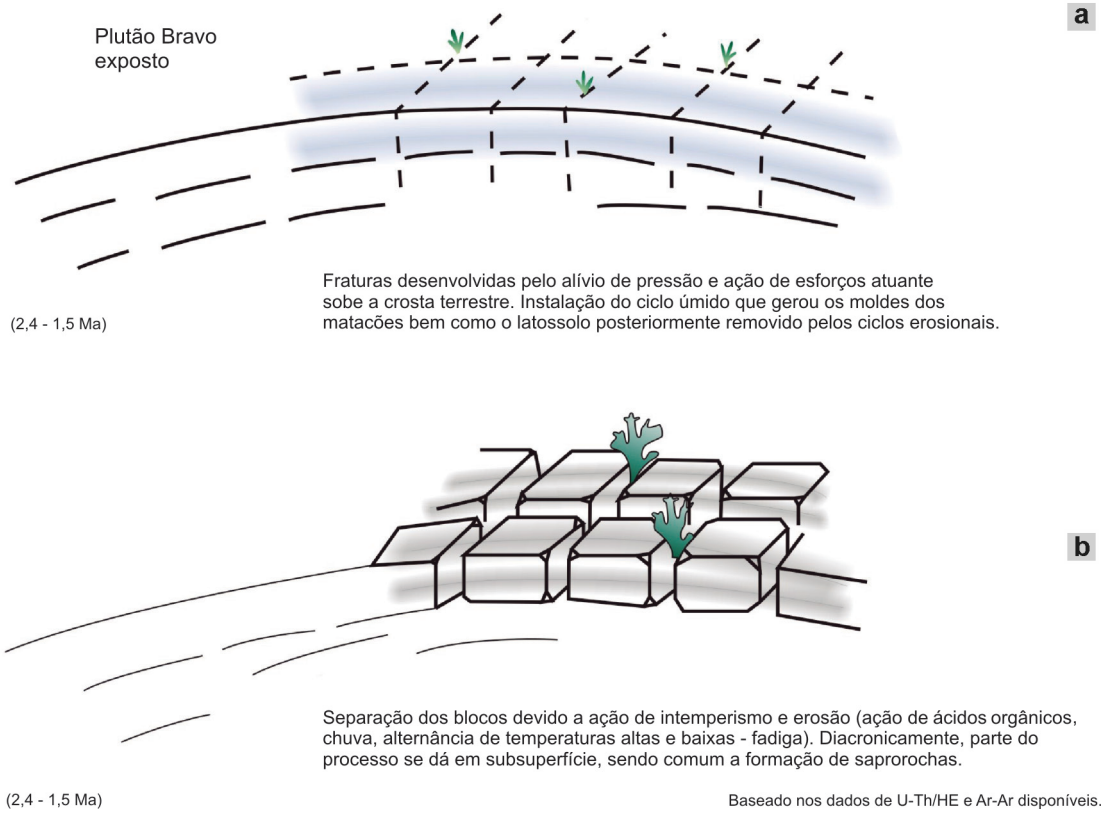


Figura 13 - (a) e **(b)** Evolução geológico-geomorfológica final observada atualmente na região do Plutão Bravo. Modificado a partir dos desenhos elaborados por Eduardo Bagnoli. Textos baseados nos métodos U-Th/He, Ar-Ar.

Figure 13 - (a) and **(b)** Sketch of final landscape evolution currently observed in the Pluton Bravo granite. Modified from drawings prepared by Eduardo Bagnoli. Texts based on available data from U-Th/He, Ar-Ar isotopic methods.

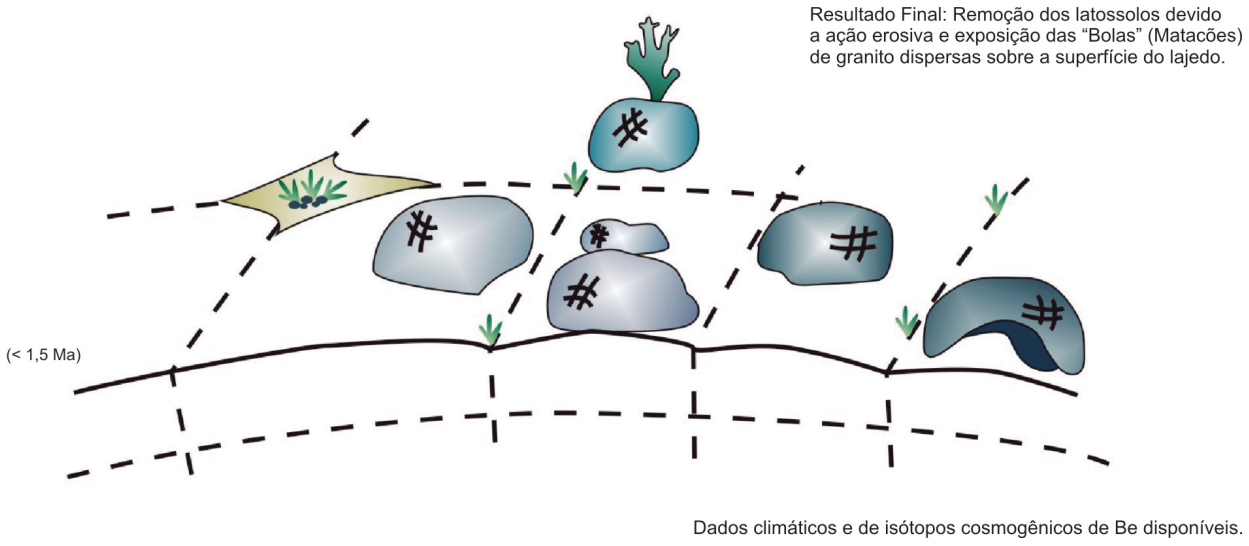


Figura 14 - Evolução geológico-geomorfológica final observada atualmente na região do Plutão Bravo. Modificado a partir dos desenhos elaborados por Eduardo Bagnoli. Textos baseados nos métodos de isótopos cosmogênicos de Be e dados de climatologia.

Figure 14 - Sketch of final landscape evolution currently observed in the Pluton Bravo granite. Modified from pictures drew by Eduardo Bagnoli. Texts based on available data from cosmogenic isotopic methods and climatology studies.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Apresenta-se em ótimo estado de conservação, apto a tornar-se um geosítio, onde já recebe ampla visitação. Parte do acesso é controlada pelos proprietários do Hotel Fazenda Pai Mateus que dispõe de toda estrutura para visitação de mínimo impacto, incluindo guias preparados para atenderem visitantes estrangeiros e conhecedores da geodiversidade e biodiversidade da região.

A infraestrutura viária, apesar de não pavimentada, é constantemente patrolada dispondo de excelente banda de rodagem e fácil acesso pelas rodovias BR-412 e PB-160.

Faz parte da Área de Proteção Ambiental do Cariri, criada pelo decreto Nº. 25. 083, de 08 de junho de 2004 e está localizada entre os municípios de Cabaceiras, Boa Vista e São João do Cariri, no Estado da Paraíba totalizando uma porção territorial de 18.560 ha.

Partes dos atrativos naturais situam-se em Reserva Particular de Patrimônio Natural, ainda não regulamentada pertencente à Fazenda Tapera, mas que conta com parecer favorável da ASECTMA/PB, o órgão ambiental deste Estado.

REFERÊNCIAS

Ab'Saber,A.N. 1969. Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do Nordeste brasileiro. Geomorfologia, 19:1-38.

Almeida,R.T. 1979. A Arte Rupestre nos Cariris Velhos. João Pessoa: Editora Universitária da UFPB. 125 p.

Fialho,D.A.; Araújo,S.M.S.; Bagnoli,E. 2010. Diagnóstico geoambiental e geoturístico na área de proteção ambiental do Cariri Paraibano. In: Anais do XVI Encontro Nacional de Geográfos, Porto Alegre, ISBN 978-85-99907-02-3.

Frost,B.R.;Arculus,R.J.;Barnes,C.G.;Collins,W.J.;Ellis,D .J.;Frost,C.D. 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. J. Petro. 42: 2033-2048.

Guimarães, I.P., Silva Filho, A.F., Almeida, C.N., Van Schmus, W.R., Araújo, J.M.M., Melo, S.C., Melo, E.B. 2004. Brasiliano (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeú-Paraíba belt, Ne Brazil: an isotopic and geochronological aproach. Precambrian Research. 135: 23-53.

Guimarães,I.P.;Silva Filho, A.F.;Araújo,D.B de.; Almeida, C.N.; Dantas, E.L. 2009. Trans-alkaline magmatism in the Serrinha-Pedro Velho Complex, Ne Brazil and its correlations with the magmatism in eastern Nigeria. Gondwana Research. 15: 98-110.

Jardim de Sá,E.F.;Souza,Z.S.;Vasconcelos,P.M de P.;Saadi,A.;Galindo,A.C.;Lima,M da G.;Oliveira,M.J.R. 2005. Marcos temporais para a evolução cenozóica do Planalto da Borborema. X SNET, Boletim de Resumos:.58-61.

King,L.C. 1956. Geomorfologia do Brasil Oriental. Revista Brasileira de Geografia, 18:147-266.

Lages,G.A.; Marinho,M.S.; Brasilino,R.G. 2011. Pluton Bravo: Granito trans-alcalino pós-colisional, sin a tardi-transcorrência, Província Borborema. In: XIII Congresso Brasileiro de Geoquímica, 13, Gramado. Anais. p.130.

Lages,G.A. 2013. Geologia e recursos minerais da folha Boqueirão, estado da Paraíba. CPRM, 248p.(relatório inédito – ISBN: 978-85-7499-152-8).

Lages,G.A. & Marinho, M.S. 2012. Folha Boqueirão, SB.24Z-D-III, estado da Paraíba. CPRM, disponível em http://geobank.sa.cprm.gov.br/pls/publico/geobank.documents.download?usuario=&file=boqueirao.zip. Acessado em 17/04/2013.

Lima,G.M.P.;Farias,F.F. de;Barbosa,J.S.F.;Gomes,L.C.C. 2009. Inselberge: Ilhas terrestres, EDUFBA, 123p.

Lima,M.G. 2008. A história do intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: implicações climáticas e tectônicas. Tese de Doutorado. UFRN, 251p.

Morais Neto,J.M. 2009. Thermochronology, lanscape evolution and denudational history of the eastern Borborema Province, northeastern Brazil. University of Queensland, PHD thesis.

Oliveira, R.G.; Medeiros,W.E de. 2012. Evidences of buried loads in the base of the crust of Borborema Plateau (NE Brazil) from Bouguer admittance estimates. Journal of South America Earth Sciences, 37:60-76.

Van Schmus, W.R., Kozuch, M., Brito Neves, B.B. Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: Insights from Sm-Nd and U-Pb geochronology. 2011. Journal of South America Earth Sciences, 31: 227-252.

* Publicado na Internet em 01/05/2013 no endereço http://sigep.cprm.gov.br/sitio068/sitio068.pdf

[1] CPRM - Serviço Geológico do Brasil; [2]Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte; [3] Instituto de Geociências, Universidade de Brasília; [4] Unidade acadêmica de História e Geografia, Universidade Federal de Campina Grande

[a] geysson.lages@cprm.gov.br; [b] marcelo.marinho@cprm.gov.br; [c] marcos@geologia.ufrn.br; [d] vladimir.medeiros@cprm.gov.br; [e] elton@unb.br; [f] djairlajedo@yahoo.com.br;



GEYSSON DE ALMEIDA LAGES

Graduado em Engenharia Geológica pela Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto. Mestrando no Programa de pós-graduação em geologia com habilitação em prospecção e geologia econômica da Universidade de Brasília. Atualmente é pesquisador em geociências do Serviço Geológico do Brasil - CPRM onde foi responsável técnico pelo mapeamento da Folha Boqueirão/PB na escala 1:100.000 na qual se insere o Plutão Bravo/Lajedo do Pai Mateus. Participa/participou de vários projetos relacionados a mapeamento geológico e prospecção de recursos minerais.



MARCELO DE SOUZA MARINHO

Graduado em Engenharia Geológica pela Universidade Federal de Ouro Preto (2006) e mestre em Geologia Estrutural e Tectônica pela mesma universidade. É geólogo do Serviço Geológico do Brasil – CPRM desde 2007, onde desenvolve atividades de mapeamento geológico e levantamento de recursos minerais.



MARCOS ANTONIO LEITE DO NASCIMENTO

Bacharel em Geologia pela Universidade Federal do Rio Grande do Norte (1998), com mestrado (2000) e doutorado (2003) em Geodinâmica pela UFRN. Foi geólogo da CPRM entre 2007 e 2009, onde coordenou o Projeto Monumentos Geológicos do Rio Grande do Norte e foi membro suplente da CPRM na SIGEP. Atualmente é Professor Adjunto II do Dep. de Geologia da UFRN. Tem vários temas sobre o Patrimônio Geológico, com destaque para as propostas do Geoparque Seridó (RN) e Geoparque Litoral Sul de Pernambuco. É autor do primeiro livro brasileiro dedicado ao tema "Geodiversidade, Geoconservação e Geoturismo: trinômio importante para a proteção do patrimônio geológico".



VLADIMIR CRUZ DE MEDEIROS

Geólogo (UFRN-1992), Mestre em Geociências (UFPE-1995) e Doutor em Geodinâmica (UFRN-2004). Atualmente é Geólogo/Pesquisador em Geociências da CPRM, onde atua desde de 1994. Entre 2007e 2010 exerceu as funções de Supervisor de Área da Gerência de Geologia e Recursos Minerais da Superintendência Regional de Recife e Chefe (interino) do Núcleo de Apoio de Natal. Atualmente é Coordenador Executivo desenvolvendo atividades na Divisão de Geologia Básica.



ELTON LUIZ DANTAS

Graduação em Geologia pela Universidade Federal do Rio Grande do Norte (1987), mestrado em Geologia Regional pela Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho (1992) e doutorado em Geologia Regional pela mesma universidade (1997). Atualmente é professor adjunto IV da Universidade de Brasília. Realiza pesquisas com ênfase em Geocronologia e Geotectônica, atuando em temas relacionados a Terrenos Arqueanos e precambrianos e aplicação de Isotópos Radiogênicos e Evolução Crustal. Coordena o Laboraratório de Geocronologia da Universidade de Brasília.

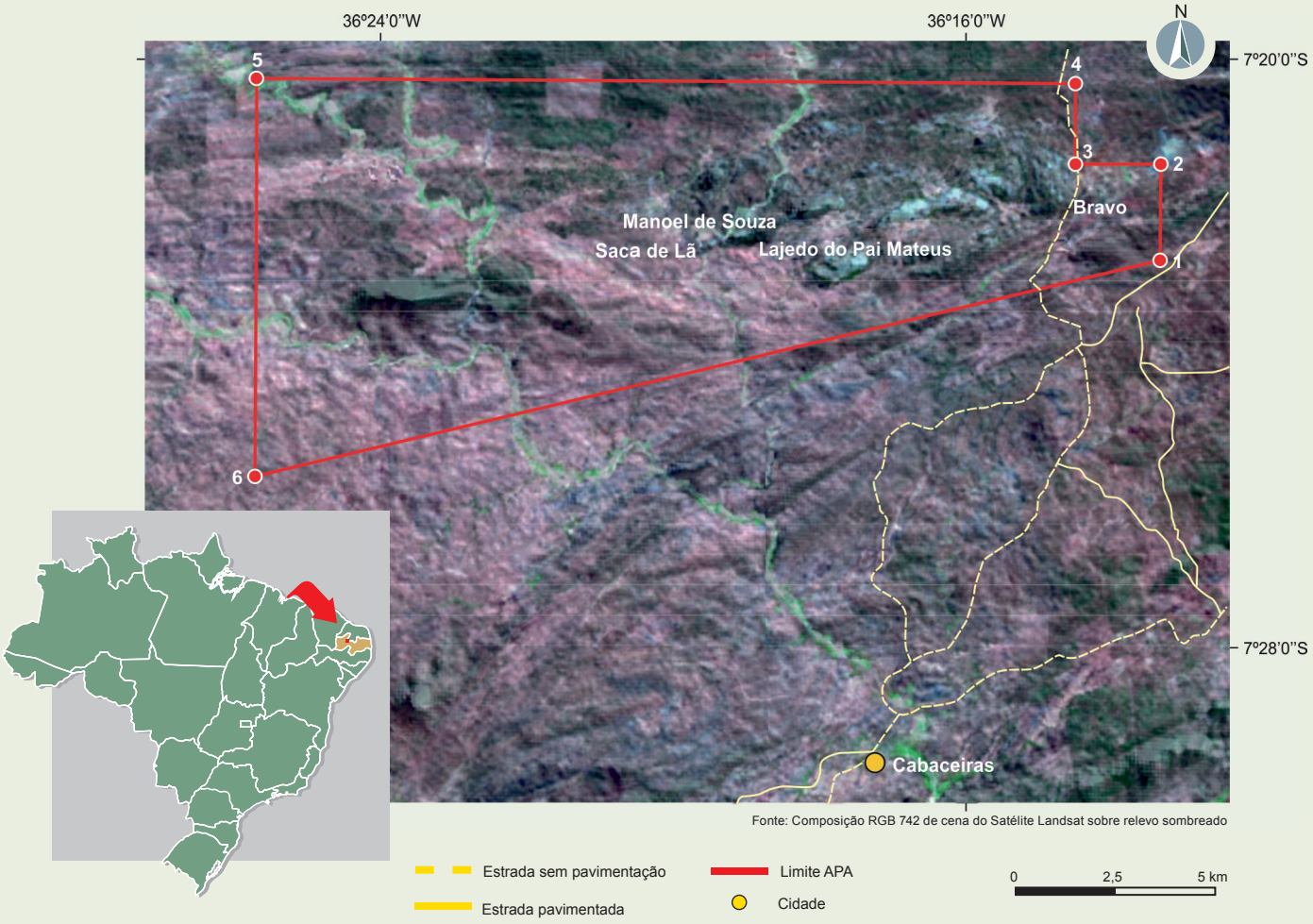


DJAIR ARAÚJO FIALHO

Graduado em Arqueologia e Preservação Patrimonial pela Univasf- PI. Graduando em História pela UEPB e Geografia pela UFCG ambas de Campina Grande/PB. Guia de Turismo Bilíngue: Inglês e Francês. Se dedica a trabalhos direcionados a interiorização do turismo no Semiárido Nordestino. Atualmente esta no Projeto de Extensão Probex pela UEPB no Resgate das Resignificações da Cultura Cabocla na APA do Cariri e presta consultoria para o Centro Cultural Dona Caminha, Museu Sargento Genésio e centro de Informação Turístico da Paraíba Mastodonte.

SIGEP 068 - *MAR DE BOLAS* DO LAJEDO DO PAI MATEUS, CABACEIRAS, PB

PROPOSTA DA ÁREA DE PROTEÇÃO



VÉRTICE	COORDENADAS GEOGRÁFICAS	
1	7°22'40"S	36°13'20"W
2	7°21'22"S	36°13'20"W
3	7°21'22"S	36°14'30"W
4	7°20'17"S	36°14'30"W
5	7°20'17"S	36°25'40"W
6	7°25'38"S	36°25'40"W

Vértices coincidentes com a APA do Cariri Paraibano

Polígono da área de proteção proposto por: Geysson de Almeida Lages (geysson.lages@cprm.gov.br);
Marcelo de Souza Marinho (marcelo.marinho@cprm.gov.br);
Marcos Antônio Leite do Nascimento (marcos@geologia.ufrn.br);
Vladimir Cruz de Medeiros (vladimir.medeiros@cprm.gov.br); Elton Luiz Dantas (elton@unb.br)
e Djair Fialho (djairlajedo@yahoo.com.br)

Data da proposta: 16/04/2013

Pedra Furada de Venturosa, PE

Raro arco granítico com enclaves dioríticos

SIGEP 063*

Gorki Mariano[1a]
Paulo de Barros Correia[1b]
Rogério Valença Ferreira[2c]
Ana Cláudia de Aguiar Accioly[2d]

Resumo - Situado na Região Agreste de Pernambuco, o Batólito de Alagoinha, composto por granitóides de idade neoproterozóica, apresenta uma feição geomorfológica rara e de beleza peculiar: o geossítio da Pedra Furada de Venturosa, um grande arco de rocha granítica, com comprimento em torno de 270 m e altura máxima de aproximadamente 40 m. Esta feição é resultante do processo de erosão sobre rochas de diferentes composições (granitos e dioritos), acompanhada de queda de blocos. Nas paredes do arco se encontram gravadas pinturas rupestres da Tradição Agreste, representando caçadas, animais e figuras humanas, o que o caracteriza também como sítio arqueológico. A região oferece excelente potencial turistico considerando a sua proximidade com as cidades de Buíque, Pesqueira e Arcoverde, que já são destinos turísticos conhecidos. Essa potencialidade pode ser ampliada por belezas naturais como a do geossítio Pedra Furada de Venturosa.

Palavras-chave: arco granítico; evolução geomórfica; intemperismo diferencial; Pedra Furada de Venturosa; Batólito Alagoinha; geoturismo

Pedra Furada (Hollow Stone) of Venturosa, State of Pernambuco – Rare granitic arch with dioritic enclaves

Abstract - Located in the Agreste Region of the State of Pernambuco, the Alagoinha Batholith, composed by granitoids of Neoproterozoic age, presents a rare geomorphologic feature of peculiar beauty: the geosite Pedra Furada of Venturosa, a great arch of granitoid rocks with length around 270 m and maximum height of approximately 40 m. This feature is the result of erosion on rocks of different composition (granites and diorites), accompanied by fall of blocks. On the walls of the arch rock paintings of the Agreste Tradition are recorded, representing hunts, animals and human figures. These paintings represent also an archaeological site. The area offers excellent potential for tourism considering its proximity to Buíque, Pesqueira and Arcoverde towns which are already known tourist destinations. This potentiality is enlarged by natural beauties like the geosite Pedra Furada of Venturosa.

Key words: granitic arch; geomorphic evolution; differential weathering; Pedra Furada of Venturosa; Alagoinha batholith; geoturism

INTRODUÇÃO

Na microrregião do vale do Ipanema, Região Agreste do Estado de Pernambuco, ocorre um corpo granítico de forma alongada na direção NNE-SSW, com área aflorante de aproximadamente 220 km^2, denominado Batólito Alagoinha. Pertence à associação calcialcalina de alto potássio do tipo Itaporanga (Mariano, 1989), caracterizada pela ocorrência de rochas graníticas de granulação grossa, localmente porfiríticas, com diques, bolsões e enclaves dioríticos de dimensões variadas. As fácies dioríticas são mais susceptíveis ao intemperismo do que as graníticas favorecendo o desenvolvimento de feições geomorfológicas bastante peculiares, tais como cacimbas, marmitas gigantes e fendas de formatos diversos, destacando-se a formação de um arco granítico, situado em cotas topográficas por volta de 700 m, com uma envergadura de aproximadamente 270 m e altura máxima em torno de 40 m. Objeto do presente trabalho, este arco granítico, designado "Pedra Furada de Venturosa" (Fig. 1), constitui sítio geomorfológico especial, vinculado ao inventário de geossítios brasileiros realizado sob a égide da Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos-SIGEP.

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

O Sítio Pedra Furada de Venturosa localiza-se cerca de 8 km a leste da cidade de Venturosa, agreste pernambucano, na microregião do Vale do Ipanema, envolvendo parte dos munícipios de Venturosa, Alagoinha e Pesqueira. O acesso se dá pela BR-232 até a cidade de Pesqueira tomando-se em seguida a PE-217 em direção a Venturosa (Fig. 2). O trecho mais rico com exposição de feições geomorfológicas controladas pela ocorrência do batólito fica entre as cidades de Alagoinha e Venturosa.

O acesso a Pedra Furada de Venturosa se dá através de estrada carroçável a 3,2 km a NE da cidade de Venturosa. Todavia o visitante já pode divisar o referido arco rochoso a partir da PE-217, quando se aproxima da cidade de Venturosa.

A área proposta para preservação do monumento natural está inserida entre as coordenadas geográficas de latitudes 8°34'5,30" S e 8°34'36,79" S e longitudes 36°49'17,59" W e 36°49'50,60" W. A poligonal, com aproximadamente 48 ha, está descrita no final do presente artigo. Dentro desta área encontra-se uma elevação com forma eliptica com altitude máxima de 713 m (ponto cotado). Esta área está localizada na folha topográfica SC-24-F-III (Folha Venturosa) na escala de 1:100.000, cujo mapa geológico foi elaborado por Silva Filho *et al.* (2008).



Figura 1 - Visão panorâmica E-W da Pedra Furada de Venturosa.

Figure 1 - E-W panoramic view of the Pedra Furada of Venturosa.



Figura 2 - Localização da Pedra Furada de Venturosa.

Figure 2 - Location of the Pedra Furada of Venturosa.

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Contexto Regional: O Batólito Alagoinha

• Geologia

O Sítio Pedra Furada de Venturosa localiza-se no Batólito Alagoinha que se relaciona à Província Borborema. Os principais compartimentos dessa provincia foram definidos por Brito Neves (1975), mais precisamente no chamado Dominio Meridional do qual faz parte o Terreno Pernambuco-Alagoas, imediatamente a sul da Zona de Cisalhamento Pernambuco Leste (ZCPE) ou, como é mais conhecido, do Lineamento Pernambuco. Esta última estrutura, em mapa aeromagnético delineia um alinhamento E-W, com cerca de 700 km (Oliveira, 2008) de extensão, o qual passa pela área estudada. A ZCPE é uma faixa de transcorrência com direção dominantemente E-W e sentido de movimentação dextral de idade brasiliana (*ca.* 550 Ma, Vauchez *et al.*, 1995) nucleada na borda sul do Batólito Caruaru-Arcoverde (Neves & Mariano, 1999; Mariano *et al.*, 2007). O batólito, de idade brasiliana (581 Ma; Mariano *et al.*, 2009), intrude gnaisses e migmatitos de idades neoproterozóicas e paleoproterozóicas e limita-se a norte com o Batólito Caruaru-Arcoverde, do qual está separado pela ZCPE (Fig. 3).

O Batólito Alagoinha é composto por quartzo monzonitos a granitos de textura inequigranular média a grossa, frequentemente porfirítica, associados a quartzo dioritos a dioritos. A associação entre estes dois tipos de rocha se deu no estágio magmático, com os magmas ácidos e básicos contemporâneos e com relações sugerindo que processos de *mingling* tenham sido importantes na formação deste batólito. Desta forma, é frequente a ocorrência de várias feições tais como: a) contatos lobados entre dioritos e granitos (Fig.4A); b) dioritos cortados por veios de composição granitica, desenvolvendo complexos venulados (Fig.4B); c) enclaves dioríticos com aprisionamento ou captura de megacristais de K-feldspato provenientes da rocha granítica (Fig.4C).

Em termos de geoquímica, o Batólito Alagoinha é metaluminoso a fracamente peraluminoso, classificado como da série shoshonítica a cálcio-alcalina de alto K (Mariano *et al.*, 2009).

Nos corpos deste tipo de associação magmática, comum no nordeste do Brasil, é frequente a ocorrência de cavidades com formas e tamanhos variados, denominadas vulgarmente de marmitas de gigantes. A toponímia Alagoinha (nome do município na porção central do batólito) decorre da existência de várias lagoas na região de ocorrência do batólito. Em vários locais estas depressões são utilizadas para armazenamento de água pela população local.

Nas rochas granitóides do Batólito ocorrem cacimbas, marmitas de gigantes e lagoas (daí, o nome Alagoinha). Nestas depressões podem ser encontrados fósseis da megafauna, tais como mamíferos pleistocênicos (Alves *et al.*, 2007). Os mais comuns são os fósseis da preguiça gigante, mamífero que chegava a atingir 6 metros de altura. Na região de Brejo da Madre de Deus, no Esta-

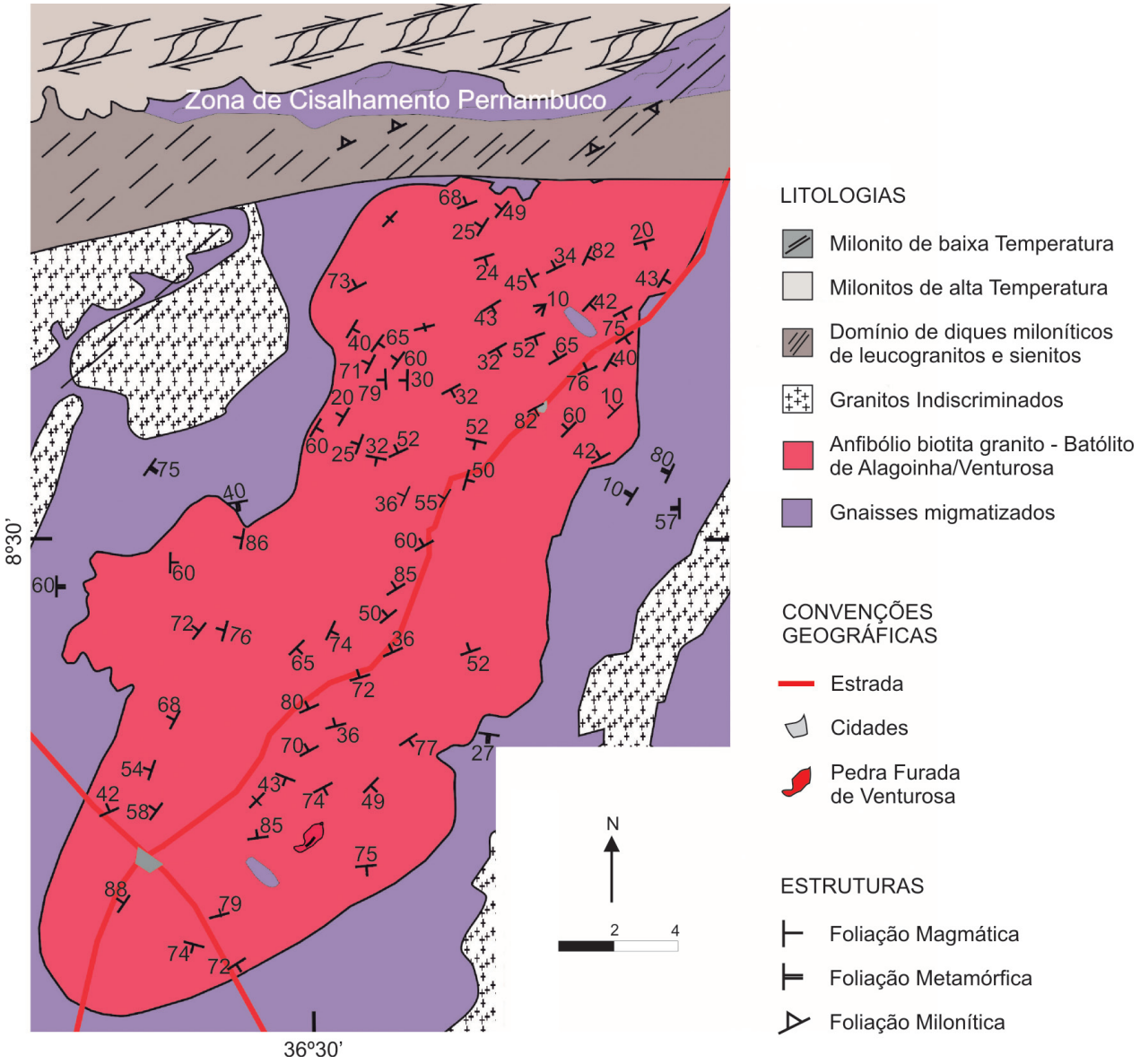


Figura 3 - Mapa geológico do Batólito Alagoinha (PE). Modificado de Mariano *et al*. (2009).

Figure 3 - Geologic map of the Alagoinha batholith (PE). Modified from Mariano *et al*. (2009).



Figura 4 - Aspectos de campo da interação entre dioritos e granitos, mostrando **(a)** Contatos irregulares e lobados; **(b)** Diorito com veios de composição granitica; **(c)** Cristais de K-feldspato aprisionados em enclaves dioriticos, com contatos bastante irregulares.

Figure 4 - Field aspects of the interaction between diorites and granites, showing **(a)** irregular and lobate contacts; **(b)** diorite with veins of granitic compositions; **(c)** K-feldspar crystals trapped into dioritic enclaves, with irregular contacts.

do de Pernambuco, a cerca de 100 km a NE do sítio da Pedra Furada, Silva *et al*. (2006) relatam a ocorrência de fósseis da megafauna em antigos tanques colmatados por sedimentos. A associação litológica de Brejo da Madre de Deus é identica à de Alagoinha. Segundo informações de moradores, existe ocorrência de ossos grandes em cacimbas e tanques na região de Alagoinha, mas não foram encontrados durante o trabalho de campo para elaboração desta proposta.

• **Feições Geomorfológicas**

O Batólito Alagoinha está inserido em dois domínios geomorfológicos: em sua maior parte, na Depressão do Baixo Rio São Francisco, onde predominam superfícies de aplainamento com relevos residuais isolados (*inselbergs*), e nas suas bordas norte e leste, o batólito está inserido no Planalto da Borborema, onde se destaca a sua escarpa ocidental, que faz contato com a referida depressão (IBGE, 1995) (Fig. 5-A). O trecho mais rico em exposição de feições geomorfológicas controladas pela ocorrência do batólito fica entre as cidades de Alagoinha e Venturosa. O clima presente nessa área, semi-árido, determina um intemperismo predominantemente físico, mas que no passado geológico foi dominado pela alternância entre períodos mais úmidos e períodos mais secos. Esse fato está marcado na paisagem atual, pela ocorrência de um grande número de blocos isolados, que indicam o intemperismo físico (alto gradiente de temperatura, provocando o fraturamento das rochas) e ao mesmo tempo, pelo grau de arredondamento dos mesmos, com a atuação do intemperismo químico através da esfoliação esferoidal ("casca de cebola"), formando matacões (*boulders).* Um ótimo exemplar desse tipo de bloco rochoso é a Pedra do Balão (Fig. 5-B), localizada no município de Venturosa, a cerca de 5 km na direção NW da Pedra Furada. Possui em torno de 100 toneladas e representa uma das feições mais belas da região com tais blocos desenvolvidos por esfoliação esferoidal em níveis subsuperficiais durante clima pretérito bem mais úmido.

O Sítio Arco Granítico da Pedra Furada de Venturosa

A feição geomorfológica mais marcante do Batólito Alagoinha é a Pedra Furada, representada por uma estrutura em arco granítico que apresenta juntas espaçadas paralelas à estrutura em arco, com um sistema de fraturas acentuado, que fica em cota topográfica de aproximadamente 700 m. Foi estimado, em trabalho de campo, um comprimento em torno de 270 m para a face superior do monumento e altura máxima, do topo à base, de aproximadamente 40 m (Fig. 6-A e 6-B). Trata-se de uma feição geomorfológica rara em rochas graníticas, encontrada em poucas localidades, a exemplo do *Yosemite National Park e Joshua Tree National Park*, nos Estados Unidos, e nas montanhas *Spitzkoppe*, no norte da Namíbia. Em geral, é mais comum a ocorrência de arcos em rochas areníticas.

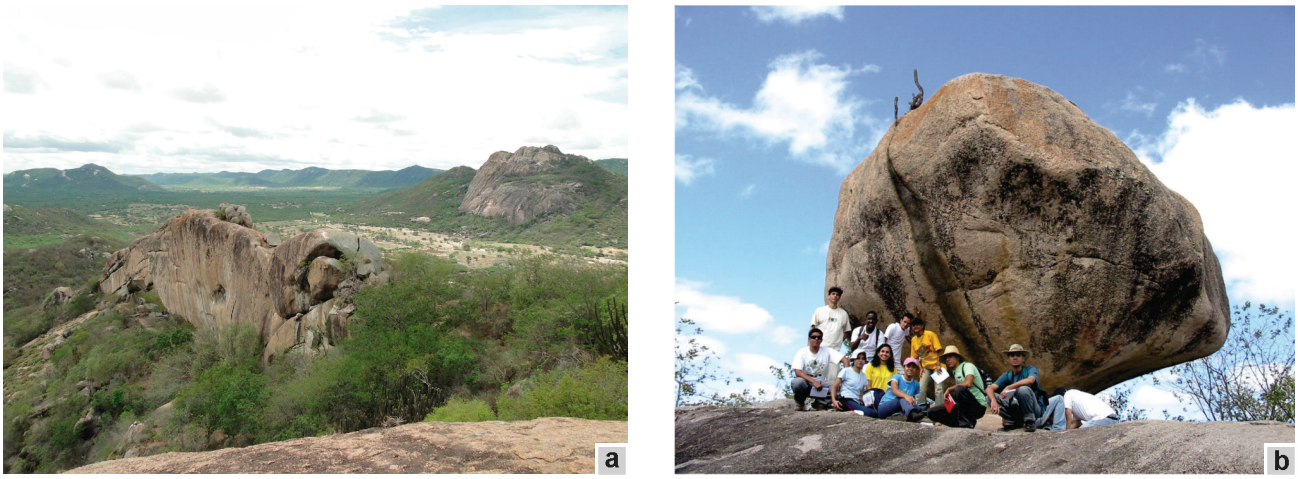


Figura 5 - (a) Vista do relevo regional a partir do arco da Pedra Furada (direção NE), apresentando três compartimentos distintos: Superfície de Aplainamento no centro da foto por trás do arco, Inselberg (relevo residual) à direita e Escarpa Ocidental do Planalto da Borborema (localmente denominada de Serra do Buco); **(b)** A esfoliação esferoidal no Batólito Alagoinha resulta em feições morfológicas do tipo *boulder*, a exemplo da Pedra Balão com aproximadamente 100 t.

Figure 5 - (a) View of the regional relief from the arch of Pedra Furada (direction NE), presenting three different compartments: Surface of Leveling in the center of the picture on the back of arch, Inselberg (residual relief) to the right and Western Scarp of the Borborema Plateau (locally known as Serra do Buco); **(b)** Spherical exfoliation of the Alagoinha batholiths results in morphologic features of *boulder* type like the Pedra Balão with approximately 100 tons.

O arco granítico e a área no seu entorno de 5 hectares constituem o Parque da Pedra Furada, criado pela Prefeitura da Cidade de Venturosa, em 1987. A regulamentação do parque foi feita pela Lei Municipal nº 633/2009 que criou naquela área uma Unidade de Conservação, na categoria Monumento Natural (Fig. 7-A). A escada de pedras (com 360 degraus), que dá acesso àquele monumento, foi construída utilizando as rochas graníticas do local, facilitando a subida de pedestres até a base do arco (Fig. 7–B)



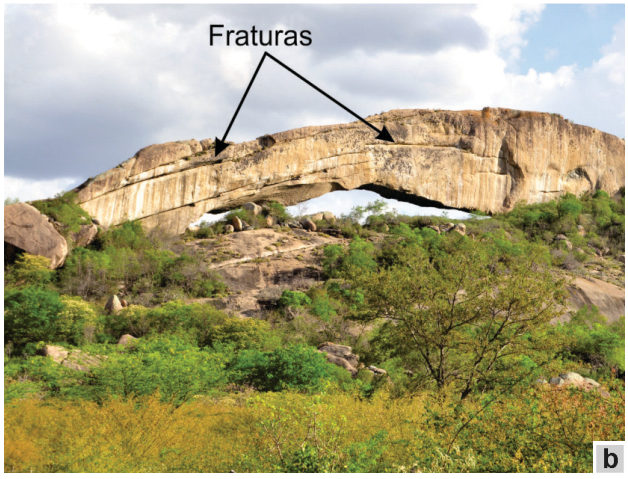


Figura 6 - (a) Vista frontal do arco da Pedra Furada de Venturosa; **(b)** O arco apresenta um sistema de fraturas de alívio de carga e blocos desmoronados na base.
Fotografias: Thaís Guimarães.

Figure 6 - (a) Frontal view of the Pedra Furada of Venturosa arch. **(b)** The arch presents a system of fractures of load relief and blocks collapsed at the base. Pictures: Thaís Guimarães.





Figura 7 - (a) Portão de entrada do Parque da Pedra Furada; **(b)** Escada de acesso ao monumento da Pedra Furada de Venturosa. Fotografias: Thaís Guimarães.

Figure 7 - (a) Entrance gate to the Pedra Furada Park. **(b)** Access stairway to the Pedra Furada of Venturosa monument. Pictures: Thaís Guimarães.

- **Gênese do Arco Granítico**

No Batólito de Alagoinha foram identificados dois domínios litológicos principais: um félsico dominante, composto por quartzo monzonitos a granitos, com fenocristais porfiríticos de K-feldspato; e um segundo, máfico, constituído por hornblenda-biotita diorito a quartzo dioritos. As rochas quartzo monzoníticas e graníticas, do domínio félsico,apresentam K-feldspato, plagioclásio, quartzo (até 30%) e em menores concentrações biotita, hornblenda e minerais acessórios (titanita, zircão e minerais opacos), ou seja, compostos dominantemente por minerais mais resistentes a erosão. As fácies dioríticas são ricas em biotita, hornblenda, e plagioclásio com quartzo subordinado (<5%). As fácies dioríticas, ora aparecem como enclaves desde centi-decimétricos, por vezes evidenciando orientação de fluxo magmático, variavelmente com captura de fenocristais de K-feldspato da hospedeira granítica (Figuras 4 e 8), ora aparecem

megaenclaves (métricos)e/ou bolsões. Diques de diorito sin-plutônicos são comuns. As evidencias de campo mostram que estes domínios litológicos interagiram através de processos de coexistência e mistura mecânica, *mingling*, entre o magma de composição granítica potássica, predominante, e aquele de composição diorítica. Como as fácies dioríticas são mais facilmente intemperisáveis e erodidas em relação às rochas graníticas, os locais onde havia tais enclaves coincidem exatamente onde hoje há um vazio. Estas diferenças de susceptibilidade à erosão, muito provavelmente representam a principal causa da formação do arco no granito (Fig. 9-A).



Figura 8 - Granito cinza de granulação grossa do Batólito Alagoinha com enclaves de composição diorítica e forma alongada, sugerindo fluxo magmático.

Figure 8 - Coarse grained gray granite of the Alagoinha batholith showing elongated dioritic enclaves suggesting magma flow.

Desta forma, o processo inicial de formação do arco se deu por erosão diferencial, isto é, o processo erosivo foi controlado por intemperismos físico e químico, atuando em materiais com comportamentos reológicos distintos. Devido à erosão de um megaenclave, de rocha de composição diorítica, a rocha granítica hospedeira ficou com um grande espaço vazio, com um formato de bolsão alongado na direção de fluxo, sugerida por um conjunto de enclaves alongados com mesma orientação.

A ocorrência de um enclave dioritico pode ser vista na parte NE do arco (Fig. 10 - A e B). Estima-se que este enclave, levemente alongado, tenha em torno de 10 m de comprimento. É possivel ver no detalhe (Fig. 10-B) que a área ocupada pelo enclave encontra-se em uma depressão, evidenciando um processo parcial de erosão diferencial. Este processo de erosão associado ao desenvolvimento de um sistema de fraturas sub-horizontais controladas principalmente por alívio de

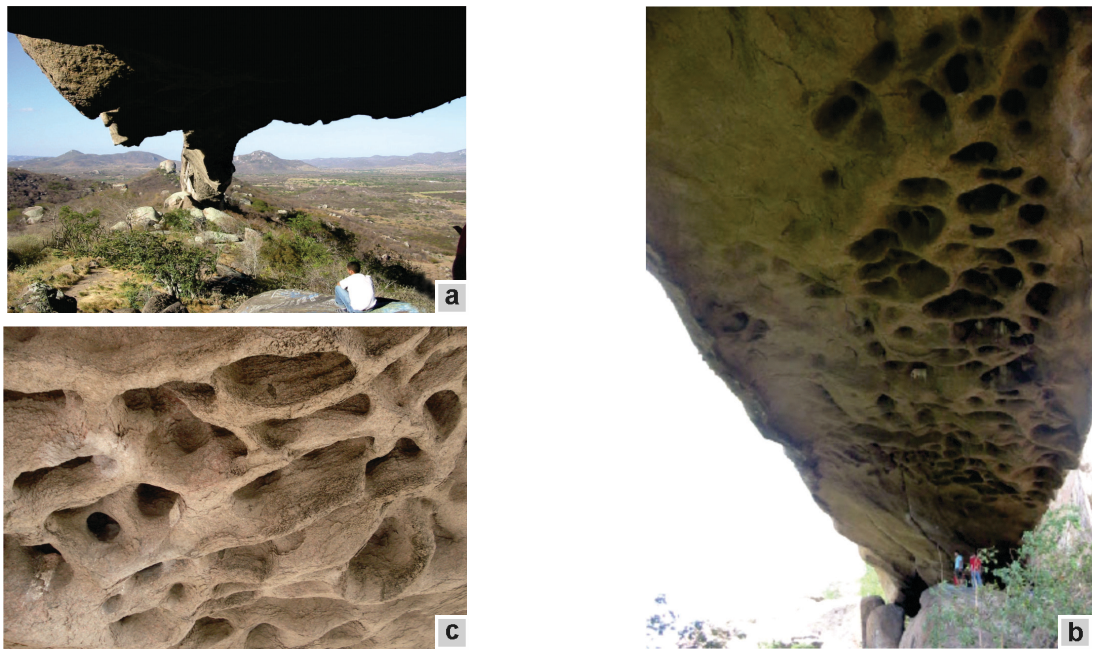


Figura 9 - (a) Vista do arco da extremidade NE em direção à extremidade SW. É importante observar a quantidade de blocos caídos do arco. **(b)** Extremidade NE do arco com estruturas alveolares/elípticas de tamanhos variados. **(c)** Detalhe das estruturas alveolares/elípticas, possivelmente resultantes de erosão diferencial de um enxame de enclaves de composição diorítica. Fotografias: Thaís Guimarães.

Figure 9 - (a) Northeastern view of the arch in direction to its southeastern extremity. It is important to notice the quantity of blocks that fall from the arch. **(b)** Northeastern extremity of the arch showing rounded to elliptical structures with variable sizes. **(c)** Detail of the rounded to elliptical structures, probably developed by differential erosion of a swarm of enclaves with dioritic composition. Pictures: Thaís Guimarães.

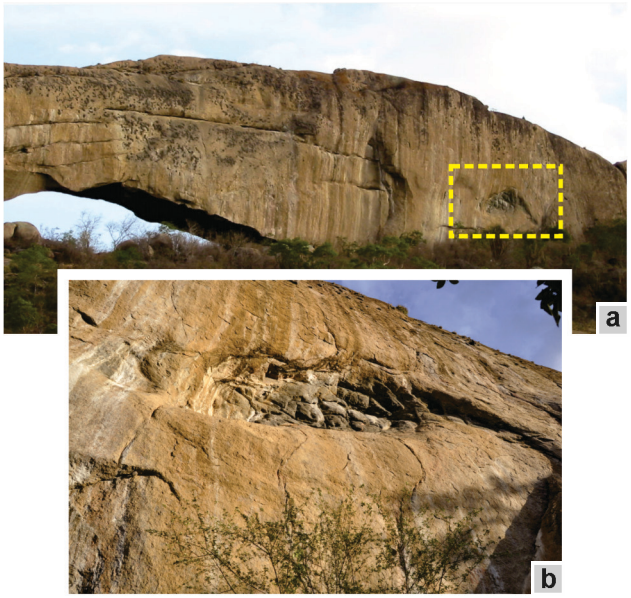


Figura 10 - (a) Enclave diorítico na porção NE do arco, alongado subparalelamente à superfície de fluxo; **(b)** Detalhe do enclave mostrando de forma clara a erosão diferencial entre este e o granito. Fotografias: Thaís Guimarães.

Figure 10 - (a) Dioritic enclave in the northeastern portion of the arch, elongated mostly parallel to flow surface; **(b)** Detail of the enclave showing differential erosion between the enclave and the granite. Pictures: Thaís Guimarães.

carga, e possivelmente associadas às estruturas primárias de fluxo magmático, deu início à formação do arco. Fraturas controladas por alívio de carga são desenvolvidas quando o pacote de rochas que estava sobre o granito foi removido por erosão. A remoção da carga sobre o granito promove um alívio das tensões e o desenvolvimento de um sistema de fraturas sub-horizontais (Fig. 11-A, B e C) aproveitando as superfícies de fluxo magmático. Este sistema de fraturas favoreceu a queda de blocos por gravidade (Fig. 11-D e E). É possível identificar blocos fraturados e passíveis de queda por gravidade (Fig. 11-B e C). Provavelmente a associação destes tres fatores: a) erosão diferencial de enclaves dioriticos; b) desenvolvimento de um sistema de fraturas sub-horizontais causadas por alívio de tensões combinadas a zonas de fraqueza que seriam as superfícies de fluxo; e c) queda de blocos por ação da gravidade, sejam reponsáveis pelo desenvolvimento do arco. Esta, portanto é uma das causas auxiliares para o desenvolvimento do arco: blocos mais resistentes, graníticos, limitados acima por superfícies magmáticas primárias, associadas a fraturas, tombados por gravidade devido à falta de sustentação no teto.

Na porção interna do arco, na extremidade NE, observa-se uma grande quantidade de estruturas erosionais alveolares de tamanhos e formas variáveis (*tafoni*)

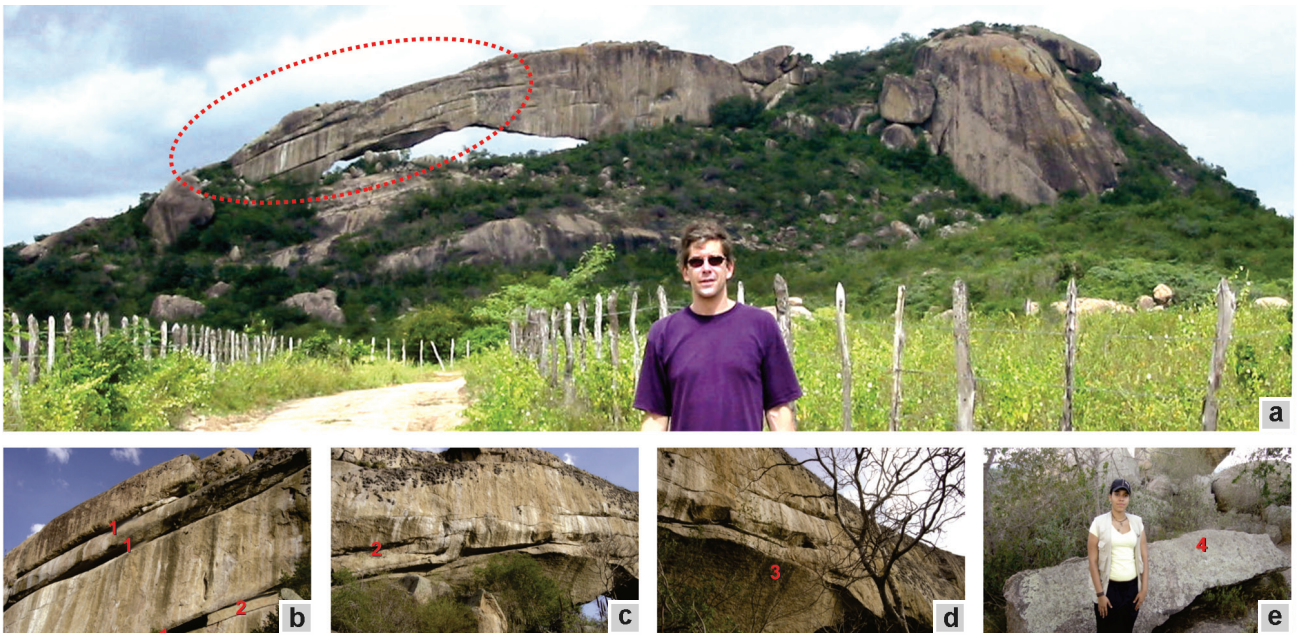


Figura 11 - (a) Visão frontal do arco granítico, com porção circulada em vermelho mostrando a área de maior concentração de fraturas sub-horizontais desenvolvidas por alívio de carga, coincidente com uma foliação de fluxo; **(b – c)** Detalhe das fraturas abertas sub-horizontais de alívio de carga (1); dentro dos planos de fraturas de alívio é possivel observar blocos desmembrados (2); **(d)** Os planos de fratura na extremidade SW do arco (3) testemunham a queda de blocos por gravidade; **(e)** Blocos com tamanhos variáveis (métricos) são encontrados caídos ou tombados na base do arco (4).

Figure 11 - (a) Frontal view of the granitic arch, red circle shows the area of greater concentration of sub-horizontal fractures developed by weight relief; **(b – c)** Detail of the load relief sub-horizontal fractures (1); within the plans of fractures of relief is possible to observe loose blocks (2); **(d)** Fracture planes at the southwestern extremity of the arch (3) witness the fall of blocks controlled by gravity; **(e)** Blocks with variable sizes (metric) are found fallen or toppled at the base of the arch.

(Fig. 9–B e C). Esse tipo de estrutura deve ter sido formado pela erosão de uma série orientada de enclaves de composição diorítica. "Enxames de enclaves" (*enclave swarms*) são muito comuns em granitóides cuja gênese é atribuída a uma forte influência de processos de mistura mecânica de magmas.

• **Pinturas Rupestres**

Na Pedra Furada de Venturosa se encontram gravadas nas paredes do arco, pinturas rupestres da Tradição Agreste representando caçadas, animais e figuras humanas, que o caracteriza também como um Sítio Arqueológico. A Tradição Agreste de arte rupestre tem como característica grafismos de grande tamanho se comparados à Tradição Nordeste (Proença, 2008).

Devido às dimensões deste arco ele deve ter sido utilizado como abrigo pelos habitantes pré-históricos que ali viveram, já que uma característica desses abrigos é a existência de tais grafismos. Na porção NE do arco encontra-se um painel de pinturas rupestres, que infelizmente está parcialmente destruido por pichações (Fig. 12-A e B).

Não é objetivo deste trabalho detalhar o tipo de pinturas rupestres, nem discutir sobre a idade das mesmas, mas apenas ressaltar o efeito danoso de um turismo não orientado, onde os visitantes não recebem informações corretas sobre a importância das feições que estão sendo observadas.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Situação Atual do Sítio e Vulnerabilidades

A criação do Parque da Pedra Furada, em 2009, por parte da Prefeitura de Venturosa, não foi acompanhada por um plano de manejo que se adeque às necessidades de proteção que aquele monumento natural exige. O acesso ao mesmo é feito sem controle, favorecendo a depredação de um patrimônio natural de rara beleza.

O parque carece de medidas de proteção urgentes para controle do acesso. Visitantes, sem o devido acompanhamento de guias, fazem pichações nas paredes rochosas com pinturas rupestres (Fig. 12-A e B), danificando-as de forma permanente. A falta de orientação e de visitas guiadas também favorecem o descaso com relação ao lixo: são encontradas garrafas plásticas e latas de refrigerante e cerveja, além de resíduos de fogueiras feitas por visitantes.

Geoturismo e Potencial Turístico da Região

A cidade mais próxima da área do arco da Pedra Furada é Venturosa (8 km), que não conta com uma infraestrutura turística. Por outro lado, nas cidades de Pesqueira (34 km) e Arcoverde (38 km), existe uma considerável base turística, tendo diversos hotéis com boas condições de acomodação e várias opções de bares e restaurantes, além de um comércio bem estruturado.

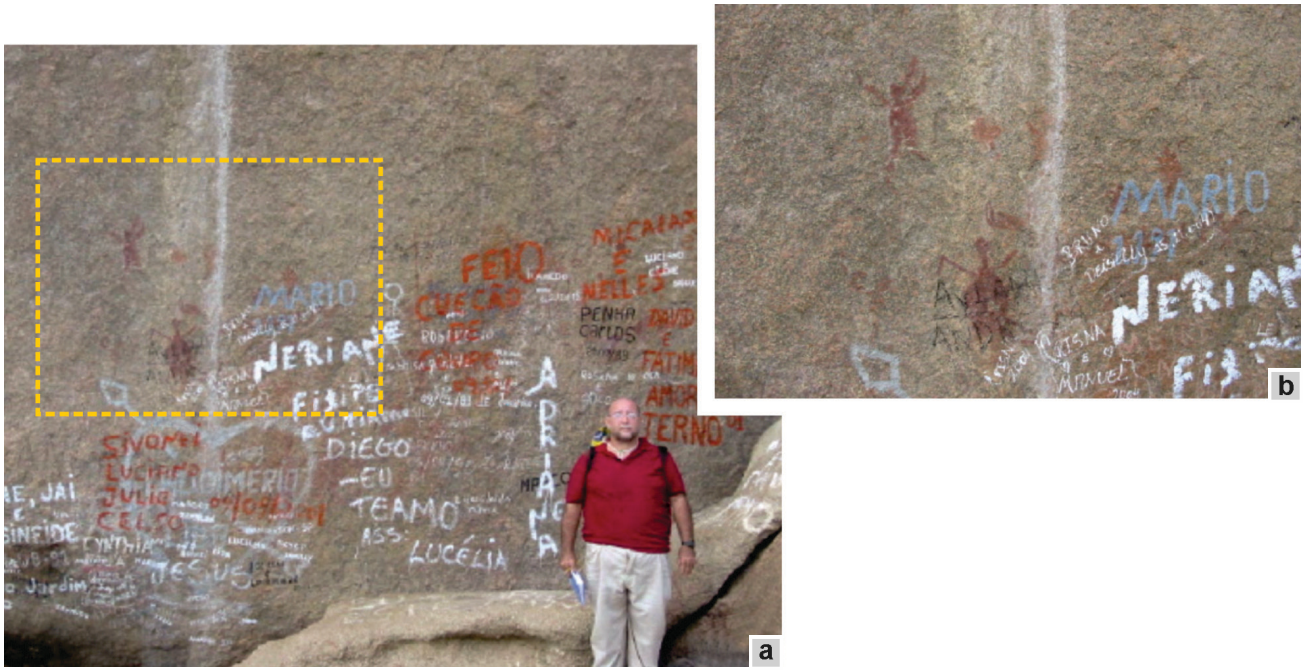


Figura 12 - (a) Painel com pinturas rupestres na porção NE do arco da Pedra Furada, parcialmente destruído por vandalismo. **(b)** Detalhe das pinturas rupestres.

Figure 12 - (a) Partially destroyed rock paintings in the northeastern portion of the Pedra Furada arch. **(b)** Detail of the rock paintings.

O município de Pesqueira apresenta uma particularidade relevante: o turismo religioso com santuários que atrai peregrinos de várias partes do Nordeste. Estão localizados na sede municipal e no distrito de Cimbres, este encravado no alto do Planalto da Borborema. Conta, também, com um artesanato em renda, a Renascença, introduzido no Brasil por freiras européias. É um produto muito apreciado pelos turistas, além de ser exportado para outros estados do Brasil e para o exterior.

A cidade de Arcoverde, "porta de entrada" do sertão pernambucano, tem como principal atrativo as suas festas juninas, que acontecem durante todo o mês de junho, onde se apresentam inúmeros grupos representativos da cultura regional.

Já o município de Buíque (a 59 km da Pedra Furada) tem um dos principais atrativos geoturísticos de Pernambuco: o Parque Nacional do Catimbau. Nesta região, caracterizada pela ocorrência de rochas sedimentares (arenitos e siltitos) pertencentes à Bacia do Jatobá, há feições geológicas e geomorfológicas de grande beleza, além de importantes sítios arqueológicos (pinturas rupestres), que estão em fase de estudo para a proposta de criação do Geoparque Catimbau – Pedra Furada. A referida proposta compreende uma área de 3.800 km² que abrange os municípios de Buique, Tupanatinga, Ibimirim, Arcoverde, Pedra, Venturosa, Alagoinha e Pesqueira, no Estado de Pernambuco. O sítio da Pedra Furada é um dos 29 geossítios inventariados para a referida proposta.

Sugestões dos Autores

Ao apresentarmos nossas conclusões sobre a formação do arco granítico da Pedra Furada de Venturosa, uma rara feição geológico-geomorfológica no Brasil, temos o intuito de dar ao geoturismo uma vertente de entendimento da morfologia observada do ponto de vista científico. O turista deixa de ser um mero observador para inteirar-se de como aquela determinada feição se formou e como pode ser preservada.

O conhecimento da geologia da região é muito importante para a construção de um turismo de base sustentável, não só da Pedra Furada de Venturosa, mas da região onde ela está localizada. A formação e treinamento de guias para difundir esse conhecimento são de fundamental importância, além da implantação de um plano de manejo que garanta a correta apreciação daquele monumento pelos visitantes. Guias bem qualificados terão condições de explicar como as rochas e feições geomorfológicas se formaram e a importância da sua preservação para as gerações futuras.

O potencial turístico que a região já possui precisa ser integrado de forma que o visitante tenha várias possibilidades de passeios. Desde passeios que envolvam curiosidades sobre a geologia da região, pinturas rupestres, ocorrência de fósseis da megafauna, ao turismo de aventura em trilhas com cascatas, escaladas e outras atividades. Uma gestão integrada dos recursos naturais a serem preservados e a infraestrutura turística existente na região, ou que por ventura venha a ser implementada, devem almejar um desenvolvimento sustentável, onde a população local se benificie com alternativas de inserção econômica no contexto do geoturismo.

AGRADECIMENTOS

Gostaríamos de agradecer à doutoranda em Geociências na UFPE, Thais Guimarães, que nos cedeu algumas fotos para a ilustração deste trabalho.

REFERÊNCIAS

Alves, R.S.; Barreto, A.M.F.; Borges, L.E.P. & Farias, C.C. 2007. Aspectos tafonômicos no depósito de mamíferos pleistocênicos de Brejo da Madre de Deus, Pernambuco. Estudos Geológicos, 17:114-122.

Brito Neves, B. B. de. 1975. Regionalização geotectônica do Pré-cambriano Nordestino. São Paulo, 1975. 198p. il. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo.

IBGE. 1995. Mapa Geomorfológico do Brasil (escala 1:5.000.000), IBGE, Rio de Janeiro.

Mariano, G. 1989. Magma mixing origin of a potassiccalc-alkaline plúton: the Itaporanga batholith, State of Paraíba, northeastern Brazil. 1989. 180 f. Tese (Doutorado) - Universidade da Georgia, Geórgia.

Mariano, G.; Silva, J. M. R.; Correia, P. B.; Neves, S. P.; Cabral, A. F.;Silva, F. M J. V.; Chagas, I. T; Miranda, T. S.;Oliveira, S. F.; Freire, B. S. 2007. Belo Jardim. Folha SC.24-X-B-III. Estado de Pernambuco. Escala 1:100.000. Geologia e Metalogênese. Recife: CPRM. 1 CD-ROM.

Mariano,G.; Correia,P.B.;Neves,S.P.; Silva Filho,A.F. 2009. The high-K calc-alkaline Alagoinha pluton (northeastern Brazil): anisotropy of magnetic susceptibility, geochemistry, emplacement setting, and implications for the evolution of the Borborema Province. International Geology Review, 51(6):502-519.

Neves,S.P.; Mariano,G. 1999. Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system:ThePernambuco lineament, northeastern Brazil. JournalofStructuralGeology, 21: 1369-1383.

Oliveira, R. G. Arcabouço geofísico isostasia e causas do magmatismo cenozóico da Provincia Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil). Natal, 2008. 411 p. Tese (Doutorado em Geodinâmica e Geofisica)-Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Natal.

Proença, A. L. 2008. Onde viviam aqueles que aqui passaram? Proposta Interpretativa para as Ocupações Pré-coloniais no Agreste Pernambucano. Dissertação de mestrado. Recife: UFPE. 165p.

Silva Filho,A.F.; Luna,E.B.; Gomes,H.A.;Silva,J.M.R.; Osako,L.S. 2008. Mapa geológico da Folha Venturosa na escala 1:100.00. Contrato CPRM-UFPE.

Silva,F.M.;Alves,R.S.; Barreto,A.M.F.; Sá,F.B.; Silva,A.C.B.L. 2006. A megafauna pleistocênica do Estado de Pernambuco. Estudos Geológicos, 16(2): 55-66.

Vauchez,A.; Neves,S.P.; Caby,R.; Corsini,M.; Egydio-Silva,M.; Arthaud,M.; Amaro,V. 1995. The Borborema shear zone system NE Brazil. Journal of South American Earth Science,.8(3-4): 247-266.

*Publicado na Internet em 01/07/2013 no endereço http://sigep.cprm.gov.br/sitio063/sitio063.pdf

[1] Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco;

[2] CPRM-Serviço Geológico do Brasil

agm@ufpe.br; bpaulobc@ufpe.br; crogerio.ferreira@cprm.gov.br; dana.accioly@cprm.gov.br



GORKI MARIANO

Graduado em Geologia pela Universidade Federal de Pernambuco em 1981, mestre em ciências (M Sc)em 1984 e Doutor (Ph D) em 1988 pela universidade da Georgia-Athens –Estados Unidos. Ingressou no departamento de Geologia da UFPE em 1989. Membro do grupo de pesquisa TECMA- UFPE (tectônica e magmatismo na provóncia Borborema); bolsista em produtividade do CNPq nível 2. Tem desenvolvido trabalhos com geoquímica, geologia estrutural e geofísica (ASM) em rochas graníticas e mais recentemente com geoturismo.



PAULO DE BARROS CORREIA

Graduado em Geologia pela universidade Federal de Pernambuco em 1977; mestre em geociências pela mesma instituição em 1985 e doutor em geofísica pela Universidade de São Paulo (USP) em 1994. Ingressou no Departamento de Engenharia de Minas da UFPE em 1988, é membro do Departamento de Geologia da UFPE desde 1994. Membro do grupo de pesquisa TECMA (tectônica e magmatismo na provóncia Borborema). Tem desenvolvido trabalhos em geofísca com ênfase na aplicação da técnica de Anisotropia de Susceptibilidade Magnética em rochas graníticas e magnetometria.



ROGÉRIO VALENÇA FERREIRA

Graduado em Geografia pela Universidade Federal de Pernambuco (1993), com especialização em Cartografia Aplicada ao Geoprocessamento pela Universidade Federal de Pernambuco (1994), mestrado em Geociências pela Universidade Federal de Pernambuco (1999) e doutorado em Geociências pela Universidade Federal de Pernambuco (2008). Trabalhou no período de 1992 a 2002 no DNPM – Departamento de Produção Mineral, onde atuou na área de geoprocessamento. Ingressou na CPRM – Serviço Geológico do Brasil em 2002, onde participou do Projeto Sistema de Informações Geoambientais da Região Metropolitana do Recife. Coordenador regional do Projeto Geoparques na área de atuação da Superintendência Regional do Recife (SUREG-RE). Membro da equipe do Projeto Geodiversidade do Brasil e do Projeto Mapas de Suscetibilidade a Movimentos de Massa, Enchentes e Inundações, onde trabalha com o tema geomorfologia. Suas principais áreas de atuação: geomorfologia e conservação do patrimônio geológico-geomorfológico.

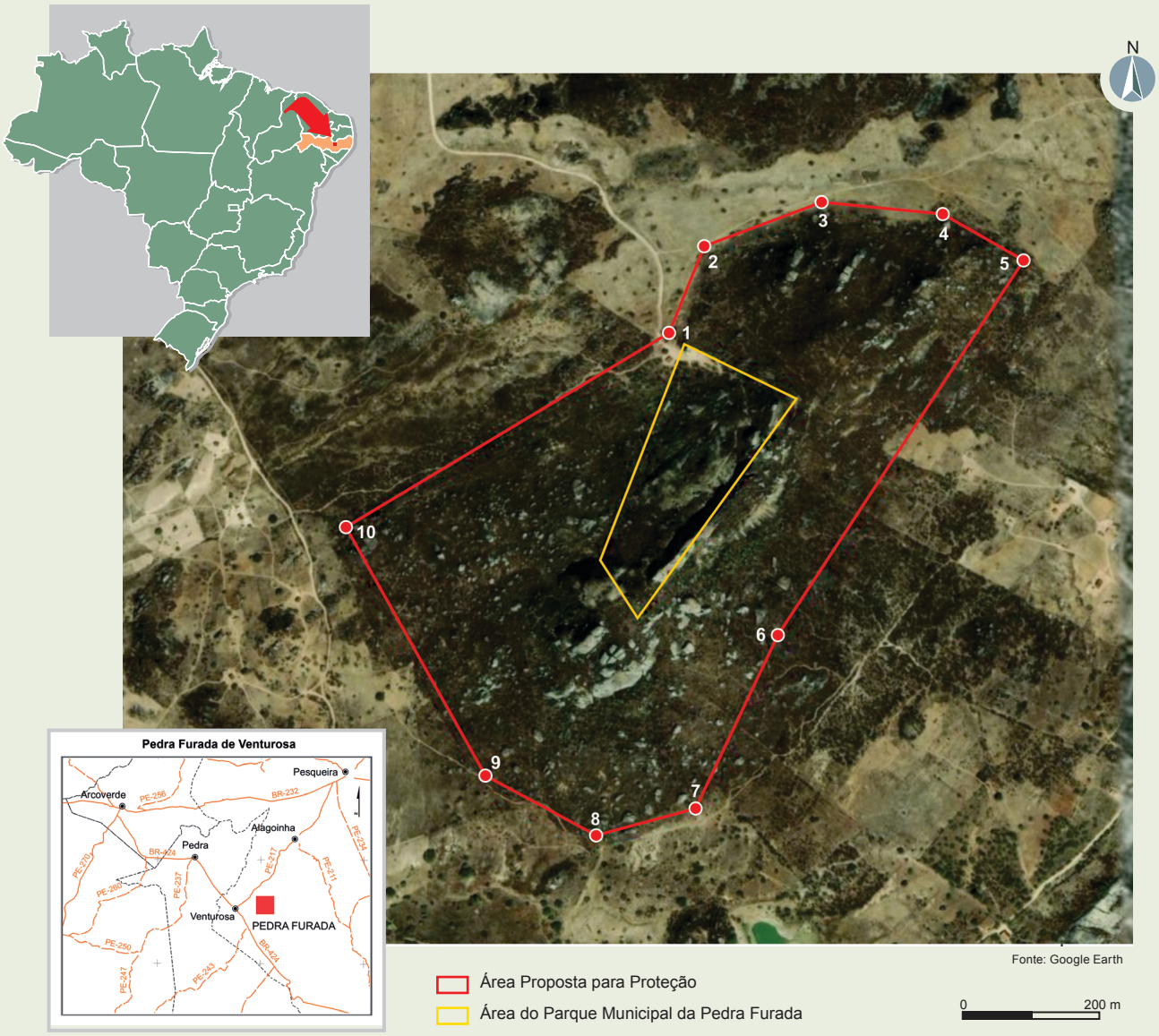


ANA CLAUDIA DE AGUIAR ACCIOLY

Graduada em Geologia pela Universidade Federal de Pernambuco (UFPE, 1989), possui mestrado em Geociências pela Universidade Federal de Pernambuco (UFPE, 1993) e doutorado em Geociências (Geoquímica e Geotectônica) pela Universidade de São Paulo (USP, 2001) com estágio de doutoramento na Itália (Universita de glistudi di Pavia, 1998). É geóloga, pesquisadora em geociências, da CPRM-Serviço Geológico do Brasil- chefe de projetos de Mapeamento Geológico da Província Borborema, Nordeste Brasileiro. Tem experiência na área de Geociências, atuando principalmente nos seguintes temas: petrologia, geoquímica, geologia regional, geologia isotópica, metamorfismo, cartografia geológica e geologia ambiental. A produção científica inclui mais de dez trabalhos completos em periódicos e boletins internacionais e nacionais, capítulo de livro, mais de 30 trabalhos em congressos e simpósios nacionais e internacionais, produção técnica indexada na área de geologia e geologia ambiental e duas participações em banca de monografia e duas de mestrado, sendo de uma delas co-orientadora.

SIGEP 063 - PEDRA FURADA DE VENTUROSA, PE

PROPOSTA DA ÁREA DE PROTEÇÃO



VÉRTICE	COORDENADAS GEOGRÁFICAS	
1	8°34'12,44"S	36°49'35,26"W
2	8°34'7,90"S	36°49'33,61"W
3	8°34'5,30"S	36°49'27,88"W
4	8°34'5,72"S	36°49'21,66"W
5	8°34'8,10"S	36°49'17,59"W

VÉRTICE	COORDENADAS GEOGRÁFICAS	
6	8°34'27,00"S	36°4'29,29"W
7	8°34'35,30"S	36°49'32,90"W
8	8°34'36,80"S	36°49'37,54"W
9	8°34'34,25"S	36°49'42,88"W
10	8°34'22,90"S	36°49'50,60"W

Polígono da área de proteção proposto por: Gorki Mariano (gm@ufpe.br);
Paulo de Barros Correia (paulobc@ufpe.br); Rogério Valença Ferreira (rogério.ferreira@cprm.gov.br);
Ana Cláudia de Aguiar Accioly (ana.accioly@cprm.gov.br)

Data da proposta:03/06/2013

Parte

3

Sítios da História da Geologia, da Paleontologia e da Mineração

Estromatólitos de Nova Campina e Itapeva, SP

Primeiros estromatólitos descritos na América do Sul

SIGEP 049*

William Sallun Filho[1]
Thomas Rich Fairchild[2]
Fernando Flávio Marques de Almeida *(in memoriam)*
Daniel Rodrigues de França[3]

Resumo - Estromatólitos são estruturas biossedimentares que ocorrem desde o Arqueano até hoje, sendo mais abundantes em rochas carbonáticas do Proterozoico (2.500 a 1.000 milhões de anos atrás). No Brasil ocorrem em diversas unidades proterozoicas, principalmente no Cráton do São Francisco e nas faixas dobradas associadas, bem como nas faixas Paraguai e Ribeira. No Grupo Itaiacoca (Faixa Ribeira), na região de Nova Campina e Itapeva, sul do Estado de São Paulo, foram os primeiros fósseis pré-cambrianos descritos no Brasil e na América do Sul, por Fernando Flávio Marques de Almeida em 1944. Até hoje representam os fósseis mais antigos no Estado de São Paulo. Nessa região são conhecidas nove ocorrências de estromatólitos, das quais as três mais representativas das diversas formas no Grupo Itaiacoca foram eleitas para descrição, uma designada o afloramento principal e duas, afloramentos de referência. Nenhuma ocorrência de estromatólito na região encontra-se protegida atualmente. Ao contrário, praticamente todas se situam em áreas ativas de mineração de calcário e dolomito, ou em áreas requeridas para mineração. Algumas áreas encontram-se em risco de degradação ou até de desaparecimento. Esforços de preservação estão sendo desenvolvidos, em parceria com a prefeitura de Nova Campina e a empresa proprietária do local do sítio principal, para tomar as medidas necessárias para a conservação e a manutenção do sítio.

Palavras-chave: estromatólito; Grupo Itaiacoca; Pré-Cambriano; Proterozoico

Stromatolites from Nova Campina and Itapeva, State of São Paulo State, Brazil – First stromatolites described in South America

Abstract - Stromatolites are biosedimentary structures that are found from the Archean to the present and which reached their greatest abundance in the Proterozoic (2,500 to 1,000 million years ago). In Brazil they occur in various Proterozoic units, principally on the São Francisco Craton and in associated fold belts, as well as in the Paraguay and Ribeira belts. In the Itaiacoca Group (Ribeira Belt) in the region of Nova Campina and Itapeva, southern São Paulo, they were the first Precambrian fossils to be described in Brazil and in South America in 1944 by Fernando Flávio Marques de Almeida. They remain the oldest fossils known in the state of São Paulo. In this region there are nine occurrences of stromatolites, of which the three most representative of the diverse forms present in the Itaiacoca Group were selected for description, one being designated as the principal outcrop and two others as reference outcrops. None of the stromatolite localities is presently protected. On the contrary, practically all are situated in areas of active mining for limestone and dolostone or in areas that have been requested for future exploitation. Some of these áreas are in danger of degradation or even of disappearing. Efforts to preserve them, however, are being made in partnership with the prefecture of Nova Campina and the company that owns the land where the principal outcrop is located in order to take the necessary steps to ensure conservation and maintenance of this site.

Key words: stromatolite; Itaiacoca Group; Precambrian; Proterozoic

INTRODUÇÃO

Estromatólitos são estruturas biossedimentares originadas por atividade microbiana que ocorrem desde o Arqueano até hoje, sendo mais abundantes nas sequências carbonáticas proterozoicas.

Os primeiros estromatólitos foram descritos na primeira parte do século 19, mas o termo só foi criado no início do século 20 a partir das palavras gregas *stroma* (manta, tapete) e *lithos* (pedra). Os estromatólitos estão entre as mais antigas evidências de vida em nosso planeta.

No Brasil ocorrem em diversas unidades proterozoicas, principalmente no Cráton do São Francisco e nas faixas dobradas associadas a este cráton, bem como nas faixas Paraguai e Ribeira.

Nos estados de São Paulo e Paraná, o Grupo Itaiacoca apresenta importantes ocorrências de estromatólitos proterozoicos e, portanto, de registros da vida pré-cambriana do Brasil. Na região de Nova Campina e Itapeva, no sul do Estado de São Paulo, situam-se diversas localidades clássicas de estromatólitos no Grupo Itaiacoca, alvos de vários estudos. Estes estudos iniciaram em 1944, quando Fernando Flávio Marques de Almeida descreveu, pela primeira vez, um fóssil pré-cambriano no Brasil e possivelmente na América do Sul (Fig. 1). No Estado de São Paulo representam os fósseis mais antigos já encontrados até hoje.

Nenhum dos locais de ocorrência de estromatólitos no Grupo Itaiacoca está protegido. Ao contrário, situam-se em grande parte em área de mineração de calcário para cal e cimento. Algumas áreas encontram-se em risco de degradação e outras até de desaparecimento.

O objetivo deste trabalho é apresentar três afloramentos que precisam ser protegidos, dentre os diversos existentes. Propõe-se para o afloramento principal, situado próximo à cidade de Nova Campina, uma proteção mais efetiva, por sua importância histórica, pois é um dos locais onde Almeida descreveu estromatólitos em 1944, e por situar-se em local de fácil acesso, fora de área de mineração.

LOCALIZAÇÃO

Os três afloramentos do sítio localizam-se nos municípios de Nova Campina e Itapeva, sul do Estado de São Paulo, a cerca de 350 km da capital (Fig. 2). O acesso é feito pela rodovia Presidente Castelo Branco (SP-280) até Tatuí, tomando-se a rodovia SP-127 até Capão Bonito e, depois, a rodovia SP-258 até Itapeva. Na região foram descritas nove ocorrências de estromatólitos (Sallun Filho, 1999). Aqui são selecionadas para preservação as três ocorrências mais representativas (Fig. 3 e 4) das formas distintas de estromatólitos presentes no Grupo Itaiacoca, na região, e por estarem próximos entre si. Uma delas foi eleita o afloramento principal, onde a preservação deverá se dar de forma mais efetiva, e os outros dois são afloramentos de referência, que, também, deverão ser preservados, pelo menos em parte.



Figura 1 - "Collenia Itapevensis". Reprodução da Figura I, Estampa IV de Almeida (1944).
Figure 1 - "*Collenia Itapevensis*". Reproduction of Figure I, Plate IV of Almeida (1944).

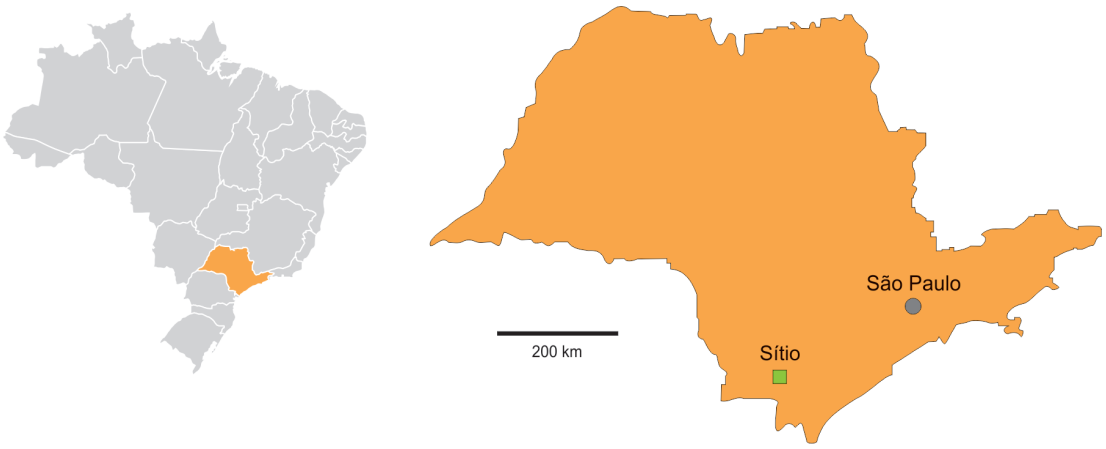


Figura 2 - Localização da área no Estado de São Paulo.
Figure 2 - Location of the area in the state of São Paulo.

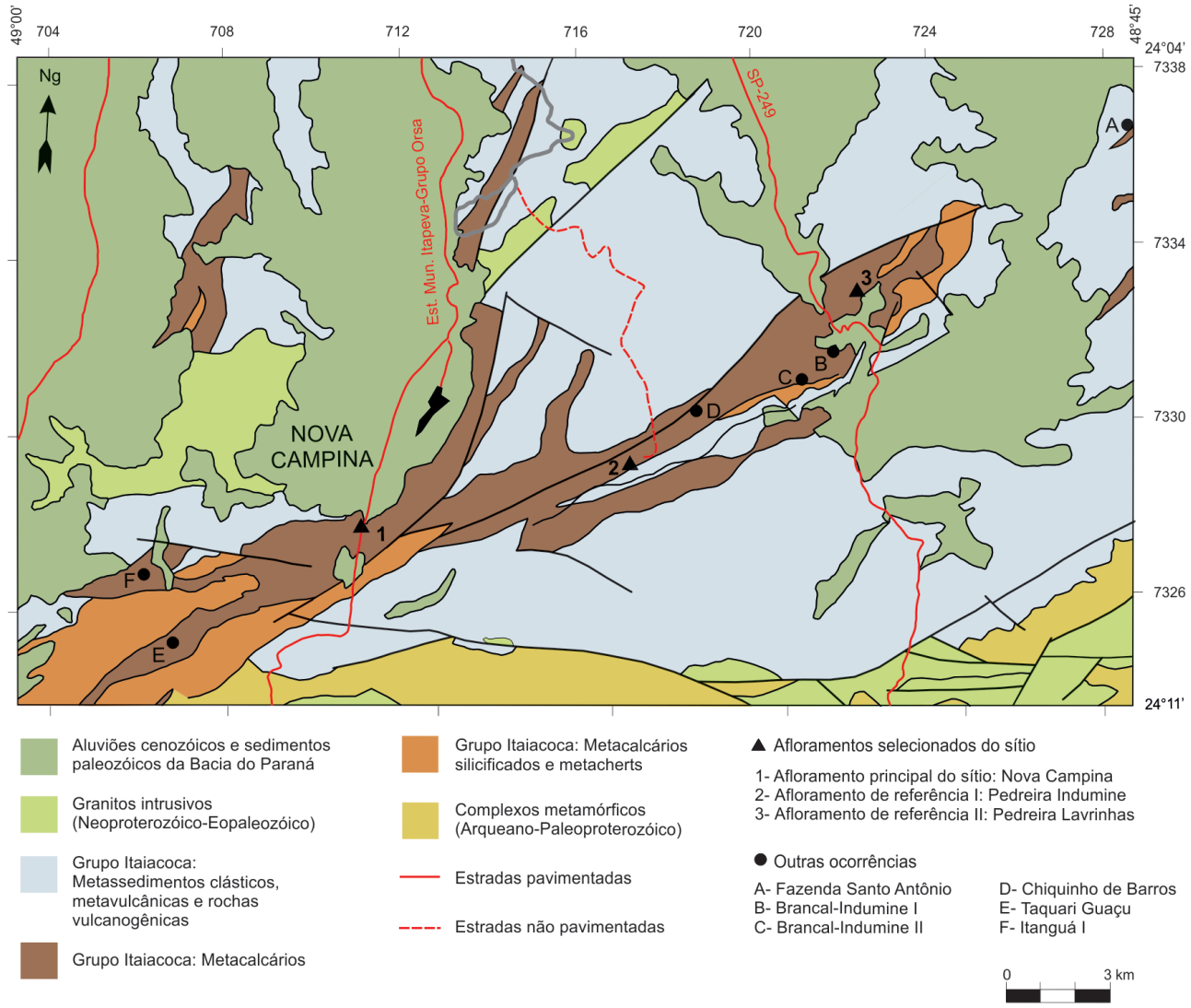


Figura 3 - Mapa geológico (modificado de Theodorovicz *et al*., 1986) e localização das ocorrências de estromatólitos.
Figure 3 - Geologic map (modified from Theodorovicz *et al.*, 1986) and location of stromatolite occurrences.

NOME		LATITUDE	LONGITUDE	MUNICÍPIO
Afloramento principal	Afloramento em Nova Campina	24°08'51,3"S	48°55'20,7"W	Nova Campina
Afloramento de referência I	Pedreira Indumine	24°08'11,5"S	48°51'49"W	Nova Campina
Afloramento de referência II	Pedreira Lavrinhas	24°05'55,9"S	48°48'39,9"W	Itapeva

Figura 4 - Tabela com a localização dos afloramentos que constituem o sítio.
Figure 4 - Table of the location of the outcrops that make up the site.

O afloramento principal (ponto 1, Fig. 3) é alcançado pela estrada de asfalto municipal Itapeva-Grupo Orsa, a partir de Itapeva, distando cerca de 24 km de Itapeva e 3,2 km a sul do centro da cidade de Nova Campina. O acesso ao afloramento de referência I (ponto 2, Fig. 3) é feito a partir de Itapeva pela estrada municipal Itapeva-Grupo Orsa, até a estrada de terra para a Pedreira Indumine, a cerca de 20 km de Itapeva. O acesso ao afloramento de referência II (ponto 3, Fig. 3) é feito por asfalto, a partir de Itapeva, pela rodovia para Ribeirão Branco (SP-249), a cerca de 17 km de Itapeva.

HISTÓRICO E IMPORTÂNCIA DAS DESCOBERTAS

A primeira descrição de fósseis pré-cambrianos no Brasil e na América do Sul foi de Almeida (1944) que identificou estromatólitos em dolomitos da "Série Assunguí" e denominou de *Collenia itapevensis*. Naquela época, estromatólitos não eram muito conhecidos mundialmente e em toda a década de 1940 foram publicados apenas 11 trabalhos contendo a palavra "estromatólito" no título (Riding, 1999). O próprio trabalho de Almeida (1944) não consta dessa lista, pois a palavra "estromatólito" não aparece nem no título nem no texto. Isto ilustra o estado incipiente do estudo de estromatólitos nesta data e demonstra a importância dessa descoberta (Fairchild & Sallun Filho, 2004). Esta descoberta de estromatólitos em 1944 ocorreu quando Almeida era assistente do Prof. Octávio Barbosa na Escola Politécnica, encarregado da disciplina "Taxionomia Paleontológica". Ocorria então a 2ª Grande Guerra e a procura por minérios era grande, o que o levou o Prof. Octávio a criar um escritório de pesquisa mineral. Almeida trabalhava com ele nesse escritório, o que o levou às pesquisas no Vale do Ribeira em busca de calcários para fabricação de cimento e de mármores ornamentais. Como decorrência da disciplina na qual lecionava, F.F.M. de Almeida havia tido contato com publicações sobre estromatólitos e tal conhecimento o levou a identificar estas estruturas nas pedreiras da região de Itapeva.

O estudo de estromatólitos do Grupo Itaiacoca prosseguiu com Almeida (1957), que estendeu o conhecimento de novas ocorrências de estromatólitos ao longo da continuação da mesma faixa de carbonatos ao sul de Itapeva até localidades no Estado do Paraná. Reconhecendo a distribuição desses fósseis como estratigraficamente significativa, Almeida sugeriu a individualização dessa faixa como a Formação Itaiacoca (hoje elevada ao nível de grupo).

O estudo de estromatólitos no Grupo Açungui continuou nas décadas seguintes, influenciado pela obra de Almeida. Em 1969, Petri & Suguio acrescentaram novas descobertas de estromatólitos na região de Itapeva e Bom Sucesso de Itararé (SP).

A partir de 1970 ocorreu, mundialmente e no Brasil, um aumento dos estudos de estromatólitos que se tornaram mais detalhados, visando, cada vez mais, à classificação taxonômica, tentativas de correlação e a bioestratigrafia, bem como interpretações paleoambientais e paleogeográficas. Naquele período, Marini & Bósio (1971) concluíram que os estromatólitos que eles encontraram próximo de Abapã (PR) eram diferentes em morfologia e origem das estruturas do outro lado do batólito granitóide Três Córregos, a 50-60 km a SE do Grupo Itaiacoca, e descritas por eles e outros na Formação Capiru do Grupo Açungui (Bigarella & Salamuni, 1956, 1959; Salamuni & Bigarella, 1967).

Fairchild (1977) reestudou os estromatólitos na região ao sul de Itapeva, nas localidades descritas por Almeida (1944), e reconheceu em *Collenia itapevensis* pelo menos duas formas distintas de estromatólitos colunares. O próprio Almeida, em sua descrição original, já citara e ilustrara ampla variedade morfológica de *Collenia itapevensis*, desde formas dômicas a cônicas. Nessas formas cônicas, Fairchild (1977) identificou características típicas do grupo *Conophyton*, com maior semelhança à forma *Conophyton garganicum*, conhecida, mundo a fora, do Neoproterozoico inferior e Mesoproterozoico. A outra forma é ramificada, apresenta contorno transversal alongado, laminação até muito convexa, colunas próximas, sem conexões laterais (pontes) e com margens lisas, comumente destacadas por uma fina zona escura.

Fairchild (1977) também comparou os estromatólitos das formações Itaiacoca e Capiru, sugerindo, face às diferenças constatadas na morfologia e modo

de ocorrência, a possibilidade das principais unidades estromatolíticas da Faixa Ribeira terem histórias geológicas distintas.

Mais tarde Fairchild & Theodorovicz (1989) estenderam a ocorrência de estromatólitos coniformes na região ao sul de Itapeva, até a Fazenda Santo Antônio, no limite NE do Grupo Itaiacoca, 6-7 km a nordeste da localidade clássica de Lavrinhas descrita por Almeida (1944).

Sallun Filho (1999) confirmou a presença de *Conophyton*, como principal componente dos bioermas da região e distinguiu mais quatro formas associadas, chamando de Forma 2, o morfotipo não coniforme identificado por Fairchild (1977). As outras três formas são simples e muito raras e não serão comentadas aqui. A principal contribuição de Sallun Filho (1999), entretanto, foi assinalar as diferenças nas condições de deposição dos estromatólitos coniformes nos metadolomitos claros de Lavrinhas e nos metacalcários escuros de Indumine, como será visto adiante.

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Contexto Regional - Geologia do Grupo Itaiacoca

O Grupo Itaiacoca faz parte de uma faixa de dobramentos que se estende NE-SW, desde a região entre Guapiara e Itapeva (SP) até Itaiacoca (PR), dentro do contexto maior da Faixa Ribeira, no Sudeste do Brasil. Os limites do Grupo Itaiacoca a noroeste e a sudeste se dão com os complexos graníticos Cunhaporanga e Três Córregos (Neoproterozoico superior-Eopaleozoico), respectivamente, e a nordeste e sudoeste com os sedimentos paleozoicos da Bacia do Paraná em discordância angular e erosiva. O Grupo Itaiacoca é distinto e independente do Grupo Açungui, a sudeste do Complexo Três Córregos, que também é conhecido por seu conteúdo estromatolítico (Bigarella & Salamuni, 1958; Marini *et al*., 1967; Marini & Bósio, 1971; Fairchild, 1977, 1982).

O Grupo Itaiacoca possui grande variedade litológica e engloba uma seqüência de rochas vulcânicas, siliciclásticas e carbonáticas (Fig. 3). Embora não exista uma estratigrafia detalhada para o grupo, pode-se reconhecer uma sucessão geral, evidente em diversos trabalhos (Trein *et al*., 1985; Theodorovicz *et al*., 1986; Souza, 1990; Reis Neto, 1994; Prazeres Filho *et al*., 1998), que se inicia com rochas clásticas, seguidas por rochas vulcanossedimentares (bastante variadas), seguidas por rochas químico-pelíticas. Uma estratigrafia regional fina para o grupo ainda não existe devido às complicações estruturais, grande variação faciológica, relativamente baixo número de dados geocronológicos e falta de bons marcos estratigráficos regionais e de fósseis morfologicamente distintos, exceção feita talvez à presença de estromatólitos coniformes em diversas localidades. A deformação afetou, ainda, os estromatólitos, em maior ou em menor grau, chegando, em alguns casos, a obliterá-los (Sallun Filho *et al*., 2005). Primeiramente, o arcabouço estrutural da zona de ocorrência do Grupo Itaiacoca exibe forte orientação NE-SW, com grandes dobras abertas nos pacotes carbonáticos e quartzíticos, e dobras cerradas a isoclinais nos pacotes menos competentes. A vergência estrutural é voltada para NW (Campanha *et al*., 1987). O metamorfismo que afetou as rochas do grupo deu-se em condições da fácies xisto verde incipiente (Trein *et al*., 1985; Campanha *et al*., 1987). A deformação e o metamorfismo teriam sido gerados no Neoproterozoico num ambiente de arco magmático continental (Reis Neto, 1994; Campanha & Sadowski, 1999). Ao final do Neoproterozoico e início do Fanerozoico, diversas falhas e zonas de cisalhamento de direção geral NE-SW e de caráter essencialmente transcorrente afetaram toda a área do Pré-Cambriano de São Paulo e Paraná, inclusive a faixa de dobramentos do Grupo Itaiacoca (Campanha & Sadowski, 1999). Estas falhas, com rejeitos até quilométricos, transformaram muitos dos contatos originais em tectônicos, dificultando ainda mais as reconstituições paleogeográficas (Campanha *et al*., 1987).

A idade do Grupo Itaiacoca ainda é assunto controverso. Até o momento, não há uma idade precisa para a sedimentação do Grupo Itaiacoca. Foi primeiramente proposta para o Grupo Açungui (*sensu lato*) uma idade em torno de 650 Ma, ou mais, aplicando o método K/Ar em rochas metamórficas e granitóides associados (Cordani & Bittencourt 1967a, 1967b). Cordani & Kawashita (1971) obtiveram a idade de 608±48 Ma, pelo método Rb/Sr para granitos intrusivos. Estas idades representam idades brasilianas de metamorfismo e de intrusões graníticas, e não podem ser consideradas idades de deposição da unidade. Estudos mais recentes confirmaram idades entre 630 e 590 Ma para a geração dos batólitos granitóides de Cunhaporanga e Três Córregos, que delimitam o Grupo Itaiacoca, em ambiente de margem continental ativa (Prazeres Filho *et al*. 2003). Com base na correlação de estromatólitos do Grupo Itaiacoca com *Conophyton garganicum*, conhecido de sucessões do Neoproterozoico inferior e Mesoproterozoico em outras partes do mundo, Fairchild (1977) sugeriu que a sedimentação desta unidade teria se dado entre 1.700 e 850 Ma. Idades obtidas por Reis Neto (1994) por vários métodos em vários tipos de rochas (Tabela 1) apontaram para deposição no Mesoproterozoico.

Siga Jr. *et al*. (2003) obtiveram idades entre 635-630 Ma pelo método U/Pb em rochas metavulcânicas do Grupo Itaiacoca no Estado do Paraná. Porém, esta idade é considerada, pelos mesmos autores, uma idade mínima para a sedimentação da unidade, pois o Grupo Itaiacoca

localiza-se entre batólitos granitóides (Cunhaporanga e Três Córregos) que exibem, por vezes, contatos intrusivos e possuem idades muito próximas às do metamorfismo, entre 628 e 610 Ma. Mais recentemente Siga Jr. *et al*. (2006), dando continuidade aos estudos anteriores, obtiveram idades de 934±36 Ma pelo método U/Pb em rochas metabásicas do Grupo Itaiacoca no Estado do Paraná. A partir destas idades sugeriram que poderiam existir duas unidades distintas, a mais antiga, composta de rochas carbonáticas e metabásicas com idades entre 1000 e 900 Ma, e outra mais jovem, composta de rochas metavulcanossedimentares, entre 636 e 628 Ma de idade, cujo vulcanismo teria sido associado ao arco magmático responsável pela colocação dos corpos graníticos. Além disso, propuseram que a denominação Formação Itaiacoca representasse apenas as rochas carbonáticas, sendo que as outras, mais jovens, pertenceriam a outra unidade, a Formação Abapã.

Descrição dos Afloramentos Selecionados do Sítio

Em seu trabalho, Almeida (1944) destacou três ocorrências dentre mais de trinta pedreiras fossíliferas na região ao sul de Itapeva (SP). Na re-investigação desses estromatólitos (Fairchild, 1977; Sallun Filho, 1999), somente duas dessas ocorrências puderam ser localizadas: a de Nova Campina e a Pedreira Lavrinhas, esta a única ainda em atividade. A terceira ocorrência, "junto à confluência do córrego da Onça com o córrego Fundo ... a cerca de 3 quilômetros a NNE do sítio Boa Vista", não foi localizada nem por Fairchild (1977) nem por Sallun Filho (1999).

• *Afloramento principal do sítio*: Nova Campina

Este afloramento é constituído por dois cortes pequenos de cerca de 10 m de extensão cada e separados 30 m entre si na Estrada Municipal Itapeva-Grupo Orsa, que constituem antigas pedreiras desenvolvidas em metadolomitos, sem acamamento aparente, de cor cinza claro, agora amarelados pelo intemperismo ou cobertos de limo. Esta é a mais importante das localidades descritas por Almeida (1944), que denominou-a de "local. n° 1", situado "a 3 quilômetros no rumo 35°SW da vila Campina dos Veados" (atual Nova Campina), pois continha as estruturas mais bem preservadas por ele estudadas.. Foi relocalizada por Sallun Filho (1999), mas os afloramentos encontram-se degradados. Mesmo assim, ainda é possível identificar os contornos de estromatólitos colunares, especialmente após limpeza do corte. Toda a extensão dos dois cortes é constituída quase que totalmente por estromatólitos de formas colunares não-cônicas. Os estromatólitos observados aqui se assemelham a estromatólitos observados na Pedreira Lavrinhas. Deste local provêm a fotografia e desenho representados nas figs. 1 e 5H, como também os espécimes-tipo depositados nas coleções do Instituto de Geociências da USP, Instituto Geológico-SMA e DNPM no Rio de Janeiro (Fig. 5 E, F e G).

No corte mais a sul, ocorrem alguns estromatólitos colunares, muito mal preservados, de aproximadamente 7,5 cm de diâmetro, com eixos orientados N-S, mergulhando 40º para sul, e topo (normal) apontando para norte. No outro corte, a norte (Fig. 5A), os estromatólitos estão melhor preservados, com formas colunares retos, não ramificados, (Fig. 5C e D) e contornos elípticos a circulares de até 30 cm de diâmetro (Fig. 5B). Os limites destes estromatólitos são muito bem definidos pela tonalidade cinzenta, mais clara do que o sedimento entre as colunas. Possuem laminação muito fina, pouco convexa, e estão pouco deformados.

• *Afloramento de referência I*: Pedreira Indumine

A Pedreira Indumine (explorada pelo grupo Lafarge) (Fig. 6A) atualmente apresenta as melhores exposições de estromatólitos em toda a região. Foi aberta por volta da década de 1950 (Guimarães, 1953), mas não chegou ao conhecimento de Almeida quando do trabalho pioneiro. É uma pedreira ativa de várias bancadas, de orientação N30E, que corta um morro na porção central da área, aproximadamente 6 km a NE do afloramento de Nova Campina e 6 km a SW da Pedreira Lavrinhas.

Nesta pedreira ocorrem metacalcários cinza escuros a negros (Fig. 6A), bastante argilosos e foliados, muito distintos dos metadolomitos claros das outras localidades. A sucessão estratigráfica neste local inicia-se com filitos na base, passando para metacalcários arenosos e no topo metacalcários estromatolíticos recobertos por metarenitos finos. O pacote estromatolítico alcança pelo menos 20 m de espessura. A pedreira explora justamente o metacalcário estromatolítico, quase que totalmente composto por *Conophyton*. Todo este corpo calcário (que se estende além desta pedreira) representa um grande bioerma, com alguns quilômetros de extensão e algumas dezenas de metros de largura (Fig. 6A, B), limitado em ambos os lados por filitos.

Nas bancadas mais altas neste afloramento, o intemperismo ressalta a laminação e o sedimento intercolunar, facilitando a observação (Fig. 6D). Em superfícies frescas na frente de lavra, porém, é difícil diferenciar os estromatólitos do sedimento intercolunar. Os estromatólitos foram deformados dúctil e ruptilmente, sem, no entanto, destruir a laminação estromatolítica (Fig. 6E). As margens e as formas das colunas, contudo, foram afetadas significativamente (Sallun Filho *et al*., 2005) (Fig. 6C).

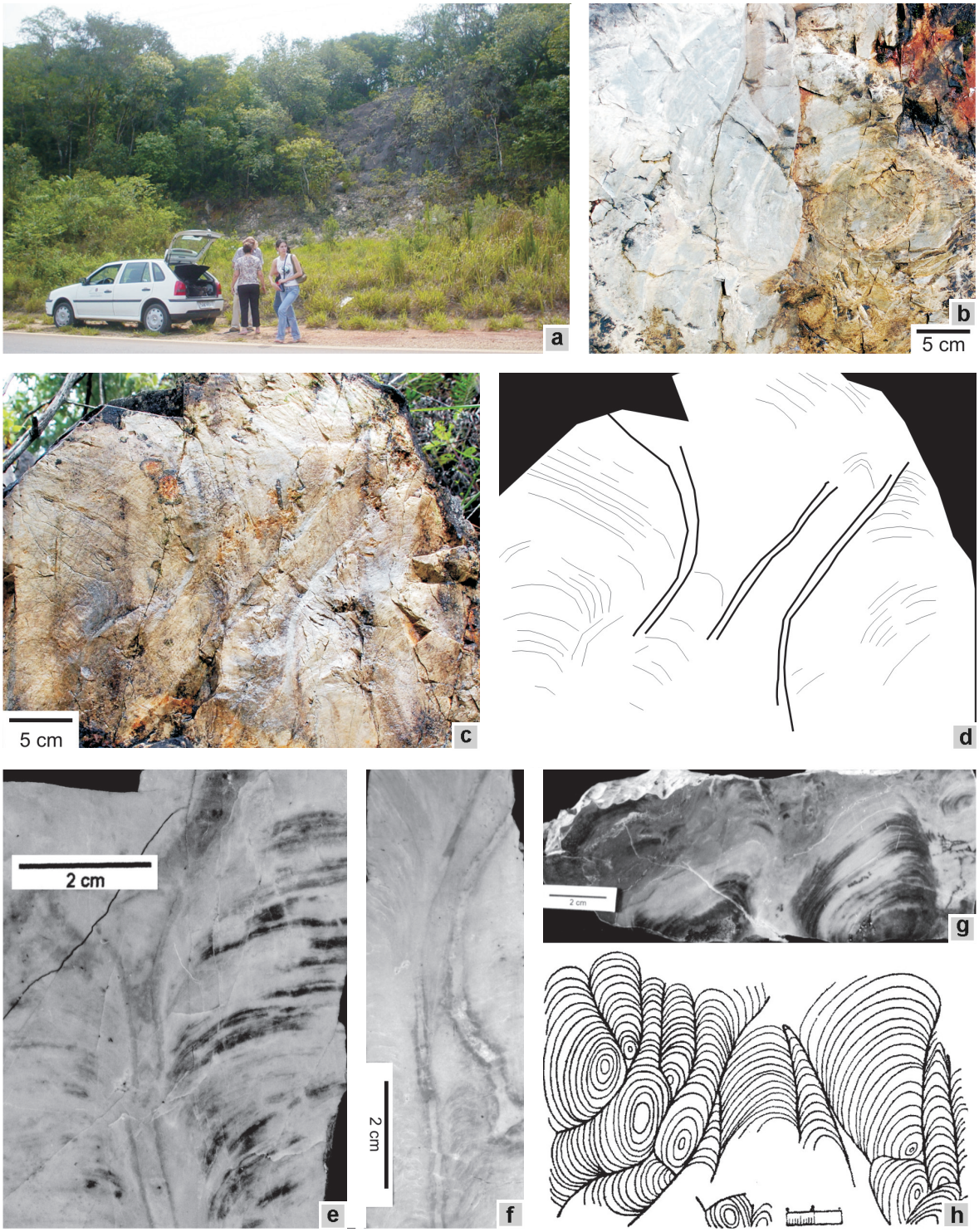


Figura 5 - **(a)** Vista de uma das pedreiras abandonadas do sítio principal; **(b)**, **(c)** e **(d)** Cortes transversal e longitudinal de estromatólitos colunares no sítio; **(e)** Parátipo, "*Collenia itapevensis*", F.F.M. de Almeida, coletor, localidade de Nova Campina (Coleção do IG-SMA/SP, número IG-213); **(f)** Parátipo, "*Collenia itapevensis*", F.F.M. de Almeida, coletor (Coleção do IGc-USP, número GP/3T-80). **(g)** Espécime sem número da Coleção do DNPM, Rio de Janeiro, supostamente "*Collenia itapevensis*" (mas não o holótipo), coletado por Almeida; **(h)** Desenho feito no campo por F. F. M. de Almeida (1944, Fig.4, Est. II) de seção obliqua de "*Collenia itapevensis*", arredores de Nova Campina.

Figure 5 - **(a)** View of one of the abandoned quarries at the principal outcrop; **(b)** , **(c)** e **(d)** Transverse and longitudinal sections of columnar stromatolites at this site; **(e)** Paratype, "*Collenia itapevensis*", F.F.M. de Almeida, collector, near Nova Campina (Collection, IGc-SMA/SP, number IG-213); **(f)** Paratype, "*Collenia itapevensis*", F.F.M. de Almeida, collector (Collection, IGc-USP, number GP/3T-80). **(g)** Unnumbered specimen from the DNPM Collections, Rio de Janeiro, supposedly "*Collenia itapevensis*" (but not the holotype) collected by F. F. M. de Almeida; **(h)** Field sketch by Almeida (1944, Fig.4, Pl. II) of oblique section of "*Collenia itapevensis*", near Nova Campina.

As colunas, originalmente retas, encontram-se inclinadas (deformadas) e praticamente todas as formas coniformes atribuíveis a *Conophyton*, que chegam a atingir vários metros de altura, estão com seus eixos alinhados N50E, mergulhando 40° para SW, com topo normal apontando para NE.

• ***Afloramento de Referência II*: Pedreira Lavrinhas**

A Pedreira Lavrinhas, explorada pelo Grupo Votorantim, é composta por uma frente principal ativa (Fig. 7A) e diversas frentes abandonadas (Fig. 7B), onde justamente ocorrem os fósseis. Estas frentes são constituídas

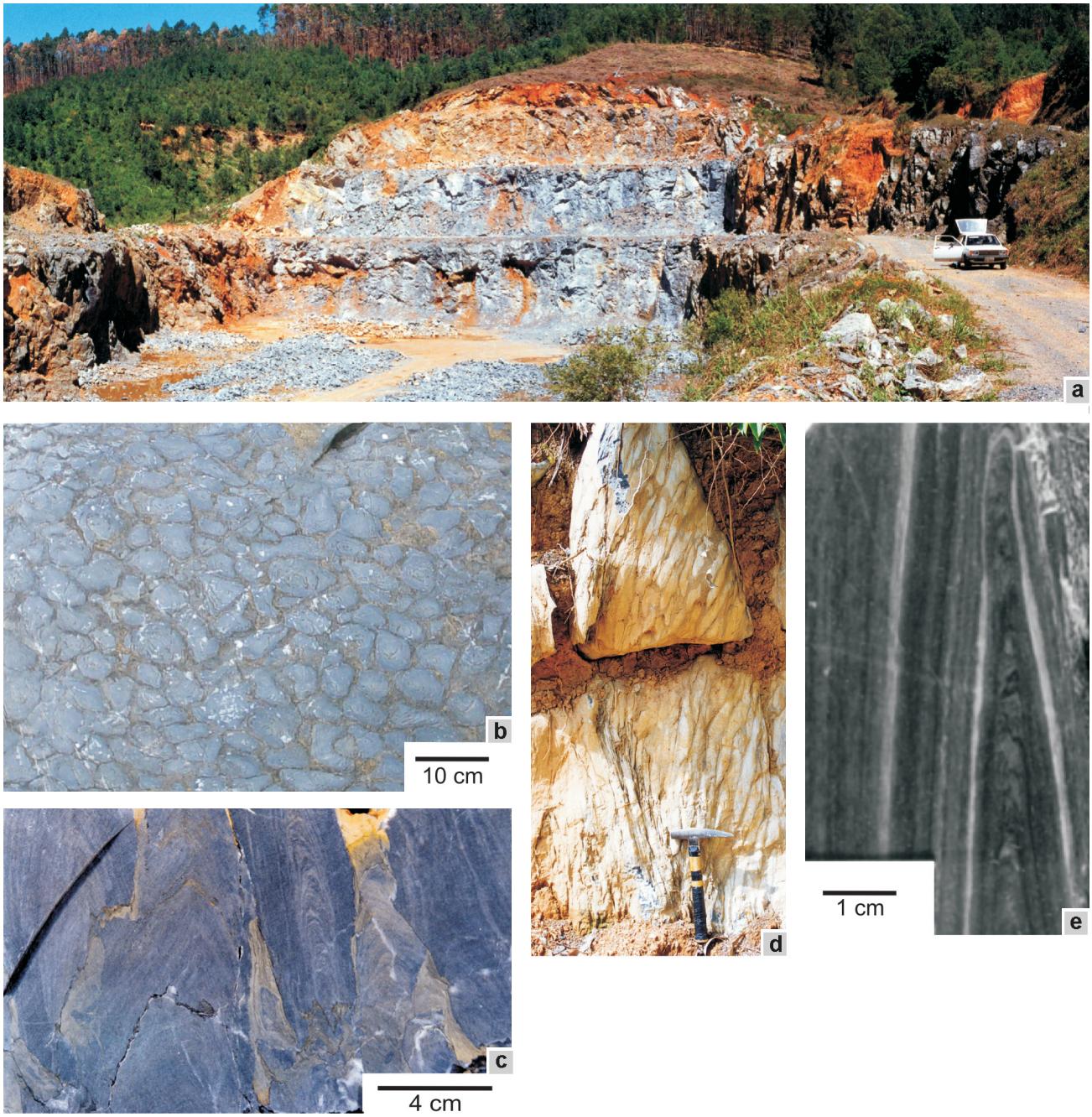


Figura 6 - (a) Vista da Pedreira Indumine; **(b)** Corte transversal de amostra em exposição na Escola Técnica de Mineração de Itapeva; **(c)** Corte longitudinal de colunas deformadas de *Conophyton*, próximas entre si, com laminação cônica e zona axial evidente; **(d)** Estromatólitos em bloco intemperisado; **(e)** Coluna comprimida de *Conophyton* com zona axial evidente, da Pedreira Chiquinho de Barros, próxima a Indumine. Coleção, IGc-USP, espécimes: **(c)** GP/6E–114; **(e)** GP/6T-15 a, b.

Figure 6 - (a) View of the Indumine quarry; **(b)** Transverse section of specimen at the technical school of Mining in Itapeva; **(c)** Longitudianal section through three closely spaced deformed *Conophyton* columns, with conical lamination and axial zone evident; **(d)** Weathered stromatolites; **(e)** Compressed column of *Conophyton* with distinct axial zone, Chiquinho de Barros quarry, near Indumine. Collection, IGc-USP, specimens: **(c)** GP/6E–114; **(e)** GP/6T-15 a, b.

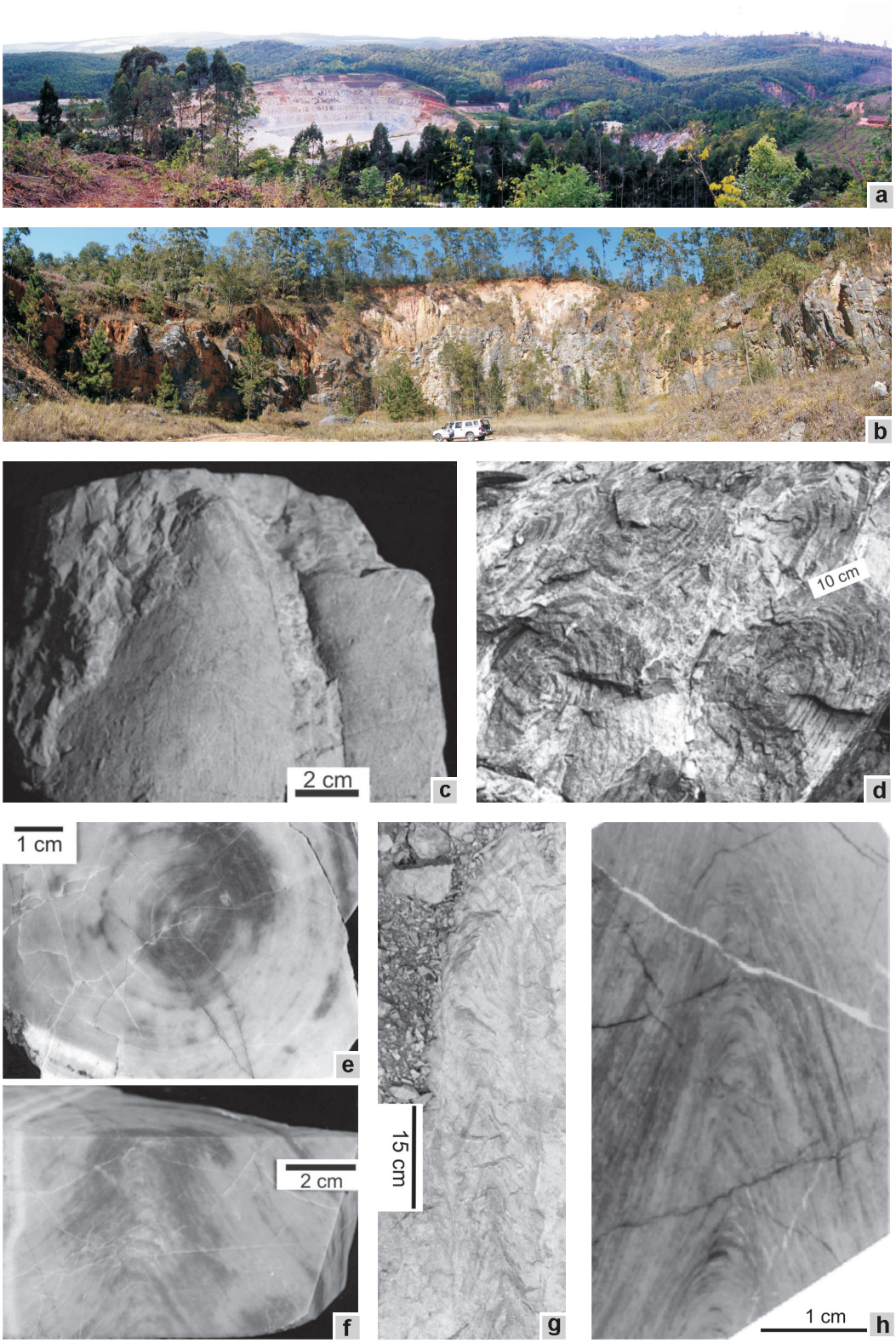


Figura 7 - (a) Vista da pedreira ativa em Lavrinhas; **(b)** Pedreira abandonada em Lavrinhas; **(c)** O ápice cônico de uma coluna de *Conophyton* preservado tridimensionalmente; **(d)** Colunas de *Conophyton* com contornos elípticos; **(e)** Coluna de *Conophyton* com contorno transversal circular; **(f)** Corte longitudinal de coluna mostrando laminação cônica e zona axial; **(g)** Coluna longa e reta de *Conophyton*; **(h)** Coluna com zona axial. Coleção, IGc-USP, espécimes: C- GP/6E–126; E, F- GP/6E–125; H- GP/3T–539a.

Figure 7 - (a) View of the active Lavrinhas quarry; **(b)** Abandoned quarry at Lavrinhas; **(c)** The conical apex of a column of *Conophyton* preserved in three dimensions; **(d)** Columns of *Conophyton* with elliptical outlines; **(e)** Column of *Conophyton* with circular transverse outline; **(f)** Longitudinal section of column showing conical lamination and axial zone; **(g)** Long, straight column of *Conophyton*; **(h)** Column with axial zone. Collection, IGc-USP, specimens: C- GP/6E–126; E, F- GP/6E–125; H- GP/3T–539a.

quase que totalmente por estromatólitos (bioermas) do tipo *Conophyton* e outras formas colunares não-cônicas (Fairchild, 1977). Corresponde à segunda ocorrência de Almeida (1944) – os "sítios Boa Vista e Lavrinhas".

A frente ativa da Pedreira Lavrinhas, localizada à beira da estrada Itapeva-Ribeirão Branco, é composta de metadolomitos estratificados com intercalações de margas e não possui estromatólitos. Algumas dezenas de metros a sul e sudeste desta área existem frentes abandonadas, quase encostadas umas nas outras, que, conjuntamente, constituem o sítio de referência II, pois todas exibem estromatólitos. O acesso a elas é feito ou por uma estrada de terra a partir da estrada Itapeva-Ribeirão Branco, ou por dentro da pedreira ativa. A frente principal, pequena e abandonada (ponto 02 de Sallun Filho, 1999) (Fig. 7B), é composta por metadolomitos cinza claros, estromatolíticos na maior parte, bastante fraturados e com acamamento pouco evidente. Onde não ocorrem estromatólitos, no lado SW da pedreira, o acamamento é mais nítido e os metacalcários estratificados que recobrem os estromatólitos apresentam atitude de N50E/70-80NW.Atualmente é muito difícil ver as estruturas estromatolíticas nesta pedreira porque a pequena quantidade de matéria orgânica que parece ressaltar a laminação original vem se oxidando, restando poucas boas exposições. Os estromatólitos ainda visíveis são formas colunares cônicas grandes atribuíveis a *Conophyton* vistos em planta e em perfil no centro da pedreira (Fig. 7C, D, E, F, G, H). Apresentam alternância de porções de tonalidades cinza bem claro e cinza médio. O material entre as colunas também é cinza médio a escuro.

Ocorrem quase encostados uns nos outros, havendo inclusive coalescência de formas, aparentemente nas margens de bioermas, formando conjuntos decimétricos. Os eixos das colunas estão orientados N20E, com mergulhos de 40° para SW, e o topo normal apontando para NE.

O próprio pacote estromatolítico parece ocupar toda os aproximadamente 70 m da extensão lateral da pedreira, e pode ter alcançado cerca de 50 m de espessura.

Outras duas formas de estromatólitos (Fig. 8), menos comuns, também são colunares, porém são menores (centimétricos) e sua laminação pode ser muito convexa a parabólica, mas não chega a ser cônica. São ramificados e possuem contornos transversais alongados e destacam-se pelos limites bruscos e o paralelismo das colunas, que, por sinal, são muito próximas entre si.

Apesar dos contornos e da laminação estromatolítica quase apagados nesta pedreira, este ponto representa, atualmente, a melhor exposição de estromatólitos nos metadolomitos da região.

A outra frente abandonada e bastante deteriorada (ponto 27 de Sallun Filho, 1999) localiza-se a uns 500 m a sul do ponto anterior, apresentando raros e mal preservados estromatólitos em blocos soltos.

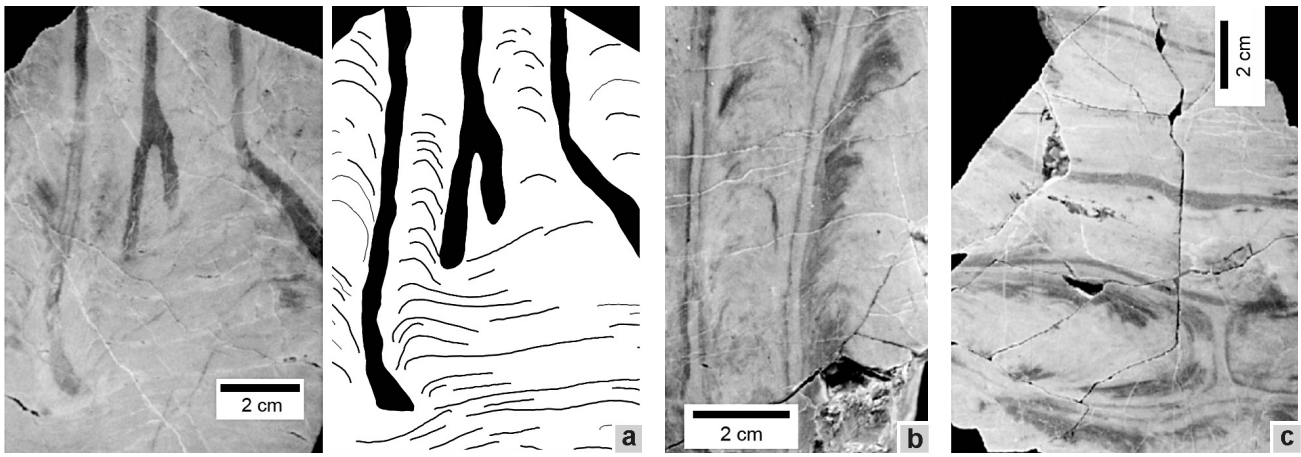


Figura 8 - (a) Estromatólitos colunares ramificados em corte longitudinal mostrando colunas com laminação fina, convexa a parabólica; **(b)** Estromatólitos colunares ramificados em corte longitudinal com colunas paralelas com laminação muito convexa a parabólica, alternância de camadas claras e escuras, e margens nítidas; **(c)** Estromatólitos colunares ramificados em corte transversal exibindo colunas com contornos transversais elípticos a poligonais alongados e paralelos; Coleção, IGc-USP, espécimes: A- GP/6E–133; B, C- GP/6E–132.

Figure 8 - (a) Branched columnar stromatolites in longitudinal section showing columns with convex to parabolic fine lamination; **(b)** Branched columnar stromatolites in longitudinal section with convex to parabolic lamination, alternation of light and dark laminae, and distinct margins; **(c)** Branched columnar stromatolites in transverse section exhibiting columns with parallel, elongate, elliptical to polygonal outlines. Collection, IGc-USP, specimens: A- GP/6E–133; B, C- GP/6E–132.

ORIGEM DOS ESTROMATÓLITOS

Fairchild (1977) sugeriu que a deposição dos estromatólitos do Grupo Itaiacoca na região deve ter ocorrido em águas calmas, sub-litorâneas e relativamente profundas. A relativa pureza, cor clara e o notável crescimento lateral assimétrico dos estromatólitos nos metadolomitos seriam favorecidos por condições de águas limpas, alta luminosidade e taxas de subsidência/acumulação muita lentas. Impurezas argilosas e orgânicas, cor escura, diâmetros menores e predomínio de crescimento vertical dos estromatólitos nos metacalcários apontariam para condições de baixa luminosidade (provavelmente em função da maior turbidez provocada pela sujeira na água), maior profundidade e maiores taxas de subsidência e/ou acumulação de sedimentos não carbonáticos (Sallun Filho, 1999; Sallun Filho & Fairchild, 2003).

Assim, as formas de *Conophyton* de Lavrinhas e Indumine teriam ocupado águas relativamente profundas, abaixo da ação das ondas, com até algumas dezenas de metros. Considera-se que o grupo *Conophyton* ocorre em águas relativamente profundas, baseado na ausência de estruturas sedimentares trativas, erosivas e de dessecação, típicas de águas rasas, tais como marcas onduladas, estratificação cruzada, intraclastos, superfícies erosivas, gretas, evaporitos, etc. (Donaldson & Taylor, 1972). Hoffman (1976) estimou a profundidade de ocorrência de *Conophyton*, para a Formação Taltheilei (Paleoproterozoico do Canadá), entre 10 e 100 m, ou mais. Em águas com menos de 10 m de profundidade (e, portanto, mais agitadas), *Conophyton* passaria para *Jacutophyton*, um estromatólito coniforme marcado pela abundância de pequenos ramos divergentes que saem da sua margem; em águas com menos de 1 m ocorreriam outras formas colunares não coniformes (Hoffman, 1976). Ambientes mais rasos estavam presentes na porção central do Grupo Itaiacoca, na região de Bom Sucesso de Itararé (SP), onde ocorrem formas estromatolíticas colunares ramificadas de laminação convexa e metacalcários oolíticos. As formas colunares, ramificadas, não cônicas nas regiões de Nova Campina (afloramento principal) e Lavrinhas parecem ter se formado em águas mais rasas do que Conophyton mas mais profundas do que os estromatólitos de Bom Sucesso. Formas do tipo *Jacutophyton* talvez venham a ser descobertas futuramente. Todos estes estromatólitos estariam distribuídos em ambiente de rampa, exibindo individualmente relevos de até 70 cm sobre o assoalho marinho, e no caso das construções maiores evidentes em Lavrinhas, este relevo pode ter sido muito maior.

Sallun Filho & Fairchild (2004) interpretaram as diferenças entre *Conophyton* de Indumine e Lavrinhas à luz das diferenças de composição dos metacalcários impuros e metadolomitos e de padrão de crescimento. A presença mais comum de formas maiores compostas, associadas a formas não cônicas em Lavrinhas, parece ser consequência de menor profundidade da água e, conseqüentemente, uma luminosidade alta, permitindo até mesmo o crescimento das formas não-cônicas sobre as grandes colunas de *Conophyton*, aproximando-se, cada vez mais, à superfície do mar,. O crescimento assimétrico e compacto dos estromatólitos coniformes nos dolomitos já havia sido notado por Almeida (1944) que sugeriu de que quando a "colônia" (coluna) entrava em contato com as vizinhas passava a crescer no sentido vertical, o que é compatível com as idéias mais recentes. Já em Indumine, as colunas mais estreitas e espaçadas e a presença de argila na rocha sugerem que o crescimento ocorreu sob baixa luminosidade, favorecendo um maior crescimento vertical.

SINOPSE SOBRE A ORIGEM, EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E IMPORTÂNCIA DO SÍTIO

A história geológica registrada nas rochas carbonáticas e estromatólitos do Grupo Itaiacoca e evidente pelo seu contexto geológico regional está resumida na tabela da Fig. 9.

Um estromatólito é formado quando uma comunidade de microrganismos consegue se fixar a um substrato em águas límpidas e bem iluminadas. Os principais organismos dessas esteiras,as cianobactérias, realizam fotossíntese e secretam mucilagem, que protege as células, mantém a população unida e fixa a comunidade ao substrato.

Com a acumulação de sedimentos em torno e em cima destas comunidades, uma nova esteira recobre a antiga permitindo que as cianobactérias e os demais organismos consigam captar luz e evitar soterramento.

As lâminas assim criadas, alternadamente ricas em matéria orgânica e sedimentos finos, vão se sucedendo, gerando uma estrutura – o estromatólito. As características da laminação são determinadas pelo balanço entre o crescimento das colônias microbianas e o acúmulo de sedimentos dentro das esteiras.

Os estromatólitos serão preservados no registro geológico como fósseis se forem litificados. Isso pode acontecer de três maneiras diferentes: 1) através da precipitação de carbonato de cálcio ou do acúmulo de sedimento fino dentro das esteiras. A fotossíntese, em alguns casos, induz a precipitação de calcário pela retirada de bicarbonato e dióxido de carbono da água, iniciando a litificação da esteira. Essa precipitação é mais freqüente na zona de decomposição da esteira microbiana, no interior do estromatólito, devido à ação de bactérias que se nutrem de materiais orgânicos, ou em zonas ainda mais profundas, por processos químicos inorgânicos; 2) pela aglutinação de pequenos grãos de sedimento na mucilagem pegajosa das cianobactérias; ou

3) quando cianobactérias filamentosas se movimentam em direção à luz, aprisionando grãos em um emaranhado de filamentos.

O crescimento da comunidade microbiana precisa superar a acumulação de sedimento, senão a esteira será soterrada, sem formar o estromatólito. Nessa luta pela sobrevivência, as cianobactérias buscam a melhor posição possível para receber a luz solar. Isso leva a maior espessamento de alguns locais, com a esteira se elevando acima dos sedimentos adjacentes e criando, assim, a laminação convexa típica da maioria dos estromatólitos.

O desenvolvimento e as características gerais dos estromatólitos dependem, dessa forma, tanto de fatores ambientais (profundidade, clareza, salinidade e energia da água, grau de exposição ao ar, constância das condições do hábitat e outros) como de fatores biológicos (espécies de organismos presentes, taxas de crescimento e produção de mucilagem). Isso torna possível avaliar, com base nessas estruturas, as condições ambientais, climáticas e paleogeográficas da época em que se formaram no passado.

Há cerca de um bilhão de anos atrás o ambiente marinho que existia no Grupo Itaiacoca era de águas calmas, bem iluminadas e relativamente profundas na maior parte da bacia. Nessa época remota, ocorriam nos mares da Terra apenas formas primitivas de vida, microbianas, que proporcionaram a intensa sedimentação carbonática e a formação de estromatólitos. Desenvolveram-se estromatólitos em extensas áreas ao longo de toda a bacia, por muito tempo, que deve ter perdurado visto a grande espessura dos pacotes de rochas carbonáticas.

Eventualmente, a deposição dos carbonatos deu lugar à deposição de sedimentos argilosos. Com o passar do tempo os sedimentos foram litificados.

Com o fechamento da bacia atuaram diversos processos que modificaram as características originais dos fósseis, principalmente, a deformação e o metamorfismo. No limite do Pré-Cambriano com o Fanerozoico, as massas continentais, antes separadas, passaram a se aproximar e os sedimentos e rochas sedimentares que haviam se acumulado no mar Itaiacoca, foram intensamente dobrados enquanto a região onde havia um oceano transformou-se em elevada cadeia de montanhas.

Após este soerguimento novos processos geológicos se estabeleceram. No início do Paleozoico instalou-se um processo de subsidência que resultou na formação da Bacia do Paraná com a deposição dos sedimentos marinhos da Formação Furnas sobre as rochas do Grupo Itaiacoca, no contexto do antigo Supercontinente Gondwana.

TEMPO	EVENTO	ORIGEM E EVOLUÇÃO GEOLÓGICA	IMPORTÂNCIA
Proterozoico	Deposição dos carbonatos	Os carbonatos do Grupo Itaiacoca formaram-se ao final do Mesoproterozoico ou início do Neoproterozoico, em ambiente marinho de águas calmas, bem iluminadas e relativamente profundas. Neste mar , o registro da separação de massas continentais, haviam apenas formas primitivas de vida, microbianas, que proporcionaram a intensa sedimentação carbonática e a formação de estromatólitos.	- Registro de rochas e de formas de vida marinhas do Proterozoico - Fósseis mais antigos do Estado de São Paulo e um dos mais antigos do Brasil
	Formação dos estromatólitos		
Final do Proterozoico – Início do Paleozoico	Deformação e metamorfismo	No limite do Pré-Cambriano com o Fanerozoico, as massas continentais, antes separadas, passaram a se aproximar e os sedimentos anteriormente depositados foram intensamente dobrados. Onde havia um oceano,formou-se uma elevada cadeia de montanhas.	- Registro do fechamento do oceano - Deformação e metamorfismo das rochas e estromatólitos - Formação de cadeia de montanhas
Paleozoico	Soterramento dos carbonatos debaixo dos sedimentos da Bacia do Paraná	Processo de subsidência e formação da Bacia do Paraná com a deposição dos sedimentos marinhos da Formação Furnas sobre as rochas do Grupo Itaiacoca, no contexto do Supercontinente Gondwana.	- Discordância angular e erosiva dos sedimentos paleozoicos com as rochas do embasamento - Nova deposição marinha
Cenozoico	Erosão e formação do relevo	Após a ruptura do Pangea, ocorrem a erosão dos sedimentos da Bacia do Paraná e movimentação neotectônica, exumação do embasamento, formação do relevo e a exposição dos fósseis.	- Esculpimento do atual relevo e evolução da fauna e flora - Exposição dos fósseis - Descoberta dos fósseis em 1944

Figura 9 - Síntese dos principais eventos geológicos relacionados ao sítio.

Figure 9 - Synthesis of main geological events related to the geosite.

Muito tempo depois, no Cenozoico, após a junção de Gondwana no supercontinente Pangea e ruptura deste pouco depois, ocorreram a erosão dos sedimentos da Bacia do Paraná e movimentação neotectônica (falhas), expondo o embasamento, configurando o relevo atual e trazendo os fósseis à luz de estudiosos da Geologia e Evolução.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Vulnerabilidade do Sítio

Hoje, nenhum dos três afloramentos do sítio encontra-se protegido. O afloramento principal não apresenta risco eminente de degradação, porém está englobado por dois títulos minerários sobrepostos. Os dois afloramentos de referência, Indumine e Lavrinhas, encontram-se dentro de áreas de mineração ativa. Em Indumine a situação é mais problemática, pois são os estromatólitos que compõem quase a totalidade da rocha explorada. Já em Lavrinhas a frente ativa não contém fósseis. Porém, o avanço desta frente deve atingir num futuro próximo as frentes abandonadas onde ocorrem importante registro de estromatólitos.

Em 19 de julho de 2007, a Votorantim retirou três grandes blocos de metadolomitos estromatolíticos da Pedreira Lavrinhas e os doou ao Museu Geológico Valdemar Lefèvre (MUGEO - IG-SMA/SP), ao Museu de Geociências (IGc-USP) e à Estação Ciência (USP). Esses blocos, cada um pesando cerca de 700 kg, são um importante registro dos fósseis do afloramento de referência da Pedreira Lavrinhas, porém não substituem a preservação do próprio sítio. Os blocos encontram-se expostos ao público nas instituições mencionadas.

Medidas Previstas

Existe um projeto em andamento para a criação do "Monumento Natural Estromatólitos de Nova Campina", no local do afloramento principal, em nível Estadual ou Municipal. Este projeto está sendo desenvolvido em parceria entre o Instituto Geológico (SMA/SP), o Instituto de Geociências (USP), a Prefeitura Municipal de Nova Campina e a empresa proprietária de terra. O IG-SMA/SP e o IGc-USP são responsáveis pela parte técnico-científica e pela proposição do sítio junto à SIGEP e do Monumento Natural, enquanto a prefeitura e a empresa são responsáveis pela administração, manutenção e uso público.

Para transformar o local em Monumento Natural a área deverá ser decretada como tal. Posteriormente, deverá passar por adaptações para poder atender ao público visitante. Estas modificações incluirão a retirada de lixo e de rochas soltas e a limpeza do corte, seguida de envernizamento de locais selecionados para realçar os estromatólitos e facilitar sua melhor visualização e proteção. Em etapa posterior serão implantadas placas indicativas do sítio ao longo da estrada e painéis explicativos no local do sítio. O local ainda constitui uma área com mata atlântica preservada (área de reserva da empresa proprietária) em uma região onde fragmentos de vegetação são raros e dispersos em meio a extensas áreas de reflorestamento de *Pinus* para a indústria de papel. O afloramento ainda ocorre no flanco de um cone cárstico. Poderia ser criada uma trilha ao topo do cone por dentro da mata, de onde se teria um mirante natural das escarpas do Arenito Furnas a oeste.

Por outro lado, os dois afloramentos de referências não deverão ser indicados como Monumentos Naturais, pois situam-se dentro de áreas de mineração em atividade, o que poderia inviabilizar a atividade de exploração, iniciada há muitos anos. O DNPM já realizou vistorias em ambos e deve apresentar propostas de preservação de porções das bancadas que contêm os fósseis, para não prejudicar a exploração e, ao mesmo tempo, resguardar partes do sítio para gerações futuras. Esta ação está sendo realizada com apoio dos autores.

Problemas na Implementação das Medidas

No momento o maior desafio é a criação do Monumento Natural, pois depende de vontade política. No afloramento principal, após a criação do Monumento Natural, deverá ocorrer a sua implementação, estudos de plano de manejo e demarcação, o que pode apresentar dificuldades de execução (devido a falta de recursos financeiros, por exemplo).

Por causa da localização dos afloramentos de referência em áreas de mineração ativas, a ameaça da destruição dos sítios continuará a ser real e constante, se não forem tomadas a medidas necessárias.

Sugestões dos Autores

No sítio principal, e a necessidade premente é da criação da unidade de conservação estadual ou municipal. Esta etapa depende do entendimento entre os órgãos estaduais e municipais, bem como do apoio de órgãos federais como DNPM na exclusão dos títulos minerários (onde for o caso) para assegurar a preservação. Posteriormente, a unidade deverá ser demarcada e a infra-estrutura necessária ao seu uso realizada a , a ser prevista no plano de manejo, deverá ser criada. Ao mesmo tempo os municípios envolvidos podem estudar a implementação de museus ou centros de referência. Atividades de ecoturismo que começam a surgir na região podem fazer uso do sítio com um atrativo. O material de divulgação e os painéis dos sítios estão sendo elaborados e poderão ser utilizados em atividades nas escolas nos municípios envolvidos. O Município de Itapeva, em espe-

cial, conta com uma escola técnica estadual com o Curso de Mineração, que poderá ser facilmente aproveitada na multiplicação do conhecimento na região.

O DNPM poderia rever os títulos, com mudança nos limites ou exclusão de áreas. A Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo deveria considerar a presença destes fósseis no processo de licenciamento ambiental. O envolvimento e apoio das minerações que exploram os locais poderiam contribuir com a preservação de partes das frentes de forma a não prejudicar suas atividades.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida,F.F.M. 1944. *Collenia itapevensis sp. n.* - um fóssil pré-cambriano do Estado de São Paulo. Bol. *Fac. Fil. Ciências e Letras, Univ. de São Paulo*. XLV, Geologia 1: 89-106.

Almeida,F.F.M. 1957. Novas ocorrências de fósseis no pré--cambriano brasileiro. *An. Acad. Brasil. Ciênc.*, **29**: 63-72.

Bigarella,J.J.; Salamuni,R. 1956. Estudo preliminares na Série Açunguí . V – Estruturas organógenas nos dolomitos da Formação Capirú (Estado do Paraná). *Dusenia*, 7(6): 317-323.

Bigarella,J.J.; Salamuni,R. 1958. *Estudos preliminares na Série Açunguí. VIII – A formação Votuverava*. Bol. Inst. Hist. Natural, Geologia, Bol n° 2, 6 p.

Bigarella,J.J.; Salamuni,R. 1959. Contribuição à geologia da região sul da Série Açungui (Estado do Paraná). *Bol. Paulista Geogr.*, **29**: 3-19.

Campanha.G.A.C.; Sadowski,G.R. 1999.Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). *Precambrian Research*, 98: 31-51.

Campanha,G.A.C.; Bistrichi,C.A.; Almeida,M.A. 1987. Considerações sobre a organização litoestratigráfica e evolução tectônica da Faixa de dobramentos Apiaí. *In*: SBG, Simp. Sul-brasileiro de Geologia, III, Curitiba, Atas, 2: 725-742.

Cordani,U.G.; Bittencourt,I. 1967a. Determinações de idade potássio-argônio em rochas do Grupo Açungui. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 21, Curitiba, Anais, p. 218-233.

Cordani,U.G.; Bittencourt,I. 1967b. Estudo geocronológico no Grupo Açungui. *Boletim Paranaense de Geociências*, **26**: 58-59.

Cordani,U.G.; Kawashita,K. 1971. Estudo geocronológico pelo método Rb-Sr, de rochas graníticas intrusivas no Grupo Açungui. *In*: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 25, São Paulo, Anais, p. 105-110.

Donaldson,J.A.; Taylor,A.H. 1972. Conical-columnar stromatolites and subtidal enviroment. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, 56: 614.

Fairchild,T.R. 1977. *Conophyton* and other columnar stromatolites from the Upper Precambrian Açungui Group near Itapeva, SP, Brazil. *In*: SBG, Simp. Regional Geol., I, São Paulo, Atas, p. 179-198.

Fairchild,T.R. 1982. New stromatolites from the Upper Precambrian Açungui Group, eastern Paraná, Brazil, and their potential stratigraphic use. *Bol. Inst. de Geociênc.--USP*, **13**: 43-50.

Fairchild,T.R.; Theodorovicz,A. 1989. Novas ocorrências de estromatólitos no Grupo Itaiacoca (Proterozoico médio a superior), sul do Estado de São Paulo. *In*: SBP, Congresso Brasileiro de Paleontologia, XI, Curitiba, Resumos, p. 4.

Fairchild,T.R.; Sallun Filho,W. 2004. *Collenia itapevensis*, o primeiro fóssil pré-cambriano brasileiro e sua importância no estudo de estromatólitos no Brasil. *In*: Mantesso Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito Neves, B.B. (eds.) *Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Editora Beca, São Paulo. p. 177-186.

Guimarães,J.E.P. 1953. Mina de calcário, Sítio Roseira, Município de Itapeva S.P. *Revista do Instituto Geográfico e Geológico*, **11**(3 e 4): 194-204.

Hoffman,P. 1976. Environmental diversity of middle Precambrian stromatolites. *In*: M.R. Walter (ed.) Stromatolites, Elsevier Sci. Publ. Co., p. 599-611.

Marini,O.J.; Trein,E.; Fuck,R. 1967. O Grupo Açungui no estado do Paraná. Boletim *Paranaense de Geociências*, **23-25**: 43-104.

Marini,O.J.; Bósio,N.J. 1971. Estromatólitos em dolomitos do Grupo Açungui. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **43**(1): 161-175.

Petri,S.; Suguio,K. 1969. *Sobre os metassedimentos do extremo sul do estado de São Paulo*. Conv. USP/DAEE, 98 p. (Publ. Esp.).

Prazeres Filho,H.J.; Guimarães,G.; Basei,M.; Siga Jr.,O.; Reis Neto,J.M.; Campanha,G.; Sallun Filho,W. 1998. Mapa geológico 1:50.000 da porção centro-sul da Faixa Itaiacoca - PR. *In*: SBG, Congr. Bras. de Geol., 40, 1998. Anais, Belo Horizonte, p. 36.

Prazeres Filho,H.; Harara,O.M.; Basei,M.A.S.; Passarelli,C.R.; Siga Jr.,O. 2003. Litoquímica, geocronologia U-Pb e geologia isotópica (Sr-Nd-Pb) das rochas graníticas dos batólitos Cunhaporanga e Três córregos na porção sul do Cinturão Ribeira, Estado do Paraná. *Geologia USP: Série Científica*, N: 51-70.

Reis Neto,J.M. 1994. *Faixa Itaiacoca: registro de uma colisão entre dois blocos continentais no Neoproterozoico*. Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 253 p.

Riding,R. 1999. The term stromatolite: towards na essential definition. *Lethaia*, **32**: 321-330.

Salamuni,R.; Bigarella,J.J. 1967. *Contribuição à geologia do Grupo Açungui*. Bol. Univ. Feder. Paraná, Geologia, Bol. n° 23, 26 p.

Sallun Filho,W. 1999. Análise dos estromatólitos do Grupo Itaiacoca (Proterozoico), ao sul de Itapeva, SP. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 126 p.

Sallun Filho,W.; Fairchild,T.R. 2003. Depositional environments and growth of *Conophyton* in the Itaiacoca Group, meso- or neoproterozoic, SE Brazil. *In*: Latinamerican Congress of Sedimentologists, III, Belem, Resumos, p. 195-196.

Sallun Filho,W.; Fairchild,T.R. 2004. Estromatólitos do Grupo Itaiacoca ao sul de Itapeva, SP. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **7**(3): 359-370.

Sallun Filho,W.; Campanha,G.A.C.; Fairchild,T.R. 2005. Aspectos deformacionais em estromatólitos do Grupo Itaiacoca, a sul de Itapeva (SP). *Revista Brasileira de Geociências*, **35**(3): 333-340.

Siga Jr.,O.; Basei,M.A.S.; Sato,K.; Prazeres Filho,H.J.; Cury,L.F.; Weber,W.; Passarelli,C.R.; Harara,O.M.; Reis Neto, J.M. 2003. U-Pb (Zircon) ages of metavolcanic rocks from the Itaiacoca Group: tectonic implications. *Revista do Instituto de Geociências-USP*, **3**: 39-49.

Siga Jr.,O.; Basei,M.A.S.; Passarelli,C.R.; Sato,K.; Prazeres Filho,H.J.; Cury,L.F.; Harara,O.M.; Reis Neto,J.M.; Basei,G.B. 2006. Geochronology of the Itaiacoca Belt (Parana - Brazil): Tectonic Implications. *In*: SSAGI, Southamerican Symposium on Isotope Geology, 5, Punta del Este, Short Paper, v. 1, p. 186-189.

Souza,A.P. 1990. Mapa geológico na escala 1:50.000 e esboço da evolução tectônica e sedimentar do Grupo Itaiacoca, nas folhas Barra do Chapéu e Ouro Verde – SP/PR. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 200 p.

Thedorovicz,A.; Câmara,M.M.; Morais,S.M.; Godoy,H.K; Takahashi,A.T. 1986. *Projeto Engenheiro Maia-Ribeirão Branco*. Relatório Final. CPRM/PROMINÉRIO.

Trein,E.; Reis Neto,J.M.; Biondi,J.C.; Monastier,M.S. 1985. Revisão da Formação Itaiacoca: identificação de uma sequência metavulcano-sedimentar em Abapã (PR). *In*: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 5, 1985. Atas, São Paulo, 1:169-185.

* Publicado na Internet em 11/03/2010 no endereço http://www.unb.br/ig/sigep/sitio049/sitio049.pdf

[1] Instituto Geológico, Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo – Av. Miguel Stefano 3900, 04301-903 São Paulo – SP, wsallun@gmail.com

[2] Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental – Instituto de Geociências, USP – Rua do Lago, 562, 05508-080 São Paulo – SP, trfairch@hotmail.com

[3] Rua São Francisco 98, Ap. 309, 01005-020 São Paulo – SP, danielrfranca@usp.br



WILLIAM SALLUN FILHO

Geólogo, Mestre e Doutor em Geociências pelo Instituto de Geociências da USP. Tem como áreas de atuação a Paleontologia do Pré-Cambriano e a Geologia de Terrenos Cársticos. É Pesquisador Científico do Instituto Geológico da Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo desde 2005.



THOMAS RICH FAIRCHILD

Possui graduação em Geologia pela Stanford University (1966) e doutorado em Geologia pela University of California at Los Angeles (1975). Sua pesquisa é focada na vida proterozoica, incluindo microfósseis e estromatólitos. Ministra disciplinas de paleontologia e geologia histórica desde 1976 na Universidade de São Paulo, onde. é Professor Doutor.



FERNANDO FLÁVIO MARQUES DE ALMEIDA *(in memoriam)*

Formado em Engenharia Civil em 1939, na Escola Politécnica da USP. Foi professor assistente e adjunto da EPUSP, livre-docente da USP, professor catedrático da Faculdade de Engenharia Industrial da Pontifícia Universidade Católica, professor catedrático da EPUSP, professor do Instituto de Geociências da USP, professor do curso de pós-graduação em Geociências da Universidade Estadual de Campinas - UNICAMP, engenheiro do DNPM e da Divisão de Minas e Geologia Aplicada do Instituto Tecnológico de São Paulo.

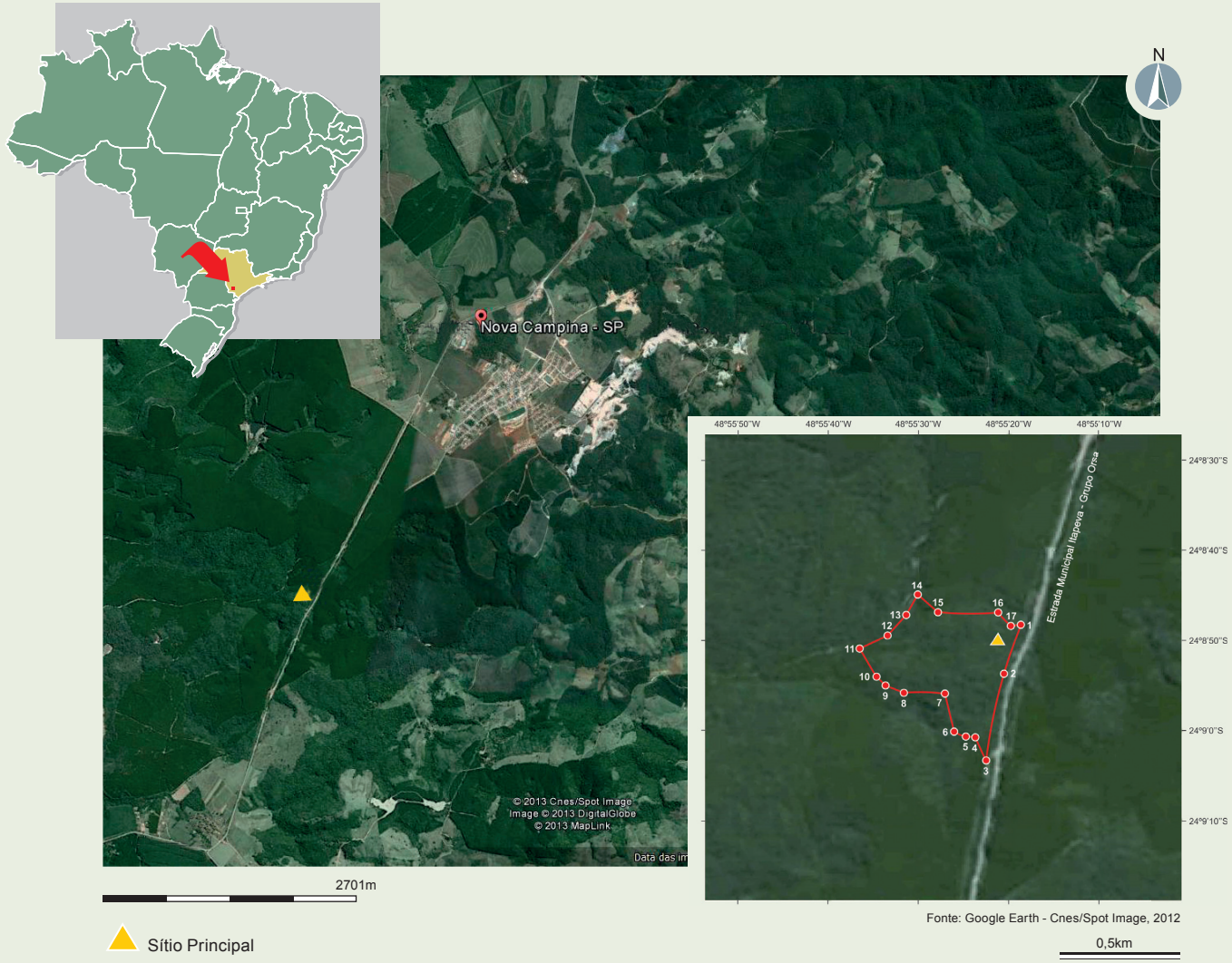


DANIEL RODRIGUES DE FRANÇA

Graduando em Licenciatura em Geociências e Educação Ambiental pelo Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP). Já atuou na divulgação das Geociências na Estação Ciência da USP (São Paulo). É estagiário do Instituto Geológico da Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo no projeto "Monumento natural estromatólitos de Nova Campina: Proposta de proteção, conservação e utilização em educação ambiental e turismo".

SIGEP 049 - ESTROMATÓLITOS DE NOVA CAMPINA E ITAPEVA, SP

PROPOSTA DA ÁREA DE PROTEÇÃO



VÉRTICE	COORDENADAS GEOGRÁFICAS	
1	24°08'48''S	48°55'18''W
2	24°08'53''S	48°55'20''W
3	24°09'03''S	48°55'22''W
4	24°09'01''S	48°55'23''W
5	24°09'01''S	48°55'25''W
6	24°08'59''S	48°55'26''W
7	24°08'55''S	48°55'27''W
8	24°08'55''S	48°55'31''W
9	24°08'55''S	48°55'33''W

VÉRTICE	COORDENADAS GEOGRÁFICAS	
10	24°08'54''S	48°55'34''W
11	24°08'51''S	48°55'36''W
12	24°08'49''S	48°55'33''W
13	24°08'47''S	48°55'31''W
14	24°08'45''S	48°55'30''W
15	24°08'47''S	48°55'28''W
16	24°08'47''S	48°55'21''W
17	24°08'48''S	48°55'20''W

Polígono da área de proteção proposto por:
William Sallun Filho - Instituto Geológico/SMA/SP (wsallun@igeologico.sp.gov.br)

Data da proposta: 15/02/2013

Beachrock de Jaconé, RJ

Uma pedra no caminho de Darwin

SIGEP 060*

Katia Leite Mansur[1]
Renato Rodriguez Cabral Ramos[2]
Gisele Giseé Furukawa[3]

Resumo - Na Praia de Jaconé, na região entre Maricá e Saquarema, foram mapeadas rochas praiais (*beachrocks)* em mais de 1.100m de extensão, que sugerem uma posição do nível relativo do mar a menos de 1 m do nível atual na época de sua formação. Suas conchas foram datadas em 8198-7827 cal AP pelo método radiocarbono. Esta ocorrência permitiu a identificação de três litofácies: arenitos, coquinas e conglomerados. Foram descritas estruturas primárias como estratificação plano-paralelas, cruzadas de baixo ângulo e acanaladas. Em um estado predominantemente formado por rochas cristalinas, esta rara ocorrência sedimentar é importante. No entanto, seu valor é amplificado quando se toma conhecimento de que foi primeiramente descrito por Charles Darwin, então com 23 anos de idade, em 9 de abril de 1832. Com o passar dos anos e com pesquisas arqueológicas realizadas na região foram descobertos seixos e calhaus de *beachrock* nos sambaquis da Beirada e do Moa, em Saquarema, mostrando que este material era usado pelo homem pré-histórico há mais de 4000 anos AP. No presente estudo, buscou-se realizar o enquadramento destas exposições como patrimônio geológico e, ao mesmo tempo, atualizar o conhecimento sobre sua evolução geológica. Por todos os seus atributos se constitui em patrimônio geológico por sua importância histórica e cultural e pelas informações científicas fornecidas. É um patrimônio geológico do tipo geomorfológico, sedimentar, paleoambiental, petrológico e estratigráfico, além de arqueológico e contextualizado na história da ciência. Tem importância internacional e valor científico, cultural, didático e ecológico.

Palavras-chave: Arenito de praia; *Beachrock*; Patrimônio Geológico; História da Ciência; Charles Darwin

Beachrock of Jaconé, State of Rio de Janeiro – A stone in the path of Charles Darwin

Abstract - Outcrops and displaced blocks of beachrocks were mapped in a stretch of more than 1100 meters along Jaconé Beach, close to Ponta Negra, between Maricá and Saquarema, State of Rio de Janeiro. They indicate that the sea level at the time of their formation was approximately 1 meter lower than the present one. Their shells were dated at 8198-7827 cal BP by radiocarbon method. This occurrence allowed the identification of three lithofacies including sandstones, coquinas and conglomerates. Primary structures such as plane parallel stratification, low angle cross bedding and trough-cross-stratification were described. The lithology of State of Rio de Janeiro is formed basically of igneous and metamorphic rocks with rare sedimentary occurrence, which is very important for the teaching of Geology. Moreover, it is of even greater value because this beachrock was first described by Charles Darwin, on April 9th 1832, when he was 23 years old. Archaeological research in the region discovered sandstone pebbles and cobbles in the Beirada and Moa shellmounds, in Saquarema, which have been dated at 4000 years BP. It means that the prehistoric inhabitant had already used the beachrocks. Due to these factors, this study attempts to frame the occurrence as geological heritage and, at the same time, update the knowledge on its evolution. Darwin´s sandstones can be considered as important geological heritage due to their geomorphological, sedimentary, paleoenvironmental, petrologic, stratigraphic, historical and cultural attributes, besides the scientific information prevailing in this area.

Keywords: Beachrock; Geological Heritage, Science History; Charles Darwin

INTRODUÇÃO

As primeiras ocorrências de *beachrock* descritas na literatura mundial são as de Beauford (1817), Von Bush (1825), Moresby (1835), Darwin (1841) e Dana (1849) (apud Vousdoukas *et al*., 2007).

Beachrocks são depósitos sedimentares de praia cimentados pela precipitação em geral carbonática e cuja litificação usualmente se dá na zona intermarés (Fig. 1). Podem envolver sedimentos de origem clástica ou bioclástica, nas frações granulométricas que variam de areia até bloco (Vousdoukas *et al*., 2007; Kelletat, 2006). São também chamados de rochas de praia e arenitos de praia e, na região Nordeste do Brasil, recebem o nome de arrecifes. Podem ser friáveis ou coesos (Bates & Jackson,1987), sendo que a cimentação pode ocorrer em poucos anos. Charles Darwin (1844), por exemplo, descreveu em Cabo Verde um conglomerado muito duro que possuía incrustado um parafuso de ferro entre seixos de basalto e cimento carbonático.

Estudos indicam que a precipitação do cimento pode ser controlada por parâmetros ambientais físico-químicos, biológicos e/ou hidrodinâmicos (Vousdoukas *et al*., 2007).

Em 1841, Charles Darwin publicou o trabalho "On a remarkable bar of sandstone off Pernambuco, on the coast of Brazil", considerado o primeiro trabalho científico sobre *beachrocks* brasileiros. Darwin passou pelo Brasil de fevereiro a julho de 1832 e em agosto de 1836, quando de sua viagem ao redor do mundo a bordo do HMS Beagle. Nas oportunidades descreveu *beachrocks* e recifes de coral. Em suas cadernetas de campo (Freeman, 1977) fez anotações sobre as ocorrências da Bahia (1832, 1836) e Pernambuco (1836). Na sua publicação sobre recifes de coral, uma obra pioneira e até hoje considerada correta do ponto de vista da origem geológica dos atóis, Darwin (1842) descreve *beachrocks* do Nordeste brasileiro.

Embora não citado na publicação de 1842, Darwin relatou ainda a ocorrência de *beachrock* no Estado do Rio de Janeiro, em 9 de abril de 1832, conforme consta de sua caderneta de campo (Darwin, 1832): "9.th *Mon [April 1832] [page 5b] started about 1/2 after six. & passed over scorching plains cactuses & other succulent plants (on the decayed & stunted trees beautiful parasitic Orchis with a deliceous smell) glaring hot: therm: in pocket 96°. — inland brackish lakes with numerous birds. white Egrets — Herons — whites & cormorants. [...] lost our way [...] Geology: found a fragment on beach of sandstone with numerous Cardiums Mactra. — the whole line of country beach is composed of an extensive [page 6b] flat or a lake. between which & sea are large sand hills. on which the surf roars (by night fine effect) fresh land is gaining. — Sand emits a shrill sound [...] Manatiba dined Temp in shade 84° our senses were refreshed by food & a more extended & prettier view: reflection very clear in the lake."*

A existência de *beachrock* em Jaconé, comentada por Darwin em 1832, passou despercebida por mais de 150 anos. Somente muito depois, na década de 1990, fragmentos de *beachrock* foram identificados por Lina Kneip em sambaquis em Saquarema (Francisco, 1995). Os clastos foram encontrados em camadas arqueológicas datadas entre 4520 +/- 190 e 3800 +/- 190 anos AP no Sambaqui da Beirada e entre 3960 +/- 190 e 3610 +/- 190 anos AP no Sambaqui do Moa. Também, Francisco *et al*. (1998) relatam a ocorrência de *beachrock* na Praia de Jaconé, apresentam sua descrição petrográfica e sedimentológica e sugerem que pelo menos parte dos clastos desta litologia encontrados em dois sambaquis da região seja proveniente do seu retrabalhamento pelas ondas na praia.

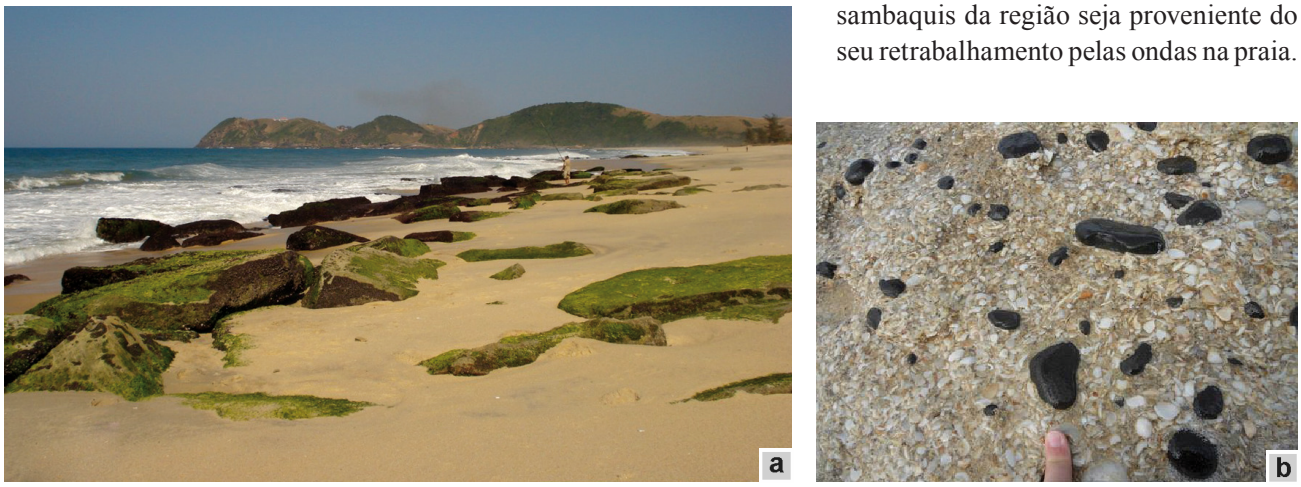


Figura 1 - (a) Afloramentos de *beachrock* em Jaconé, destacando-se a beleza da paisagem (Foto: Renato R.C. Ramos); **(b)** Conglomerado com seixos e calhaus de diabásio e de quartzo de veio (Foto: Helena Panno C. Ramos).

Figure 1 - (a) Outcrops of the beachrock in Jaconé, highlighting the beauty of the landscape (Photo: Renato R.C. Ramos); **(b)** Conglomerate with pebbles and cobbles of diabase and vein quartz (Photo: Helena Panno C. Ramos).

Em 2008 foi iniciado o Projeto Caminhos de Darwin (www.casadaciencia.ufrj.br/caminhosdedarwin). A iniciativa visa resgatar a história da passagem do naturalista britânico pelo Estado do Rio de Janeiro, entre abril e julho de 1832, e estimular atividades relacionadas à sua presença no estado e no país. A divulgação das informações do projeto é feita por meio de uma rede de comunicação e ações conjuntas entre os 12 municípios percorridos por Darwin, envolvendo escolas, moradores, governantes e interessados em geral. Busca-se a conformação de um roteiro turístico, com forte conteúdo científico, educacional e cultural, nos moldes da categoria dos Itinerários Culturais da UNESCO.

O roteiro de viagem do naturalista pelo interior fluminense foi levantado (Simões *et al*., 2011) e uma pesquisa identificou os principais tipos litológicos por ele descritos. Posteriormente, foram iniciadas etapas de campo que, associadas à pesquisa bibliográfica, têm permitido a identificação e localização dos afloramentos. Com isto, foi montado um acervo de rochas, minerais, solos e sedimentos coletados ao longo do trajeto percorrido por Darwin e que se transformou em uma coleção que vem sendo exposta nos diversos municípios. Neste contexto, a Geologia tem se transformado em um forte elemento integrador de ações de divulgação da história da ciência (Mansur *et al*., 2009). Amostras de *beachrock* de Jaconé fazem parte dessa coleção e sua beleza tem despertado a atenção dos espectadores das exposições.

Decidiu-se, então, eleger este afloramento (Fig. 1) como sendo o primeiro a ser revisitado na formulação da vertente geológica da proposição dos Caminhos de Darwin como Itinerário Cultural no contexto da História da Ciência, mais de 170 anos após sua passagem e com as tecnologias atuais disponíveis para análise.

Um sítio, para que possa ser classificado como patrimônio geológico deve, necessariamente, possuir atributos geológicos relevantes segundo seu conteúdo, utilização e influência (García-Cortés, 1996) e pelo seu singular valor do ponto de vista científico, pedagógico, cultural, turístico ou outro (Brilha, 2005). Como este afloramento era carente de informações científicas, foi realizado um estudo preliminar para caracterização dos depósitos segundo os aspectos faciológicos, petrográficos e geocronológicos (Mansur *et al*., 2011). Buscou-se, desta forma, colher dados para que este geossítio possa ser enquadrado enquanto patrimônio de valor científico e pedagógico, uma vez que, do ponto de vista cultural e possibilidade de uso turístico, não há dúvidas quanto à sua importância.

Patrimônio do tipo História da Ciência

Em 9 de abril de 1832, no segundo dia de sua expedição ao interior fluminense, Darwin, antes de almoçar em Manatiba ou Mandetiba (Fig. 2), descreve a ocorrência de um arenito na praia. Mandetiba, localizada entre as lagoas de Jaconé e Saquarema, é também local de ocorrência de



Figura 2 - Localização de Mandetiba, entre Jaconé e Saquarema. Fonte: Cartas Topográficas da Capitania do Rio de Janeiro mandadas tirar pelo Mmo. Exm. Sr. Conde da Cunha Capitam General e Vice Rey do Estado do Brazil no anno de 1767. Acervo da Biblioteca Nacional (arquivo cart512339fo7).

Figure 2 - Location of Mandetiba, between Jaconé and Saquarema. Source: Cartas Topográficas da Capitania do Rio de Janeiro mandadas tirar pelo Mmo. Exm. Sr. Conde da Cunha Capitam General e Vice Rey do Estado do Brazil no anno de 1767. Collection of Biblioteca Nacional (file cart512339fo7).

vários sambaquis, entre eles o de Manitiba, cujo nome parece derivar daquele utilizado nos séculos 18 e 19.

Aos 23 anos, Darwin teve seu primeiro contato com a floresta tropical e isto causou uma forte impressão no jovem naturalista, cuja grande afinidade com a geologia foi consolidada, principalmente, por sua admiração pelo livro *Principles of Geology* de Charles Lyell (Darwin, 1858), então recém-lançado. Recuperar as informações sobre os afloramentos citados ou descritos por Darwin em sua passagem pelo Estado do Rio de Janeiro também resgata parte da história de sua formação como naturalista.

Patrimônio pelo Conteúdo Científico e Cultural

A importância de afloramentos de *beachrock* para a identificação de variações do nível relativo do mar no Holoceno é um consenso entre os autores, dadas as suas condições de formação em linhas de praia, apesar de dúvidas lançadas sobre o local apropriado à cimentação no perfil de praia (Kelletat, 2006).

A ocorrência de *beachrock* de Jaconé também pode ser utilizada para entender a ocupação humana pré-histórica da região, pois seus fragmentos foram coletados pelos sambaquieiros, primeiros habitantes do litoral. O afloramento se classifica como Patrimônio pela possibilidade de utilização científica e cultural, por seu conteúdo sedimentar, significado paleoambiental e associação com a arqueologia.

Patrimônio pela Utilização Geoturística e Didática

Na região da Costa do Sol do Estado do Rio de Janeiro, onde se localizam Maricá e Saquarema, o dito "Turismo de Sol e Praia" é muito desenvolvido. Localmente, as características das ondas de algumas praias, como a de Itaúna, em Saquarema, fazem com que esta cidade seja sede de campeonatos de surfe, inclusive internacionais, o que amplia ainda mais o recebimento de visitantes. Ainda, pode-se visitar os painéis dos projetos Caminhos Geológicos e Caminhos de Darwin, bem como o sítio do Sambaqui da Beirada, espaço musealizado, onde os achados arqueológicos estão expostos *in situ* (Fig. 3) e que se encontra a cerca de 12 km da área de melhor observação das ocorrências de *beachrock*.



Figura 3 - (a) Painel interpretativo do projeto Caminhos Geológicos próximo à igreja de Nossa Senhora de Nazaré, patrimônio histórico, cujo prédio atual foi erguido no século 19; **(b)** Marco da passagem de Darwin em Manitiba, implantado pelo projeto Caminhos de Darwin, inaugurado com a presença do seu tataraneto Randal Keynes (a esquerda do painel); **(c)** placa de sinalização do projeto Caminhos de Darwin na Praia de Jaconé; e **(d)** Sambaqui da Beirada (Fonte da figura: Mansur *et al*., 2011).

Figure 3 - (a) Interpretative panel of the Caminhos Geológicos (Geological Paths) project near Nossa Senhora de Nazaré church, which was built in the 19th century and is classified as historical heritage; **(b)** Milestone of Darwin´s passage in Manitiba that was implanted by Caminhos de Darwin (Darwin Paths) project and inaugurated with the presence of his great-great-grandson Randal Keynes (left of the panel); **(c)** road sign of the Caminhos de Darwin project at Jaconé beach; and **(d)** Beirada shellmound (Source of figure: Mansur et al., 2011).

Acredita-se ser possível estabelecer para os Caminhos de Darwin uma conexão entre os locais por onde ele passou e a ciência, permitindo que a história seja entrelaçada e o turismo científico possa se juntar ao histórico-cultural e, mesmo, o de "Sol e Praia".

Do ponto de vista didático, o afloramento de *beachrock* de Jaconé é de alta relevância porque expõe distintas fácies sedimentares, de rara observação em um território dominado por rochas metamórficas e ígneas, como é o caso do Estado do Rio de Janeiro.

Patrimônio com Influência Internacional

As descrições geológicas efetuadas por Charles Darwin no Estado do Rio de Janeiro, e nas demais localidades por ele visitadas, se configuram como Patrimônio de Influência Internacional (García-Cortés, 1996), uma vez que é parte indissociável de sua obra e contribuíram para sua formação científica e elaboração teórica. Estas rochas e localidades não são patrimônios de estados ou países, são patrimônio da ciência com relevância mundial.

LOCALIZAÇÃO

A Praia de Jaconé localiza-se no município de Maricá (oeste) e Saquarema (leste), no Estado do Rio de Janeiro. Chega-se à praia desde o Rio de Janeiro, passando pela Ponte Rio-Niterói, e desta cidade, pela RJ-106, denominada Rodovia Amaral Peixoto. Após passar pela cidade de Maricá, entrar na RJ-118 no km 40,6 seguindo em direção a Ponta Negra. Nesta localidade seguir pela mesma estrada, por mais 3 km, até alcançar o trevo que leva à Praia de Jaconé, distante 700m deste entroncamento rodoviário. A estrada que segue a linha de costa é a RJ-102. Desde aí já é possível observar os primeiros blocos e afloramentos de *beachrock*.

As coordenadas geográficas do centróide da área do sítio são: latitude 22º 56' 30" S e longitude 42º 39' 53" W

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Ambiente de Praia Atual

A praia de Jaconé, onde ocorrem afloramentos e blocos de *beachrock* (Fig. 4), apóia-se em dois promontórios, o de Saquarema, a leste, e o de Ponta Negra, a oeste. Ao norte da faixa de *beachrocks* encontra-se a Lagoa de Jaconé e sua planície parcialmente colmatada e brejosa, separadas da praia por típico cordão arenoso. A rede de drenagem da Serra de Jaconé alimenta a Lagoa de Jaconé e as áreas inundáveis adjacentes.

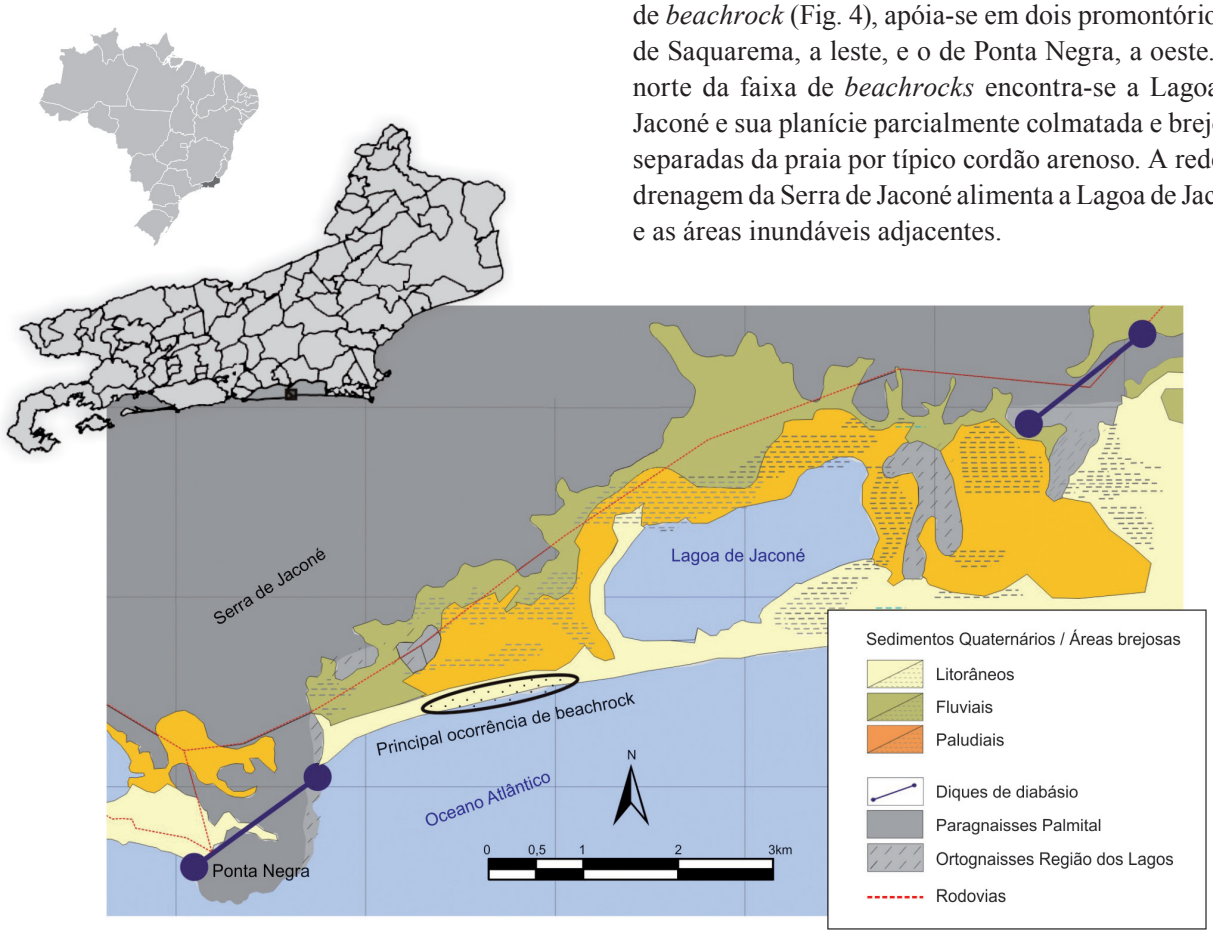


Figura 4 - Mapa geológico da região de ocorrência de *beachrock* em Saquarema e Maricá (Fonte: Mansur *et al.*, 2011 modificado de DRM, 1981).

Figure 4 - Geological map of the region of the beachrock occurrence in Saquarema and Maricá (Source: Mansur *et al.*, 2011 modified from DRM, 1981).

Do ponto de vista da morfodinâmica, a Praia de Jaconé pode ser classificada como do tipo refletiva (Wright & Short, 1984 *apud* U.S. Army Corps of Engineers, 1995). Esta afirmação é corroborada pela análise granulométrica de amostra da face de praia (Fig.5), coletada em ambiente semelhante àquele interpretado como sendo o de *beachrocks*, que mostrou predominância de sedimentos na faixa de areia grossa a média (phi médio=-0,3317), grãos bem selecionados (seleção=0,4895). Não foram observados seixos e calhaus, exceto aqueles originados pelo retrabalhamento de *beachrock*, que, em geral, são discoides (oblatos), mostrando a abrasão sofrida pelo embate das ondas.

Do ponto de vista composicional, observou-se predominância de quartzo e valvas de moluscos. O teor em bioclastos, que chega a alcançar cerca de 80% dos constituintes na fração maior que areia muito grossa, vai diminuindo de percentual, até praticamente desaparecer na fração areia muito fina. O quartzo apresenta-se como grãos bem arredondados, em geral prolatos, quanto maior a granulometria. Na fração areia fina, os grãos apresentam-se angulosos a subangulosos. Inclusões sólidas são frequentes (Figs. 6a e 6b).

Fragmentos angulosos a bem arredondados de tonalidades amareladas a amarronzadas do próprio beachrock são observados desde as frações mais grossas até areia média (Fig. 6a). Foi observada, ainda, cimentação incipiente entre grãos de quartzo localizado sobre e dentro de fragmentos de valvas (Figs. 6c e 6d). Biotita, espinhos de equinoides e pequenos grãos de turmalina e ilmenita foram também encontrados na fração areia fina.

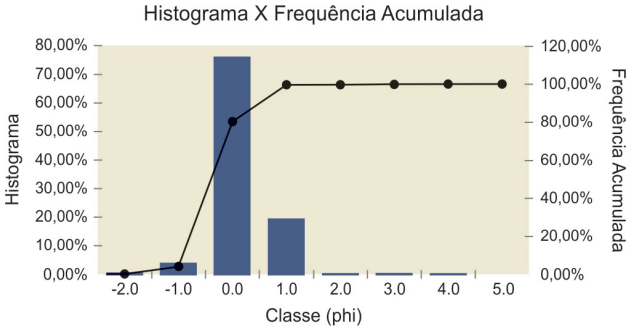


Figura 5 - Análise granulométrica da areia da praia de Jaconé, coletada nas proximidades de *beachrocks* (Fonte: Mansur *et al.*, 2011).

Figure 5 - Granulometric analysis of the Jaconé beach sand, collected near the beachrocks (Source: Mansur *et al.*, 2011).

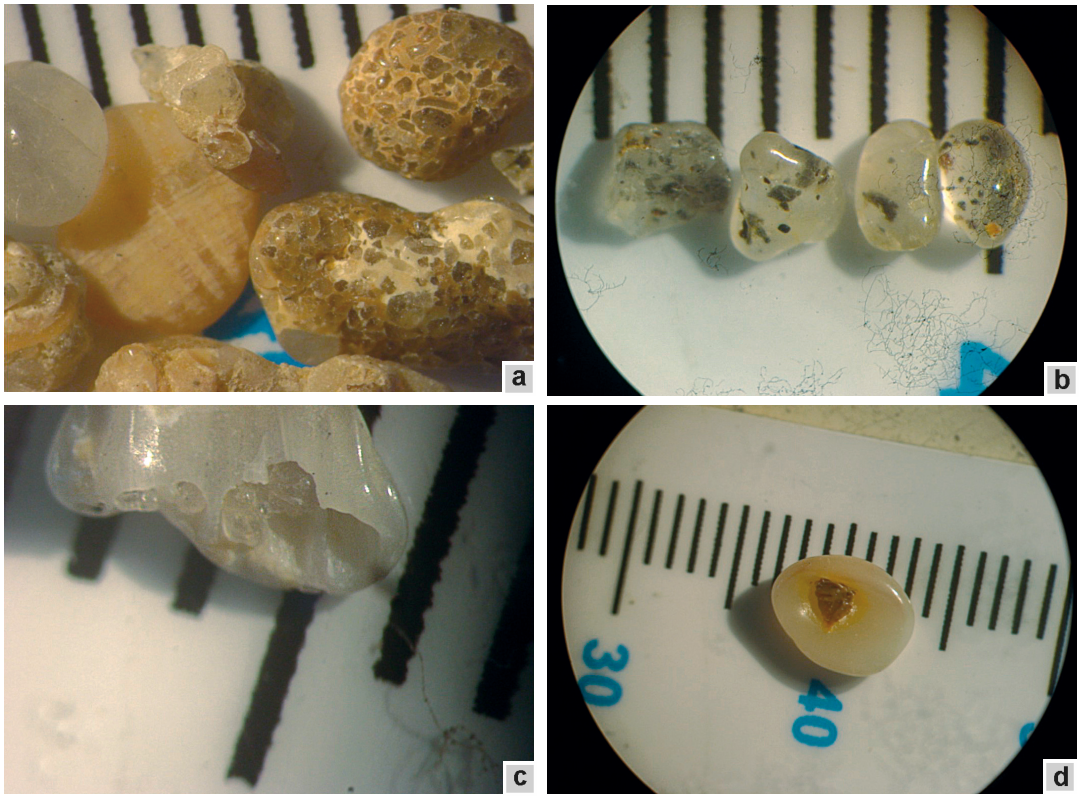


Figura 6 - Aspectos da areia da praia atual: **(a)** grãos arredondados de *beachrock* e de quartzo; **(b)** grãos de quartzo com inclusões de turmalina e opacos; **(c)** bioclasto aprisionando grãos de quartzo; e **(d)** grão de quartzo cimentado sobre bioclasto. Escala: menor divisão = 1 mm (Fonte: Mansur *et al.*, 2011).

Figure 6 - Aspects of the current beach sand: **(a)** rounded grains of beachrocks and quartz; **(b)** quartz grains with inclusions of tourmaline and opaque minerals; **(c)** bioclast trapping quartz grain; and **(d)** quartz grain cemented on bioclast. Scale in millimeters (Fonte: Mansur *et al.*, 2011).

Beachrock – Descrição Litofaciológica

A faixa de ocorrência mapeada de *beachrock* estende-se por, aproximadamente, 1.100m, aflorando descontinuamente ao longo da face de praia e com maior continuidade na zona de arrebentação. Por imagem de satélite (*Google Earth*, imagem de 02/04/2012) pode-se inferir uma linha contínua de cerca de 4 km ao longo da costa. No entanto, informações obtidas com surfistas da área dão conta de que o afloramento mais oriental encontra-se na porção anterior à zona de arrebentação, na região de Manitiba, porém não visível da praia. Desta forma, a ocorrência pode atingir mais de 6 km de extensão. As melhores possibilidades de visitação ocorrem nos períodos de marés baixas após grandes ressacas, quando a areia é em grande parte removida da face de praia, expondo as ocorrências de *beachrocks*.

Mansur *et al.* (2011) identificaram três litofácies na faixa de *beachrock* (Fig. 7), representativas de distintos subambientes do sistema praial:

- ***Litofácies 1* (Arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo)**

A litofácies mais frequente é representada por arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo, marcada pela alternância de lâminas e de camadas centimétricas de areia média até muito grossa e de conglomerados finos a médios (Figs. 8a e 8b), com abundantes valvas de biválvios fragmentadas, bem como grânulos e seixos finos de quartzo arredondados a subarredondados. A boa seleção dos sedimentos, o elevado arredondamento das partículas, a predominância da fração areia grossa e, principalmente, a presença de estruturas cruzadas de baixo ângulo, sugerem deposição na face de praia.

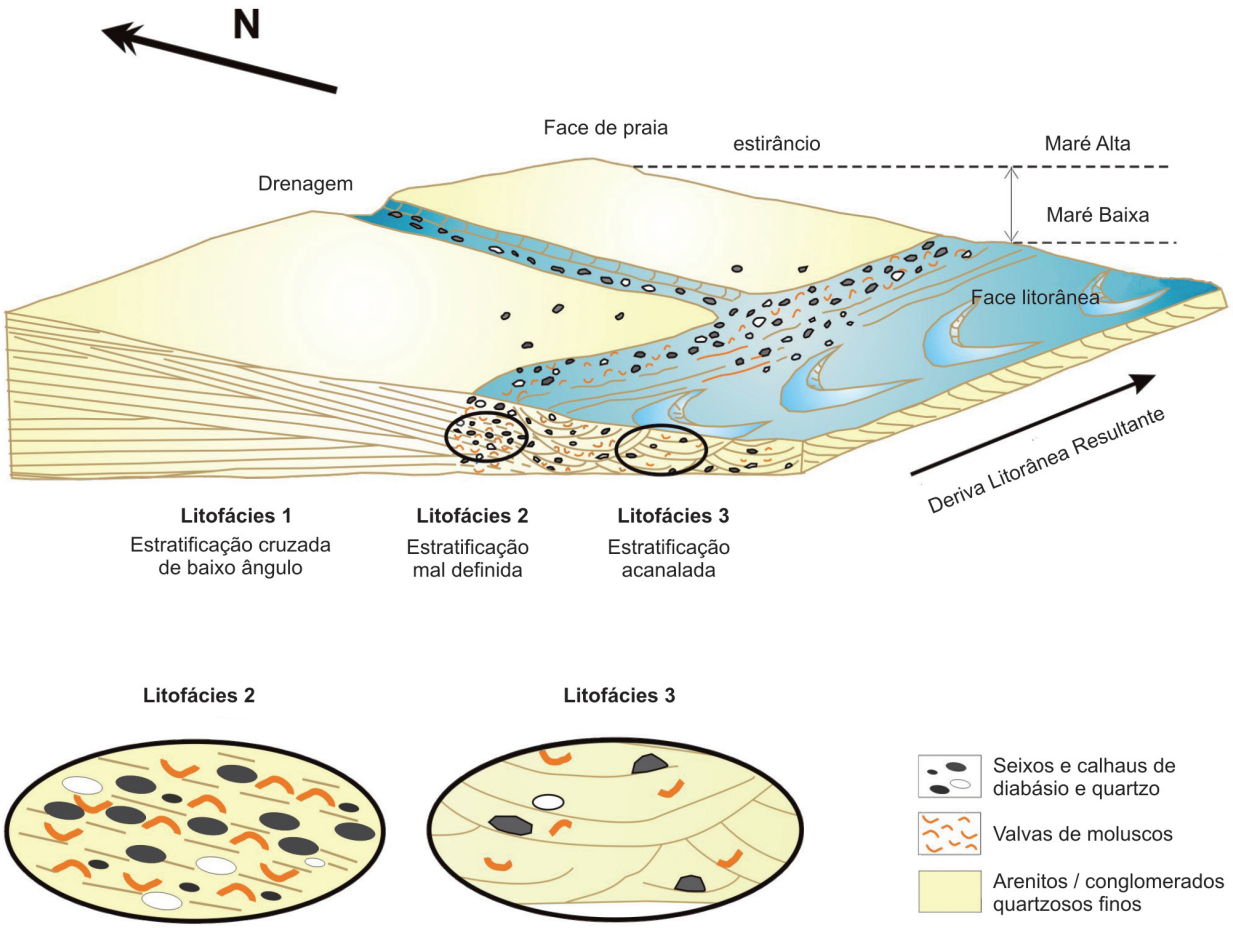


Figura 7 - Modelo esquemático da distribuição de litofácies da *beachrock* de Jaconé, segundo o perfil de praia idealizado para a área de estudo (desenho elaborado com a participação de Rachel de Medeiros Cruz).

Figure 7 - Schematic model for the distribution of the lithofacies in the beachrock of Jaconé, according to the beach profile devised for the study area (drawing elaborated with the participation of Rachel Medeiros Cruz).



Figura 8 - Litofácies 1. **(a)** Arenito grosso a muito grosso com estratificação cruzada de baixo ângulo (marreta =40 cm). **(b)** Arenito grosso a muito grosso e conglomerados finos com valvas de biválvios fragmentadas com estratificação cruzada de baixo ângulo (martelo = 40 cm).

Figure 8 - Lithofacies 1. **(a)** Coarse to very coarse-grained sandstone with low angle cross bedding (hammer = 40 cm). **(b)** Coarse to very coarse-grained sandstone and fine conglomerates with fragments of valves of bivalves with low angle cross bedding (hammer = 40 cm).

• *Litofácies 2* (Conglomerados e coquinas com estratificação mal definida, com seixos e calhaus de diabásio)

A mais notável litofácies da área é aquela formada por conglomerados quartzosos finos com fragmentos de valvas e coquinas com abundantes grânulos de quartzo bem arredondados, elevado conteúdo de areia grossa a muito grossa e valvas de biválvios inteiras e fragmentadas (Fig. 9a). Sua característica mais distintiva, no entanto, é a presença de seixos e calhaus bem arredondados de diabásio e, mais escassamente, de quartzo de veio (Fig. 9b). Os seixos e calhaus possuem diâmetros de 1 a 25 cm e ocorrem em camadas de conglomerado fino com até 50 cm de espessura, com estratificação mal definida, indicada pela orientação das valvas fragmentadas e dos seixos alongados. Subordinadamente, ocorrem conglomerados cujo arcabouço é formado por seixos e calhaus de diabásio, com matriz formada por grânulos e seixos de quartzo e valvas fragmentadas (Figs. 9c e 9d). Em alguns locais, foram registrados conglomerados desta litofácies sobre arenitos estratificados (Litofácies 1) em contato erosivo (Fig. 9e). Esta litofácies pode ser interpretada como depósito residual formado na parte inferior do estirâncio durante eventos de tempestade ("ressacas"), quando, devido ao ataque pelas ondas, haveria remoção e transporte das partículas finas para águas mais profundas (Vieira *et al.*, 2007). Segundo Célia Regina G. de Souza (comunicação verbal), seria mais provável que somente após os eventos de tempestade, em condições de tempo bom, é que haveria retrabalhamento e transporte das partículas mais finas para jusante da deriva litorânea, processando-se assim um joeiramento do sedimento, resultando no depósito residual.

Um aspecto interessante dos afloramentos desta litofácies é a superfície facetada dos seixos e calhaus de diabásio, produzida pela ação abrasiva dos grãos de areia durante o espraiamento e refluxo das ondas (Fig. 9f).

• *Litofácies 3* (Arenitos grossos a muito grossos e conglomerados finos com estruturas cruzadas acanaladas)

Mansur *et al.* (2011) denominaram esta litofácies de "arenitos conglomeráticos e conglomerados finos com geometria acanalada", sendo que à época da elaboração daquele estudo, foram observados escassos registros desta litofácies. Entretanto, durante trabalho de campo realizado em julho de 2011, foram descritos diversos afloramentos e fragmentos de *beachrock* até então encobertos, o que possibilitou uma visualização mais ampla desta litofácies. Esta é caracterizada por arenitos grossos a muito grossos e conglomerados finos, com grânulos e seixos de quartzo e fragmentos de valvas, com estruturas cruzadas acanaladas de pequeno e médio porte (Figs. 10a e 10b). Sua origem pode ser atribuída à atuação de correntes longitudinais, produzindo a migração de barras arenosas de crista sinuosa, separadas da praia por um canal (Fig. 7). Supõe-se que a maior parte dos afloramentos desta litofácies esteja na zona de arrebentação atual, inacessível durante os trabalhos de campo.

Todas essas características sugerem que a morfodinâmica da paleopraia de Jaconé era intermediária, com tendências refletivas.



Figura 9 - Litofácies 2. **(a)** Aspecto de coquina estratificada com valvas de biválvios inteiras e fragmentadas. **(b)** Coquina com seixos de diabásio. **(c)** e **(d)** Conglomerado estratificado com seixos de diabásio e de quartzo e calhaus de diabásio e matriz de areia grossa a muito grossa com valvas de biválvios fragmentadas. **(e)** Conglomerado com seixos de diabásio e de quartzo concentrados na base e coquina no topo, em contato erosivo sobre arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo (altura do matacão ca. 80 cm). **(f)** Seixos de diabásio facetados pela abrasão causada pelo espraiamento e refluxo das ondas (largura da haste do martelo = 3 cm).

Figure 9 - Lithofacies 2. **(a)** Some aspects of the stratified coquina with whole and fragmented valves of bivalves. **(b)** Coquina with diabase pebbles. **(c)** and **(d)** Stratified conglomerate with diabase and quartz pebbles and cobble of diabase and matrix composed by coarse to very coarse sand and fragments of valves of bivalves. **(e)** Conglomerate with diabase and quartz pebbles at its bottom and coquina at the top, in erosional contact overlying sandstones with low angle cross bedding (height of boulder ca. 80 cm). **(f)** Diabase pebble shaped by abrasion from the ebb and flow of the waves (width of hammer handle = 3 cm).

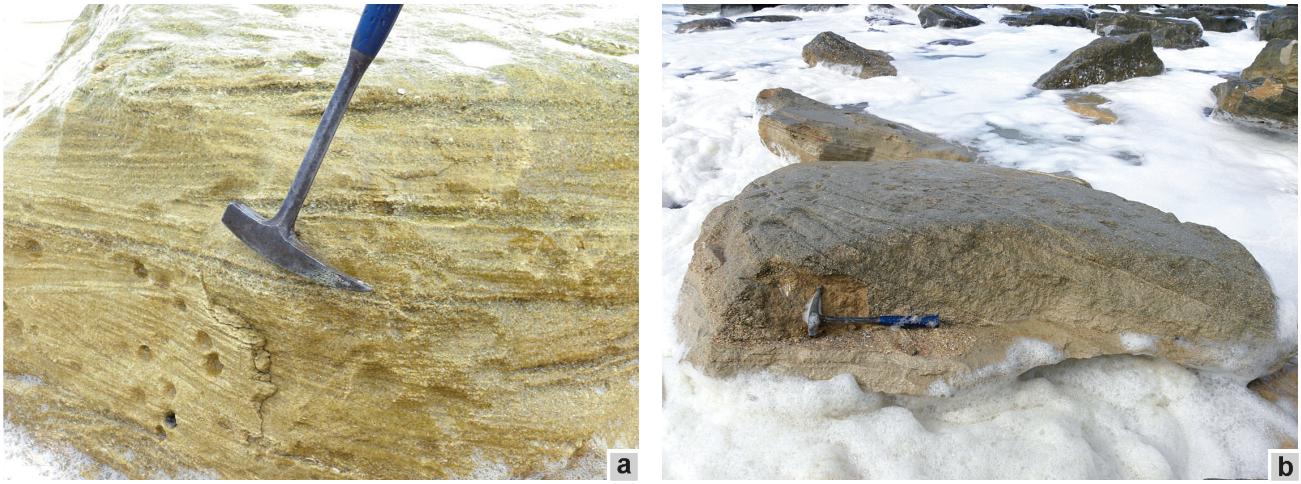


Figura 10 - Litofácies 3. **(a)** Arenito com estruturas cruzadas de pequeno porte (cabeça do martelo = 17 cm). **(b)** Arenito com abundantes fragmentos de valvas com estrutura cruzada acanalada de médio porte (martelo = 30 cm).

Figure 10 - Lithofacies 3. **(a)** Sandstone with small cross bedding (head of the hammer = 17cm). **(b)** Sandstone with several fragments of shells and midsize trough-cross-stratification (hammer = 30 cm).

Petrografia

Mansur *et al*. (2011) descreveram 5 lâminas delgadas das duas principais litofácies registradas no *beachrock* de Jaconé, quais sejam, a Litofácies 1 (4 lâminas: JAC 1, JAC 2, JAC 3 e JAC 4) e a Litofácies 2 (1 lâmina: JAC 5). Foram analisados os aspectos texturais e composicionais do *beachrock*, bem como os processos diagenéticos, com ênfase na cimentação. Cabe ressaltar que as lâminas não foram impregnadas e que foram contados 300 pontos para definir a composição mineralógica.

- Litofácies 1: Constituem arenitos médios a muito grossos com grânulos, compostos predominantemente por grãos de quartzo subangulosos a arredondados, com seleção moderada a boa (Fig. 11a), contendo quantidade subordinada de bioclastos, feldspatos e de litoclastos. Predominam amplamente quartzo com extinção reta e, subordinadamente, com extinção suave ondulante ou ondulante forte. São comuns quartzos com inclusões sólidas de zircão, biotita e turmalina, e escassos aqueles com inclusões fluidas. A fração quartzosa fina a média apresenta grãos subarredondados a subangulosos, sendo que os grãos grossos/muito grossos e grânulos são normalmente arredondados a muito bem arredondados. Segundo Mansur *et al*. (2011), o quartzo nesta litofácies apresenta percentagens entre 55 e 57% e, extraindo-se da contagem o cimento e a porosidade, a quantidade varia de 80 a 94% (Figs. 11 e 12). Entre os feldspatos, predominam grãos subangulosos de microclina, normalmente sem alteração, ocorrendo subordinadamente o ortoclásio e, raramente, plagioclásio. Os fragmentos líticos são bastante escassos, normalmente tamanho grânulo, predominando os de origem plutônica (pegmatitos), compostos por microclina e quartzo. A quantidade de bioclastos no arcabouço varia de 1 a 17%, sendo normalmente constituídos por valvas fragmentadas com as bordas arredondadas, fortemente orientadas, que formam a maior parte da fração mais grossa dos arenitos. Entre os minerais acessórios, foi observada biotita, turmalina, piroxênio, anfibólio, zircão, além de muscovita e opacos. O tipo de cimento carbonático mais comum nos arenitos desta litofácies é representado pelas franjas isópacas prismáticas (*isopachous prismatic rims*), formadas por cristais prismáticos diminutos dispostos perpendiculares à superfície dos grãos do arcabouço (Fig. 13b). Segundo Longman (1980), as franjas isópacas indicam a precipitação de carbonato de cálcio em zona freática marinha ativa, onde a água salgada percolou pelo sedimento através das marés, ondas ou correntes. Já a amostra JAC 1 apresenta cimento caracterizado por cristais aproximadamente equantes (*equant spar*), com diâmetros médios entre 15 e 30 µm, que preenchem quase que completamente o espaço intergranular, proporcionando porosidade reduzida (Fig. 13c). Este tipo de cimento, quando composto de calcita magnesiana, indica precipitação em ambiente predominantemente marinho raso (Longman, 1980). Quando constituído por calcita com baixo teor de magnésio, este indica cimentação através de águas meteóricas.

- Litofácies 2: A única lâmina descrita por Mansur *et al*. (2011) mostra um conglomerado fino moderadamente selecionado, com a fração grossa representada por grânulos de quartzo arredondados e bioclastos (Figura 11d). Há um forte predomínio de clastos de

	Lif	Qz	F	Lit	Bioc	Bi	Tu	Py/Anf	Zi	Cim	Poros
JAC 1	1	57	1,4	0,3	12			0,3		29	
JAC 2	1	57	2,3		1				0,3	31,7	7,7
JAC 3	1	55,7	3,7		5	0,3	0,3			28,7	6,3
JAC 4	1	55,7	4,3	0,3	4,7					13,7	21,3
JAC 5	2	48,4	0,3	3,7	25			0,3		20	2,3

Figura 11 - Percentagem de grãos do arcabouço, cimento e porosidade de *beachrocks* de Jaconé (Fonte: Mansur *et al*., 2011).

Figure 11 - Percent of grains in the framework, cement and porosity of the beachrocks of Jaconé (Source: Mansur *et al*., 2011).

	Lif	Qz	F	Lit	Bioc	Bi	Tu	Py/Anf	Zi
JAC 1	1	80,2	1,9	0,5	16,9			0,5	
JAC 2	1	94	3,8		1,7				0,5
JAC 3	1	85,7	5,6		7,7	0,5	0,5		
JAC 4	1	85,7	6,6	0,5	7,2				
JAC 5	2	62,3	0,4	4,7	32,2			0,4	

Figura 12 - Percentagem de grãos do arcabouço dos *beachrocks* de Jaconé (Fonte: Mansur *et al*., 2011).

Figure 12 - Percent of grains in the framework of the beachrocks of Jaconé (Source: Mansur *et al*., 2011).

Lif: Litofácies
Qz: Quartzo
F: Feldspato
Lit: Líticos
Bioc: Bioclastos
Bi: Biotita
Tu: Turmalina
Py: Piroxênio
Anf: Anfibólio
Zi: Zircão
Cim: Cimento

quartzo, com amplo domínio de grãos monocristalinos sobre os policristalinos, e da extinção reta sobre a suave ondulante. A fração areia grossa/muito grossa e grânulo apresentam clastos arredondados a muito bem arredondados, e a fração areia fina/média, clastos arredondados a subangulosos. Os bioclastos, como na Litofácies 1, são formados quase que exclusivamente por valvas de biválvios fragmentadas tamanho grânulo até seixo fino (4 a 8 mm sensu Blair & McPherson, 1999). O feldspato é escasso, formado principalmente por microclina, bem como os líticos, representados por grânulos e seixos finos de fragmentos de rocha pegmatítica ácida. Cabe ressaltar que não foram observados clastos de diabásio. Foi observado um clasto tamanho areia grossa, possivelmente oriundo de *beachrock* mais antigo, composto por um grão de quartzo e fragmentos bioclásticos, cimentados por carbonato micrítico (Fig. 13e). Foram ainda descritos grãos de zircão, hiperstênio, biotita e opacos. O processo de cimentação nesta litofácies aparenta ser mais complexo que na anterior. Segundo Mansur *et al*. (2011), o cimento constitui 20% do volume total da rocha e a porosidade intergranular é bastante reduzida (Fig. 11). Predomina cimento micrítico de coloração castanha, formando agregados pseudo-peloidais (*pseudo-peloidal aggregates*) com formas subesféricas a elípticas (Fig.13f), diâmetros entre 15 e 35 µm, e recobertas por franjas descontínuas de pequenos cristais prismáticos. Também ocorrem poros preenchidos por cimento micrítico maciço. A franja que envolve os clastos pode ser classificada da mesma forma que na Litofácies 1, como formada na zona freática marinha ativa. A origem do cimento pseudo-peloidal, segundo Vieira & De Ros (2006), deve-se a repetidas nucleações de calcita submicrocristalina ao redor de centros de crescimento, por processos exclusivamente físico-químicos ou com participação biológica. A presença de pequenos cristais prismáticos ao redor dos agregados pode indicar evaporação de água salgada retida nos poros em condições subaéreas.

Datação pelo Método do ^{14}C

Mansur *et al*. (2011) selecionaram uma amostra do *beachrock* da Litofácies 2, rica em conchas de biválvios inteiras ou pouco retrabalhadas, para datação pelo método do radiocarbono no Centro de Estudos Isotópicos Aplicados (CAIS), Universidade da Geórgia (Athens, USA). A concentração de ^{14}C nas amostras foi determinada pela técnica AMS e as idades radiocarbônicas obtidas foram calibradas empregando-se o programa *Radiocarbon Calibration Program* (CALIB) versão 5.02 (2005) (Stuiver & Reimer, 1993). Os resultados obtidos mostraram que os fragmentos de valvas em *beachrock* têm idade de 8198-7827 cal AP e o cimento de 6008-5786 cal AP.

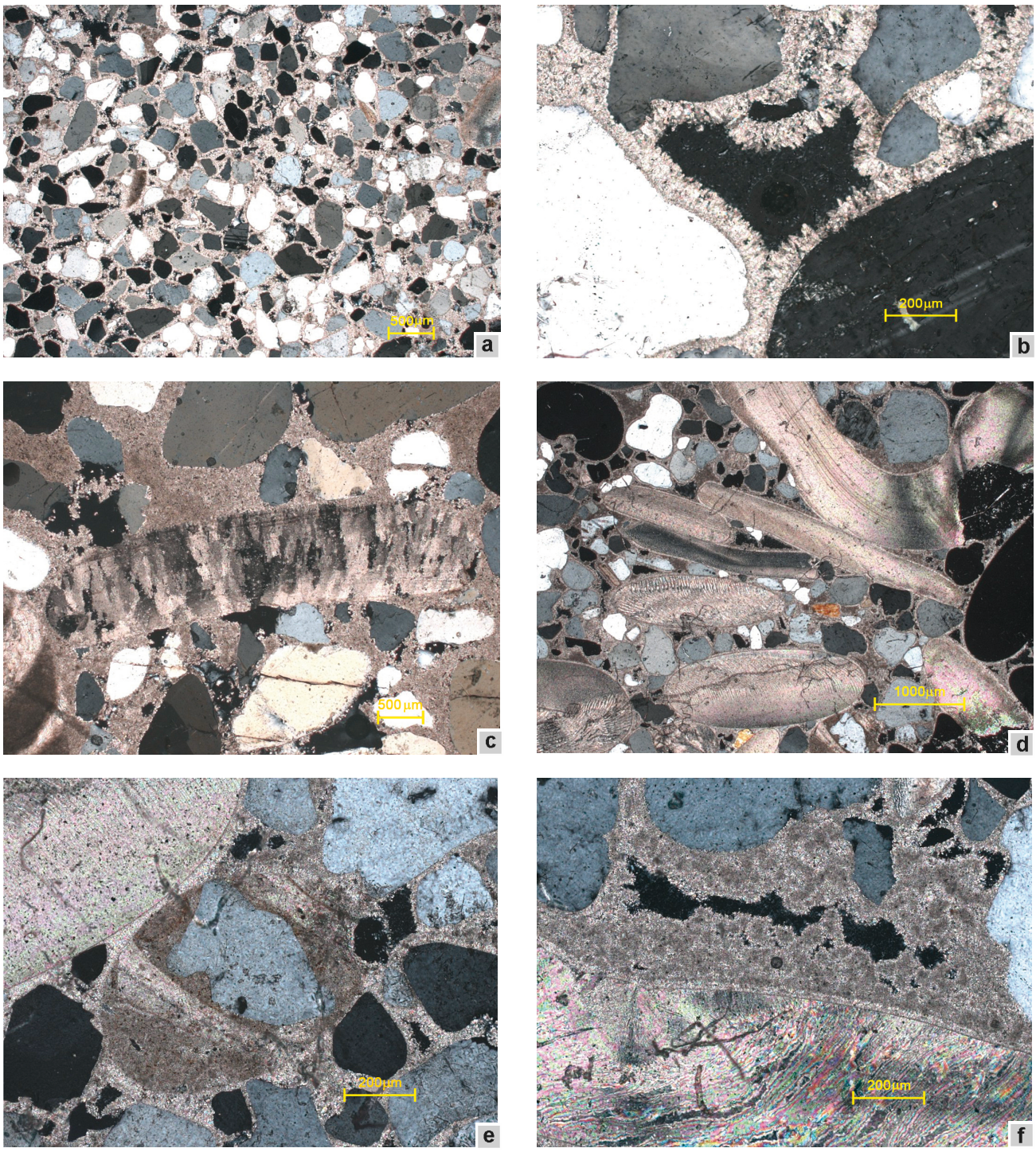


Figura 13 - Petrografia **(a)** JAC 1, polarizador cruzado: arenito médio quartzoso, moderadamente selecionado, com grãos de quartzo monocristalino subangulosos a subarredondados e, subordinadamente, bioclastos. **(b)** JAC 1, polarizador cruzado: cimento do tipo franja isópaca prismática. **(c)** JAC 1, polarizador cruzado: cimento do tipo equant spar preenchendo a porosidade intergranular; ao centro, quartzo com inclusão de turmalina. **(d)** JAC 3, polarizador cruzado: bioclastos tamanho grânulo e seixo fino bem arredondados em arenito da Litofácies 2. **(e)** JAC 3, polarizador descruzado: grão arredondado de ocorrência mais antiga de *beachrock* **(f)** JAC 3, polarizador descruzado: poro parcialmente preenchido por cimento do tipo agregado pseudo-peloidal (Fonte da figura: Mansur *et al*., 2011).

Figure 13 - Petrography. **(a)** JAC 1, crossed polarizer: medium-grained quartz sandstone, moderately sorted, with subangular to subrounded monocrystalline quartz grains and subordinate bioclasts. **(b)** JAC 1, crossed polarizer: isopachous prismatic rims cement type. **(c)** JAC 1, crossed polarizer: equant spar cement type filling the intergranular porosity; in the centre of the view there is quartz with inclusion of tourmaline. **(d)** JAC 3, crossed polarizer: grained granule to fine pebble bioclasts well-rounded in the sandstone of the Lithofacies 2.**(e)** JAC 3, plane-polarizer light mode: rounded grain of an ancient beachrock. **(f)** JAC 3, plane-polarizer light mode: pore partially filled by pseudo-peloidal aggregates cement type (Source: Mansur *et al*., 2011).

SINOPSE SOBRE A ORIGEM, EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E IMPORTÂNCIA DO SÍTIO

A idade dos fragmentos de biválvios em *beachrock* (8198-7827 cal AP) indica que a paleopraia tenha sido formada neste período. O baixo retrabalhamento dos bioclastos sugere que estes não são muito mais antigos que a idade *radiocarbônica*. A rocha praial (*beachrock*) de Jaconé se formou há cerca de 6000 anos AP (6008-5786 cal AP), datado através de seu cimento carbonático. A cerca de 8000 anos AP, o nível relativo do mar estava abaixo do atual, o que é corroborado pela concentração de afloramentos de *beachrock* no terraço de maré baixa e/ou na zona de arrebentação. As idades obtidas qualificam a ocorrência como uma das mais antigas datadas no Estado do Rio de Janeiro.

Ao longo da praia, em pouco mais de 1100m de extensão, podem ser observados blocos e afloramentos, a partir dos quais foram descritas três variedades de *beachrocks*, denominadas litofácies. A Litofácies 1 é composta por arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo, marcada pela alternância centimétrica de areia média a muito grossa e de conglomerados finos (figuras 7a e 7b), com abundantes fragmentos de conchas marinhas. A homogeneidade na granulometria dos sedimentos, o elevado arredondamento das partículas e a predominância de areia grossa, sugerem deposição na parte superior da face de praia (ver Fig. 8).

A Litofácies 2 é composta por conglomerados e coquinas com estratificação mal definida, com seixos e calhaus arredondados de diabásio e, mais escassamente, de quartzo de veio (Figs. 9b, 9c, 9d). Esta litofácies pode ser interpretada como formada na parte inferior da face de praia (ver Fig. 8), durante eventos de tempestade ("ressacas"), onde, devido ao ataque das ondas, houve remoção e transporte das partículas finas para águas mais fundas.

A Litofácies 3 corresponde a arenitos grossos a muito grossos e conglomerados finos com estruturas cruzadas acanaladas de pequeno e médio porte (Figs. 10a e 10b). Esta litofácies pode ser relacionada à migração de megaondulações arenosas através da atuação de correntes de deriva litorânea (Fig. 8).

As informações obtidas a partir da análise em microscópio petrográfico destas rochas ajudam a confirmar as observações de campo e acrescentam dados importantes sobre sua composição, ambiente de deposição e cimentação. Os tipos de cimentação identificados indicam precipitação de $CaCO_3$ em zona freática marinha ativa, sob a ação de marés, correntes ou ondas, produzidos por processos exclusivamente físico-químicos ou com participação biológica. Cabe ressaltar que o estudo do processo de cimentação ainda tem caráter preliminar, sendo necessária petrografia mais aprofundada, bem como análises químicas e de microscopia eletrônica dos cimentos.

Trabalho de campo na região que vai do sopé da Serra de Jaconé até a região de ocorrência de *beachrocks* mostrou a existência de pelo menos três afloramentos de corpos pegmatíticos com dimensões métricas e vários grandes blocos rolados de quartzo, além da presença de clastos rolados nos pequenos rios que descem da serra. Esta, portanto, pode ser a origem de parte dos seixos e calhaus de quartzo encontrados no conglomerado. Entretanto, nenhum afloramento ou clastos de diabásio foi encontrado, apesar dos seixos e calhaus desta litologia predominarem sobre os de quartzo em *beachrocks* conglomeráticas.

No entanto, na região ocorrem dois afloramentos de diques básicos (Fig. 4), um na Ponta Negra e outro próximo à Lagoa de Jaconé, separados por uma área de cobertura holocênica, e que, se unidos por uma linha, podem ser interpretados como um único corpo subjacente à área de ocorrência de *beachrocks*. Antes da deposição dos sedimentos que vieram a formar *beachrock*, o nível relativo do mar esteve bem abaixo do atual, resultando uma paisagem bem distinta (Fig. 14). Durante o período em que o nível do mar estava mais baixo (este teria alcançado o nível atual há cerca de 7000 anos AP) uma parte significativa da planície costeira de Jaconé não era colmatada por sedimentos, sendo provavelmente dissecada pelo baixo curso das drenagens que desciam da serra. Nesse contexto, afloravam rochas do embasamento cristalino e o grande dique de diabásio, que sofria intemperismo químico do tipo esfoliação esferoidal, produzindo uma grande quantidade de seixos e calhaus arredondados, que eram removidos pela ação fluvial. Foi registrado durante os trabalhos de campo que os clastos de diabásio estão restritos e concentrados na faixa de *beachrock* a dois trechos com cerca de 40-50m de comprimento cada, separados por quase 500m. Tal aspecto sugere a presença de ao menos duas desembocaduras fluviais que transportavam os clastos para a paleopraia. Assim, durante a deposição dos sedimentos que formaram *beachrock*, teria havido uma grande disponibilidade de clastos de diabásio ao longo de toda a área atravessada pelo dique, que foram retrabalhados e depositados pela ação das ondas. Em relação aos clastos de quartzo leitoso presentes em *beachrock*, uma parte significativa destes podem ter sido originada de modo semelhante aos clastos de diabásio, ou seja, através do intemperismo do embasamento cristalino adjacente então exposto, e de sua erosão e retrabalhamento por processos fluviais e/ou marinhos.

Observou-se que os sedimentos da praia atual diferem dos registrados em *beachrock*, principalmente no



Figura 14 - Reconstituição paleoambiental da praia de Jaconé explicando a origem dos clastos de diabásio em *beachrock*. Observar que o dique de diabásio, então exposto, foi erodido pelos cursos d´água que chegavam à praia, num momento anterior à consolidação da paleopraia. Paleoartista: Matheus Grimião. Ilustração: técnica mista sobre papel.

Figure 14 - Palaeoenvironmental reconstruction of the Jaconé beach showing the origin of the clasts of diabase in the beachrock. Note that the diabase dyke, exposed at that time, was eroded by the watercourses which arrived at the beach, prior to the consolidation of the palaeobeach. Palaeoartist: Matheus Grimião. Ilustration: mixed technique on paper.

que se refere à ausência de seixos e calhaus, bem como a escassez relativa de fragmentos de biválvios. A Litofácies 1 de *beachrock* apresenta moda granulométrica superior aos sedimentos observados na face de praia atual, o que pode significar um ambiente praial mais energético no passado. A Litofácies 2, conglomerática, corrobora essa interpretação, entretanto, o fato da praia atual não conter seixos e calhaus, e a paleopraia sim, pode representar apenas uma maior disponibilidade destes fragmentos no passado.

Destaca-se, também, a importância ecológica destes afloramentos e blocos, que criam ambientes propícios para elevada concentração de pescado e desenvolvimento de mexilhões, o que pode ter sido um atrativo para os sambaquieiros no passado como é para os pescadores atuais.

Finalmente, é inegável o enquadramento destas rochas praiais como patrimônio geológico, seja pela sua importância histórica e cultural, seja pelas informações geológicas que ela pôde fornecer. A ocorrência se constitui como patrimônio geológico do tipo geomorfológico (paisagem), sedimentar (fácies e estruturas), paleoambiental (posicionamento de praia pretérita), petrológico (posicionamento do dique de diabásio), além de arqueológico (presença nos sambaquis). Por tudo isto e pela sua inserção no contexto da história da ciência (descrito por Charles Darwin em 1832), o sítio tem importância internacional e valor científico, cultural, didático e ecológico.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Vulnerabilidade do Sítio a Degradação Ambiental

O sítio se encontra na zona de arrebentação da praia de Jaconé, sendo que seu limite oeste localiza-se próximo ao costão rochoso da Ponta Negra e o limite leste em frente à rua de acesso ao centro da vila de Jaconé (esta informação foi dada por surfistas, já que nesta área não é possível observar *beachrocks* na linha de praia). *Beachrocks* são importantes na manutenção do perfil de praia, protegendo-a da ação das fortes ondas deste trecho do litoral e, assim, impedindo a erosão costeira.

Está em excelente estado de conservação. Acreditava-se que não estivesse sujeito à degradação antrópica, considerada a impossibilidade legal de construção em APPs – Áreas de Preservação Permanente, como são as praias, relacionadas na Resolução CONAMA 303/2000, artigo 3º item XV, e costões rochosos, ambos protegidos pela Constituição do Estado do Rio de Janeiro de 1989, artigo 268 item II. A erosão marinha, pelo embate das fortes ondas locais, era considerada a maior ameaça à conservação do sítio.

No entanto, a partir de 2010, começaram a surgir notícias sobre a construção de empreendimentos na

área. Primeiramente, foi publicado na imprensa o interesse de uma empresa em construir um estaleiro e, no final de 2011, um porto petroleiro foi anunciado como projeto para escoamento da produção do COMPERJ – Complexo Petroquímico do Rio de Janeiro, em fase de construção em Itaboraí e distante cerca de 60 km. Em 2012 um projeto de porto e estaleiro está em discussão junto ao órgão de licenciamento ambiental. O projeto apresentado apoia-se em parte do costão, prevê o aterro de 60 ha de praia e de área hoje submersa, inclusive de porção de *beachrocks*.

A construção de espigões ou atracadouros perpendiculares à linha de praia para atender às necessidades do porto, pode levar à erosão costeira em parte da praia e, da mesma maneira, criar zonas de sedimentação, desequilibrando o perfil atual.

A Prefeitura de Maricá e o Governo do Estado apoiam o empreendimento.

Medidas Previstas

Foi realizado o levantamento geológico apresentado neste trabalho, atualizando em alguns aspectos o trabalho publicado recentemente na Revista Brasileira de Geociências (Mansur *et al*., 2011). Esta ação é fundamental para dar credibilidade científica ao geossítio.

Por outro lado, a publicação do sítio pela SIGEP se constitui em importante passo para seu reconhecimento patrimonial. Pretende-se, ainda, instalar um painel do projeto Caminhos Geológicos / Caminhos de Darwin na localidade.

A despeito da legislação de proteção, entende-se que é importante a divulgação deste afloramento para que possa ser arregimentado apoio para sua proteção. A existência do sítio já foi apresentada em palestras para comunidades locais e ambientalistas, que organizaram o movimento "SOS Jaconé. Porto não". Eles se mobilizam por meio das redes sociais e já realizaram protestos contra a construção do empreendimento e a favor da proposta do Geoparque Costões e Lagunas do Rio de Janeiro (Fig. 15), onde este geossítio foi inserido no inventário (Mansur, 2010; Mansur *et al*., 2012) e entre os pontos do roteiro para visitação geoturística.

O órgão ambiental do Estado, o INEA – Instituto Estadual do Ambiente, já vem recebendo informações sobre esta ocorrência de *beachrock* na forma de subsídios para o possível futuro processo de licenciamento ambiental do empreendimento.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Assis, H.M.B., Amaral, R.F., Manso, V.A.V. 1990. Caracterização dos "beach rocks" do litoral sul de Pernambuco com base em evidências petrográficas e isotópicas. In: SBG, Cong. Bras. Geologia, 34, Anais, v.2, p.635-646.

Bates, R.L., Jackson, J.A. 1987. Glossary of Geology, 3rd Edition. American Geological Institute, Alexandria, VA, 788p.

Blair, T., McPherson, J.G. 1999. Grain-size and textural classification of coarse sedimentary particles. Journal of Sedimentary Research, 69(1):6-19.

Brilha, J. 2005. Património geológico e geoconservação: a conservação da natureza na sua vertente geológica. Palimage Editores, Braga, 190p.

Carneiro, C.F.A.G. 2007. A Constituição de Patrimônios Naturais e o Tombamento da Serra do Mar no Paraná. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Paraná. 577p.

Carvajal, D.J., González, A. 2003. La contribuición del patrimonio geológico y minero al desarrollo sostenible. In: Villas-Boas, R.C., Martínez, A.G., Albuquerque, G.A.S.C. (eds.). Patrimonio Geológico y minero en el contexto del Cierre de Minas. Rio de Janeiro: CNPq/ CYTED. p.27-49.



Figura 15 - Fotografias do protesto realizado contra a construção do porto e estaleiro pela população local em 8 de setembro de 2012 (Fotos: Ana Paula de Carvalho do Movimento Luto por Maricá).

Figure 15 - Protest demonstration by the local population against the port and shipyard construction, September 8th 2012 (Photos: Ana Paula de Carvalho of the Mourning for Maricá Movement).

Castro, J.W.A., Suguio, K., Ramos, R.R.C., Tenório, M.C. 2009. Indicadores de oscilações do nível relativo do mar em Arraial do Cabo – Rio de Janeiro na transição entre o Pleistoceno e o Holoceno. In: ABEQUA, Cong. da ABEQUA, 12, Anais, p.85.

Darwin, C. R. 1832. Rio de Janeiro excursion city. M. Video Bahia Blanca. Beagle field Notebook Disponível em: http://darwin-online.org.uk/content/frameset?itemID=EH1.10&viewtype=text&pageseq=1 Acessado em 27 jan 2010.

Darwin, C.R. 1841. On a remarkable bar of sandstone off Pernambuco, on the coast of Brazil. Edimburgh and Dublin Philosophical Magazine, 19:257-260.

Darwin, C. R. 1842. The structure and distribution of coral reefs. Being the first part of the geology of the voyage of the Beagle, under the command of Capt. Fitzroy, R.N. during the years 1832 to 1836. Smith Elder and Co., London, 214p.

Darwin, C.R. 1844. Geological observations on the volcanic islands visited during the voyage of H.M.S. Beagle, together with some brief notices of the geology of Australia and the Cape of Good Hope. Being the second part of the geology of the voyage of the Beagle, under the command of Capt. Fitzroy, R.N. during the years 1832 to 1836. London: Smith Elder and Co. 648p.

Darwin, C. R. 1858. The autobiography of Charles Darwin 1809-1882. Collins, London, 250p.

DRM - Departamento de Recursos Minerais. 1981. Mapa Geológico de Saquarema. SF-23-Z-B-V-4. Niterói, escala 1:50.000.

Dias, G.T.M., Gorini, M.A., Gallea, C.G., Espindola. C.R.S., Mello, S.M., Dellapiazza, H., Castro, J.R.J.C. 1982. Bancos de Arenito de Praia (beach rocks) submersos na Plataforma Continental SE Brasileira. In: SBG, Cong. Bras. Geologia, 32, Anais, v.4, p.1540-1546.

Dias, G.T.M., Silva, C.G. 1984. Geologia de depósitos arenosos costeiros emersos - exemplos ao longo do litoral fluminense. In: UFF, Simp. sobre Restingas Brasileiras, 1, Anais, p.47-60.

Francisco, B.H.R. 1995. Ocorrência de Seixos de Arenitos de Praia nos Sambaquis do Moa e da Beirada e a Variação do Nível do Mar no Litoral de Saquarema (RJ). In: SBG, Cong. da ABEQUA, 5, Resumos, p.42-45.

Francisco, B.H.R. 1998. O Homem e a Geo-História da Região de Saquarema. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 277p.

Francisco, B.H.R., Andrade, W.A., Machado, S. 1998. Arenito de Praia de Jaconé (RJ) e sua Relação com o Material Lítico dos Sambaquis de Saquarema (RJ). In: SBG, Cong. Bras. Geologia, 40, Anais, p.417.

Francisco, B.H.R., Goes, M.H.B. 1989. Geologia e Geomorfologia do Quaternário da Baixada de Sepetiba (RJ). In: Cong. da ABEQUA. Publ. Especial n. 01, p.13.

Freeman, R.B. 1977. The Works of Charles Darwin: an Annotated Bibliographical Handlist. Disponível em http://darwin-online.org.uk/content/frameset?viewtype=text&itemID= A1&pageseq=1. Acessado em 27 jan. 2010.

García-Cortés, A.G. 1996. Inventario del Patrimonio Geológico. In: Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente, Sociedad Española de Geologia Ambiental y Ordenación del Territorio, Comissión de Patrimonio Geológico de la Sociedad Geológica de España (ed.). El Patrimonio Geológico. Bases para su valoración, protección, conservación y utilización. Serie Monografías, p.53-60.

Kelletat, D. 2006. Beachrock as Sea-Level Indicator? Remarks from a Geomorphological Point of View. Journal of Coastal Research, 22(6):1558-1564.

Kowsmann, R.O., Costa, M.P.A. 1979. Sedimentação quaternária da margem continental brasileira e áreas oceânicas adjacentes. Projeto REMAC. Mapa faciológico dos sedimentos superficiais da plataforma; e da sedimentação quaternária no oceano profundo. PETROBRÁS, CENPES, DINTEP Rio de Janeiro, Série Projeto REMAC, 8, 55p.

Longman, M.W. 1980. Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 64:461-487.

Macedo, A.C.M. 1971. Testemunhos geológicos da evolução do litoral no Estado da Guanabara. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 3/4: 832.

Mansur, K.L. 2010. Diretrizes para Geoconservação do Patrimônio Geológico do Estado do Rio de Janeiro: o caso do Domínio Tectônico Cabo Frio. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 214p.

Mansur, K.L., Brito, F., Nascimento, V.M.R., Ramos, R.R.C. 2009. Uma exposição de rochas e minerais para divulgação da história da ciência e para o conhecimento: a Geologia no trajeto de Charles Darwin no Estado do Rio de Janeiro. In: SBG, Simp. Geol. Sudeste, 11, Anais, p. 116.

Mansur, K.L., Ramos, R.R.C., Godoy, J.M.O., Nascimento, V.M.R. 2011. Beachrock de Jaconé, Maricá e Saquarema – RJ: importância para a história da ciência e para o conhecimento geológico. Revista Brasileira de Geociências, 41(2): 290-303.

Mansur, K.L.; Guedes, E.; Alves, M.G.; Nascimento, V.; Pressi, L.F.; Costa Jr., N.; Pessanha, A.; Nascimento, L.H.; Vasconcelos, L.H. 2012. Geoparque Costões e Lagunas do Rio de Janeiro (RJ). In: Schobbenhaus, C. & Silva, C.R. Geoparques do Brasil: Propostas. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Rio de Janeiro, Volume 1, p. 687-745.

Martins, L.R., Urien, C.M., Martins, I.R. 2005a. Gênese dos sedimentos da Plataforma Continental Atlântica entre o Rio Grande do Sul (Brasil) e Tierra del Fuego (Argentina). Gravel, 3:85-102.

Martins, L.R., Martins, I.R., Urien, C.M. 2005b. Sand Bodies of the Santa Catarina Inner Continental Shelf, Brazil. Gravel, 3:103-108.

McCubbin, D.G. 1992. Barrier Islands and Strand-Plain Fácies. In: Scholle, P.A., Spearing, D. (eds.). Sandstone Depositional Environments. AAPG, p. 247-279.

Moreira, I.C., Brito, M.F., Mansur, K.L. 2009. Darwin - um roteiro turístico, educacional e científico no estado do

Rio de Janeiro, Brasil. In: USP, Simpósio de Pesquisa em Ensino e História de Ciências da Terra, 2, CD-ROM, 10p.

Muehe, D., Ignarra, S. 1984. Arenito de praia submerso em frente à praia de Itaipuaçu - RJ. SBG, Cong. Bras. Geologia, 33, Anais, p.341-348.

Muehe, D., Valentini, E. 1998. O Litoral do Estado do Rio de Janeiro: uma caracterização físico-ambiental. Fundação de Estudos do Mar. GTZ. Rio de Janeiro, 96p.

Muehe, D., Lima, C.F, Lins-de-Barros, F.M. 2007. Erosão e Progradação do Litoral Brasileiro: Rio de Janeiro. Ministério do Meio Ambiente, p. 267-296.

Oliveira, M.I.M., Bagnolli, E., Farias, C.C., Nogueira, A.M.B., Santiago, M. 1990. Considerações sobre a geometria, petrologia, sedimentologia, diagênse e idades dos beachrocks do Rio Grande do Norte. In: SBG, Cong. Bras. Geologia, 34, Anais, v.2, p.621-634.

Russel, R.J. McIntire, W.G. 1965. Beach cusps. Geological Society of America Bulletin, 76:307-320.

Savi, D.C., Tenório, M.C., Calippo, F.R., Toledo, F.A.L., Gonzalez, M.M.B., Afonso, M.C. 2005. Beachrock e o Sambaqui da Ilha do Cabo Frio. In: ABEQUA, Cong. da ABEQUA, 10, Resumos, 4p.

Simões, L.C., Mansur, K.L., Brito, M.F. 2011. O mapa dos Caminhos de Darwin no Rio de Janeiro: Implantação de um projeto de popularização da história da ciência. In: Scientiarum Historia, IV, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. Anais, p. 1-7.

Stuiver M., Reimer, P.J. 1993. Extended 14C Data Base and Revised Calib 3.014c Age Calibration program. Radiocarbon, 35(1):215-230.

Vieira, M.M., De Ros, L.F. 2006. Cementation patterns and genetic implications of Holocene beachrocks from northeastern Brazil. Sedimentary Geology, 192:207-230.

Vieira, M.M., De Ros, L.F., Bezerra, F.H.R. 2007. Lithofaciology and palaeonvironmental analysis of Holocene beachrocks in Northeastern Brazil. Journal of Coastal Research, 23(6):1535-1548.

Vousdoukas, M.I., Velegrakis, A.F., Plomaritis, T.A. 2007. Beachrock occurrence, characteristics, formation mechanisms and impacts. Earth-Science Reviews, 85:23-46.

U.S. Army Corps of Engineers. 1995. Coastal Geology CECW-EG Engineer Manual 1110-2-1810. 297p.

Wrigth L.D., Short A.D. 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. Marine Geology, 56: 93-118.

* Publicado na Internet em 20/11/2012 no endereço http://sigep.cprm.gov.br/sitio060/sitio060.pdf

[1] Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Depto de Geologia, Rio de Janeiro, RJ, Brasil (katia@geologia.ufrj.br).

[2] Universidade Federal do Rio de Janeiro, Museu Nacional, Depto de Geologia e Paleontologia, Rio de Janeiro, RJ, Brasil (rramos@mn.ufrj.br).

[3] Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Depto de Geologia, Rio de Janeiro, RJ, Brasil (giselegeologiarj@gmail.com).



KÁTIA LEITE MANSUR

Possui graduação em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (1981) e doutorado pela mesma universidade (2010). Desde maio de 2011 é Professor Adjunto do Departamento de Geologia da UFRJ. É professor colaborador (disciplina Geoconservação) do Curso de Especialização em Geologia do Quaternário do Museu Nacional-UFRJ. Tem experiência na área de Geologia Ambiental, Hidrogeologia, Geoconservação e Popularização da Ciência. Coordenou o Projeto Caminhos Geológicos do DRM-RJ desde sua inauguração em 2001 até 2011. Faz parte da coordenação do Projeto Caminhos de Darwin no Estado do Rio de Janeiro e atualmente é vice-diretora do Museu da Geodiversidade. Faz parte, também, do grupo de gestão da proposta do Geoparque Costões e Lagunas do Rio de Janeiro.



RENATO RODRIGUEZ CABRAL RAMOS

Possui graduação em Geologia pela Universidade do Estado do Rio de Janeiro (1988), mestrado (1998) e doutorado (2003) pelo Programa de Pós-graduação em Geologia do Instituto de Geociências (IGEO), Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ). Tem experiência na área de Geologia Sedimentar, atuando principalmente na evolução das bacias do segmento central do Rifte Continental do Sudeste do Brasil, bem como em Petrologia Sedimentar, Geologia Antártica, Geoconservação e Espeleologia. Desde 2007 é Professor Adjunto do Departamento de Geologia e Paleontologia (DGP) do Museu Nacional (MN) da UFRJ. Atualmente é docente dos cursos de graduação e pós-graduação em Geologia do IGEO/UFRJ; do Programa de Pós-graduação em Arqueologia do MN/UFRJ e do curso de Especialização em Geologia do Quaternário do DGP.

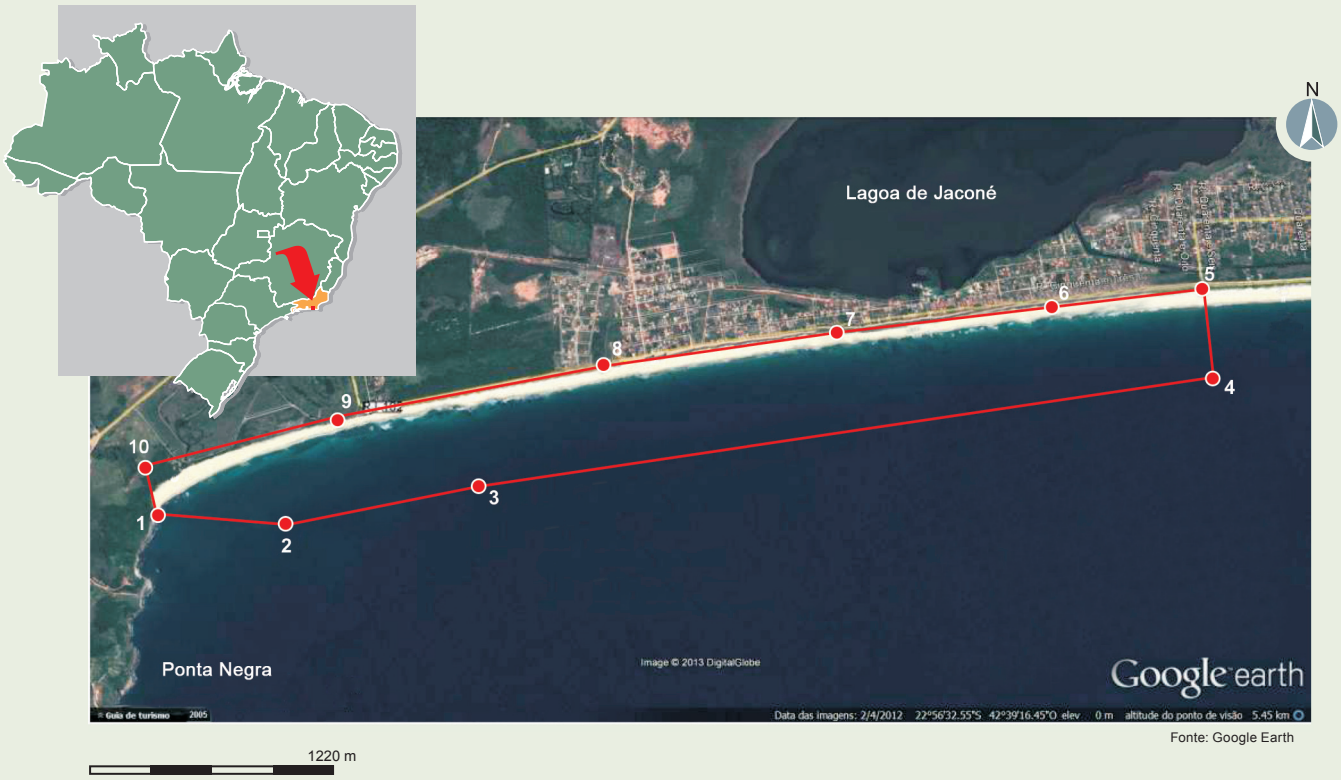


GISELE GISEÉ FURUKAWA

Possui graduação em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (2011). Atualmente faz Mestrado no Programa de Pós-graduação em Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro. Atua principalmente nos seguintes temas: Geoquímica Orgânica, Palinofácies, Palinologia, Biomarcadores e Meio Ambiente.

SIGEP 060 - *BEACHROCK* DE JACONÉ, RJ

PROPOSTA DA ÁREA DE PROTEÇÃO



Fonte: Google Earth

VÉRTICE	COORDENADAS GEOGRÁFICAS	
1	22°56'51,78"S	42°40'53,94"W
2	22°56'52,89"S	42°40'30,79"W
3	22°56'45,53"S	42°39'56,26"W
4	22°56'22,95"S	42°37'41,35"W
5	22°56'07,21"S	42°37'42,39"W
6	22°56'11,09"S	42°38'10,91"W
7	22°56'16,99"S	42°38'51,42"W
8	22°56'23,32"S	42°39'34,87"W
9	22°56'34,88"S	42°40'23,10"W
10	22°56'44,07"S	42°40'57,43"W

Polígono da área de proteção proposto por: Kátia Leite Mansur (katia@geologia.ufrj.br);
Renato Rodriguez Cabral Ramos (rramos@mn.ufrj.br)
e Gisele Giseé Furukawa (giselegeologiarj@gmail.com)

Data da proposta: 20/11/2012

Parte

4

Sítios Paleoambientais



Pavimento Estriado de Calembre, Brejo do Piauí

Registro de geleiras continentais há 360 milhões de anos no Nordeste do Brasil

SIGEP 052*

Mario Vicente Caputo[1]
Luiza Corral Martins de Oliveira Ponciano[2]

Resumo - Na Bacia do Parnaíba, a influência glacial na porção mais superior da Formação Cabeças, de idade fameniana terminal, é evidenciada pela presença de clastos estriados, facetados e polidos em pavimentos estriados e tilitos, ritmitos com seixos pingados, matacões exóticos do embasamento e arenitos e tilitos glacialmente deformados. Nos municípios de Brejo do Piauí e Canto do Buriti (Estado do Piauí), afloram pavimentos estriados, destacando-se aquele nas proximidades do povoado Calembre, por sua maior dimensão e melhor qualidade de preservação. O citado pavimento é estriado, em parte polido, com cristas e sulcos subparalelos que apresentam espaçamentos decimétricos irregulares e profundidades centimétricas, tendo sido esculpido em arenitos conglomeráticos maciços ou com estratificação cruzada. Na superfície do pavimento ocorrem clastos, com tamanhos variando de seixos a blocos, alinhados ou dispersos e encravados no arenito, com feições de abrasão glacial. As estrias, cristas e sulcos possuem uma orientação média de N60°W neste pavimento. O deslocamento das geleiras de sudeste para noroeste, determinado pelas formas de desgaste em alguns clastos encravados, é coincidente com o sentido da paleocorrente principal do sistema fluvial da parte superior da Formação Cabeças. Em direção à margem oeste da bacia, os tilitos devonianos sobrepõem-se aos pavimentos estriados, às unidades estratigráficas cada vez mais antigas e ao embasamento, indicando que o processo relacionado à erosão glacial produziu uma significativa discordância na Bacia do Parnaíba. Apesar de este evento glacial ter abrangido todas as bacias sedimentares paleozóicas brasileiras e o embasamento pré-neo-ordoviciano, pavimentos resultantes desta glaciação têm sido identificados exclusivamente na Bacia do Parnaíba, constituindo a principal evidência direta da glaciação neofameniana no Supercontinente Gonduana Ocidental.

Palavras-chave: pavimento estriado; Formação Cabeças; idade neofameniana; tilito; Bacia do Parnaíba

Striated Pavement of Calembre, Brejo do Piauí, State of Piauí – Record of 360 million years old continental glaciers in Northeastern Brazil

Abstract - In the Parnaíba Basin, evidence of latest Famennian glacial influence is manifested in the uppermost portion of the Cabeças Formation, notably in the form of striated, faceted and polished clasts in tillites, striated pavements, rhythmites with dropstones, exotic basement boulders and deformed sandstones and tillites. Striated pavements are well-represented in the municipalities of Brejo do Piauí and Canto do Buriti (State of Piauí), particularly in outcrops near the locality of Calembre. This remarkably extensive and well-preserved pavement is polished and striated, with subparallel ridges and grooves that have irregular decimetric spacings and centimetric depths and are sculptured into massive conglomeratic or cross-stratified sandstones. Clasts occurring on the pavement surfaces vary in size from large pebbles to small cobbles; these are aligned or irregularly dispersed and embedded into the sandstone, some showing features of glacial abrasion. Striae, ridges and grooves generally trend N60°W. Southeast to northwest displacement of the glaciers, evidenced by the shape of some abraded clasts, coincides with the main paleocurrent direction of the upper Cabeças Formation's fluvial system. Toward the western margin of the Parnaíba Basin, Devonian tillites overlap striated pavements, progressively older stratigraphic units, and basement rocks, indicating that glacial erosion produced a significant unconformity in the Parnaíba Basin. Although the glacial event affected all Brazilian Paleozoic sedimentary basins and the pre-Late Ordovician basement, pavements resulting from this glaciation have only been identified in the Parnaíba Basin, thus providing direct evidence of latest Famennian glaciation on the Western Gondwana supercontinent.

Key words: striated pavement; Cabeças Formation; late Farmennian; tillite, Parnaíba Basin

INTRODUÇÃO

Pavimentos estriados constituem a principal evidência direta de glaciação pretérita em uma região, onde informações como a direção e o sentido de movimentação das geleiras ainda podem ser recuperadas. Além disso, auxiliam no desenvolvimento de estudos sobre paleoambientes deposicionais e reconstituições paleogeográficas, tendo sua relevância paleoclimática muito valorizada atualmente, devido ao crescente interesse da sociedade pelas mudanças climáticas pretéritas e futuras.

A característica fundamental de uma geleira é a sua capacidade de mover-se pela ação da gravidade. O gelo isento de fragmentos tem um poder erosivo insignificante. Os pavimentos se formam pelo atrito da geleira, carregada em sua base com fragmentos de rochas duras, durante seu movimento sobre um substrato rochoso menos resistente. A espessa massa de gelo funciona como uma lixa gigante ao longo dos vales e superfícies glaciais, raspando o substrato e produzindo uma "farinha" de rochas que, juntamente com os fragmentos remanescentes da fusão do gelo, forma uma rocha classificada como tilito. Durante a fase de crescimento do gelo na geleira (fase expansiva) predomina a erosão e quando a geleira recua devido ao degelo (fase retrativa) deposita o tilito. Tilito é um termo genético que pode ser descrito como uma rocha formada sob influência e contato glacial, sendo constituída por fragmentos de rochas de grande variedade petrográfica e com diversos tamanhos, dispersos em uma matriz síltico-argilosa. Diamictito é um termo descritivo (não genético) que abrange também os tilitos. Todo tilito é um diamictito, mas nem todo diamictito é um tilito. Deve ser provada a influência glacial na sedimentação do tilito, pois existem diamictitos de outras origens, como os resultantes de fluxo de detritos. No tilito, os fragmentos de rocha podem apresentar estrias, facetas, polimento e adquirir formato de ferro de engomar. Blocos de gelo flutuantes (*icebergs*) podem liberar fragmentos de rochas em meio aquoso, que se incorporam aos sedimentos do fundo lacustre ou marinho e são denominados de seixos pingados.

Várias glaciações foram identificadas no registro geológico do Brasil, dentre elas a que ocorreu no final do Devoniano. Nas bacias paleozóicas brasileiras, somente há pouco mais de duas décadas a glaciação neodevoniana foi confirmada e passou a ser analisada detalhadamente (Caputo, 1984a-b; Caputo 1985; Caputo & Crowell, 1985; Caputo *et al*., 2006a-b; Caputo *et al*., 2008). Apesar de o evento glacial neodevoniano ter abrangido todas as grandes bacias sedimentares paleozóicas do Brasil, pavimentos estriados do Neodevoniano foram identificados exclusivamente na Bacia do Parnaíba, onde se localizam os melhores registros deste evento glacial. Na Bacia do Amazonas os afloramentos de camadas desta idade (exibindo influência glacial) são mais restritos, enquanto nas bacias do Paraná e do Solimões tais sedimentos são encontrados apenas em subsuperfície (Caputo *et al*., 2008).

Na região andina da Argentina, Bolívia e Peru também foram identificadas formações com influência glacial (Díaz-Martínez & Isaacson, 1994; Díaz-Martínez *et al*., 1999; Isaacson *et al*., 1999; Carlotto *et al*., 2006), de mesma idade que nas bacias brasileiras. Na África há vários países que apresentam evidência glacial no Devoniano terminal, dentre os quais podem ser citados: Líbia, Níger, Gana e África do Sul (Caputo, 1985; Streel *et al*., 2000a). Outros países africanos também possuem registros de glaciação, mas sua idade devoniana ainda não foi definitivamente comprovada. Mais recentemente, pesquisadores americanos reconheceram que a parte leste dos Estados Unidos da América também apresenta vestígios de uma glaciação neodevoniana (diamictitos e laminitos com alguns seixos estriados e pingados), em uma faixa com cerca de 400 km de extensão, desde o Estado da Virgínia Ocidental ao Estado da Pensilvânia (Cecil *et al*. 2002, 2004; Brezinski *et al*., 2008). O fato de ainda não terem sido encontrados pavimentos estriados nessa região tem provocado a contestação da interpretação glacial, por parte de alguns investigadores. Porém, esses depósitos são contemporâneos aos da América do Sul e da África, sugerindo que o esfriamento climático no final do Neodevoniano também foi de caráter global, envolvendo grande parte do Supercontinente Gonduana Ocidental e alcançando, inclusive, uma porção adjacente do Supercontinente Laurásia. Esta condição paleoclimática sugere que o oceano, que separava estes supercontinentes no fim do Devoniano, era muito mais estreito do que mostram as reconstituições paleogeográficas, realizadas por vários autores.

O mesmo episódio de esfriamento climático também é detectado indiretamente no registro geológico de outros continentes, através de estudos sedimentológicos, geoquímicos e paleontológicos que evidenciam discordâncias estratigráficas, rebaixamento do nível do mar, redução da biodiversidade e extinções faunísticas no final do Devoniano (Isaacson *et al*., 1999; Streel *et al*., 2000b; Caputo *et al*., 2008).

Deste modo, os pavimentos estriados dos municípios de Canto do Buriti e Brejo do Piauí (onde se localiza o maior pavimento exposto, no povoado Calembre, Estado do Piauí) tornam essa região muito importante para a interpretação da paleoclimatologia na parte final do Período Devoniano (Fig. 1). Além disso, no registro geológico, são raras as ocorrências de afloramentos com pavimentos estriados. Trata-se de um tipo de feição de difícil preservação, pois se limita a uma superfície.



Figura 1 - Vista parcial do pavimento estriado de Calembre, com seixos e blocos esparsos encravados no arenito da parte superior da Formação Cabeças. Martelo na parte central da foto como escala. Foto: L.C.M.O. Ponciano, 2008.

Figure 1 - Partial view of the striated pavement of Calembre, with sparse pebbles and cobbles embedded in sandstone of the uppermost part of the Cabeças Formation. Scale indicated by hammer in center of photo. Photo: L.C.M.O. Ponciano, 2008.

O pavimento estriado de Calembre deve ser protegido, pois além do seu valor científico único, poderá ser utilizado na ampliação do roteiro turístico do Estado do Piauí.

Atualmente, excursões com enfoques educativos, turísticos e culturais são realizadas principalmente no Parque Nacional da Serra da Capivara, em São Raimundo Nonato, abrangendo os afloramentos ao norte do parque (que se encontram próximos à Calembre). Complementando este roteiro figuram os belos afloramentos da Formação Cabeças no Parque Nacional de Sete Cidades, no Município de Piripiri.

LOCALIZAÇÃO

O sítio localiza-se, por via rodoviária, a 423 km ao sul da capital do Estado do Piauí, Teresina. O pavimento em questão ocorre no Município de Brejo do Piauí, na estrada de terra próxima ao povoado Calembre. As coordenadas geográficas do pavimento, aferidas por GPS, são: 08º15'02"S - 042º52'57"W, com elevação de 271 m.

O acesso a esta feição pode ser feito através de duas rodovias asfaltadas. O povoado Calembre é cruzado por uma estrada de terra que comunica as rodovias estaduais PI-140 e PI-141.

O primeiro acesso ao pavimento localiza-se 21 km ao sul de Canto do Buriti, em direção a Brejo do Piauí. A partir de Canto do Buriti, deve-se seguir por 10 km na rodovia PI-140 (Canto do Buriti - São Raimundo Nonato), e entrar à esquerda na rodovia PI-141, em direção a Brejo do Piauí. Nesta, continuar por cerca de 3 km para leste até a Escola Elesbão Marques e a partir desse ponto virar à direita, percorrendo a estrada de terra por mais 8 km até Calembre.

O segundo acesso é feito a partir de Canto do Buriti em direção a São Raimundo Nonato, através da rodovia PI-140, seguindo por 16 km para sul, ou seja, 6 km após o cruzamento das estradas PI–140 e PI-141. Nesse ponto, onde há uma tabuleta com o nome do povoado, dobra-se a esquerda e percorre-se 2,5 km de estrada de terra até Calembre. O pavimento fica a cerca de 600 m ao sul deste povoado (Fig. 2).

HISTÓRICO

A primeira menção, na literatura brasileira, sobre camadas devonianas de origem glacial deve-se a Moura (1938), que interpretou os diamictitos de testemunhos de sondagens rasas, no Município de Itaituba (Estado do Pará), como tendo sido depositados sob condições glaciais

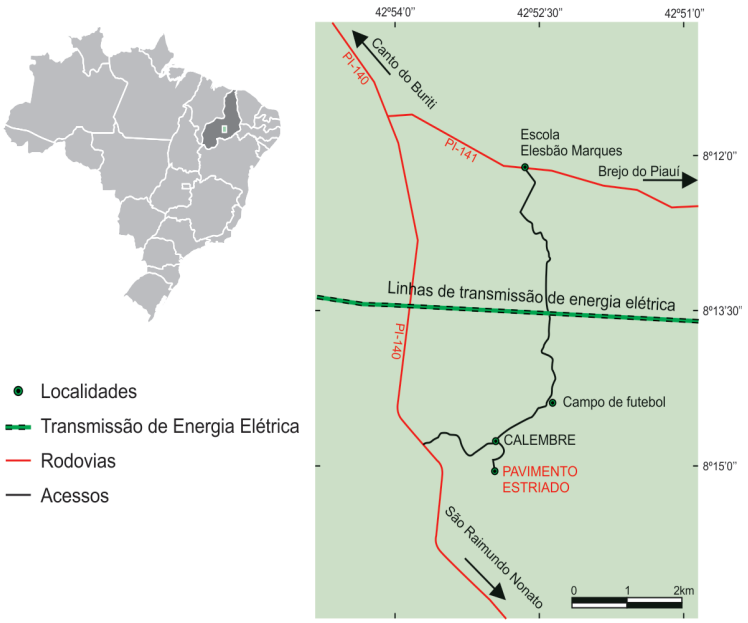


Figura 2 - Mapa índice e localização do sítio Pavimento estriado de Calembre, no Município de Brejo do Piauí, Estado do Piauí. Figura: M.V. Caputo & L.C.M.O. Ponciano.

Figure 2 - Index map showing site location of the striated pavement of Calembre, Brejo do Piauí Municipality, State of Piauí. Figure: M.V. Caputo & L.C.M.O. Ponciano.

na Bacia do Amazonas (Formação Curuá). Na borda oeste da Bacia do Parnaíba, os diamictitos foram interpretados primeiramente por Kegel (1953) como tilitos, em função de suas feições texturais e seixos estriados, em testemunhos do poço 1-CL-1-MA, no Município de Carolina (Estado do Maranhão). Malzahn (1957) mapeou tilitos e varvitos com seixos pingados sobrepostos a pavimentos estriados na porção sudeste da Bacia do Parnaíba, ao longo da antiga estrada (atualmente abandonada) de Canto do Buriti para São Raimundo Nonato, 51,8 km a SSE da primeira cidade (Bigarella, 1973), no Estado do Piauí.

A atribuição litoestratigráfica desses sedimentos permaneceu incerta por muitos anos, e variou desde a parte superior da Formação Serra Grande (Malzahn, 1957; Bigarella, 1973), passando pela Formação Pimenteira (Malzahn, 1957; Barbosa *et al*., 1966; Andrade & Daemon, 1974), até a parte média da Formação Longá (Kegel, 1953; Barbosa *et al*., 1966). Moore (1963), em seu mapeamento realizado no sudeste da Bacia do Parnaíba, situou o tilito de Carolina na parte superior da Formação Cabeças. Aguiar (1971) também posicionou os diamictitos de forma idêntica, caracterizando a Formação Cabeças como composta dominantemente por arenitos finos, médios e grossos, quartzosos, com delgadas intercalações de siltitos e folhelhos. Essa unidade apresenta em sua parte superior tilitos, os quais, por sua vez, são sucedidos por delgadas camadas de arenito (5-10 m), que localmente podem estar ausentes, ou por folhelhos ainda do Devoniano da Formação Longá. Na parte sudeste da Bacia do Parnaíba ocorrem também diamictitos e arenitos grossos com matacões dispersos de quartzo e quartzito, estes provavelmente de origem proglacial (Caputo, 1985; Caputo *et al*., 2005).

Daemon (1974), baseado em estudos palinológicos, referiu estes tilitos ao Estruniano (Fameniano terminal). Loboziak *et al*. (1991, 1992, 1993), Melo *et al*. (1998) e Melo & Loboziak (2003) refinaram a bioestratigrafia dos mesmos, correlacionando-os com as zonas de esporos *Retispora lepidophyta–Indotriradites explanatus* (LE) e *Retispora lepidophyta–Verrucosisporites nitidus* (LN) da Europa Ocidental, ambas correspondentes ao final do Fameniano. Conjuntamente, as duas palinozonas equivalem à Zona *praesulcata* de conodontes, o que restringe o tempo deposicional dos estratos glaciogênicos aos últimos três milhões de anos do período Devoniano, segundo a escala geocronológica de Gradstein *et al*. (2004), ou aos últimos dois milhões de anos, conforme a escala de Kaufmann (2006). A idade do fim do Devoniano estimada por Gradstein *et al*. (2004) é 359,2 ± 2,5 Ma e por Kaufmann (2006) é 360,7 ± 2.7 Ma.

Houve muita polêmica quanto à natureza dos tilitos devonianos, pois as primeiras interpretações foram recebidas com ceticismo pela grande maioria da comunidade geológica. À época, poucos geólogos trataram do assunto. Os sedimentos eram considerados como resultantes de correntes de turbidez por Ludwig (1964), fluxo de lama ou sedimentação glacial por Rodrigues (1967), ou fluxo de detritos relacionados a falhas por Lima (1978) e Lima & Leite (1978). De acordo com Della Piazza *et al*. (1966), os seixos pingados nos ritmitos de pequena espessura e localizados, que ocorrem no flanco leste da bacia, poderiam ser originados pela ação de jangadas. Estes autores não discutem a natureza das jangadas. Andrade & Daemon (1974) contestaram a deposição desses sedimentos em condições glaciais ou por correntes de turbidez, argumentando que a fauna da Formação Cabeças era incompatível com o ambiente glacial e que o ambiente deposicional era demasiado raso para o desenvolvimento de correntes de turbidez. Sabe-se hoje, porém, que os macrofósseis marinhos da Formação Cabeças limitam-se somente à parte basal e mais antiga da unidade, designada Membro Passagem por Plummer (1948) e cuja idade é givetiana (Melo, 1988). Esses arenitos costeiros, de ocorrência restrita ao flanco leste da bacia, interdigitam-se com pelitos e arenitos givetianos de plataforma rasa da Formação Pimenteira (como visto, por exemplo, na localidade Barreiro Branco, Estado do Piauí), sendo provavelmente

separados do restante da Formação Cabeças (fameniana) por uma discordância regional.

Muitos investigadores também não reconheceram a ocorrência de glaciação durante o Devoniano (Dickins, 1993, da Austrália e Mabesoone, 1975, do Brasil), alegando que durante todo este período o clima manteve-se quente e úmido, também no nordeste do Brasil. Outros geólogos argumentaram que, se realmente os sedimentos tivessem sofrido influência glacial, eles poderiam ter sido depositados apenas em condições alpinas. Se fossem depósitos de altitude, não implicariam na existência de uma verdadeira idade glacial, nem em uma refrigeração climática de caráter mundial no Devoniano. Contudo, estudos palinológicos confirmaram a influência marinha e a idade devoniana terminal dos tilitos (Loboziak *et al*., 1991, 1992, 1993).

Diversas evidências foram coletadas, organizadas e apresentadas por Caputo (1984, 1985) e Caputo *et al*. (2005, 2008) sobre os tilitos presentes em superfície (bacias do Parnaíba e do Amazonas) e em subsuperfície (bacias do Paraná, Parnaíba, Amazonas, Solimões, Marajó e Jatobá). Elas comprovam definitivamente a influência glacial nestes sedimentos da América do Sul, depositados em paleoambientes continentais e marinhos no final do Devoniano.

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Embora outras ocorrências de pavimentos estriados tenham sido relatadas por Malzahn (1957), Bigarella (1973) e Caputo (1984a-b, 1985) no Estado do Piauí, o afloramento de Calembre é a melhor região exposta deste tipo de feição na borda sudeste da Bacia do Parnaíba, ocupando uma área aproximada de 350 m^2.

No local encontra-se um pavimento horizontal, relativamente plano, polido e estriado, com cristas e sulcos subparalelos, espaçamentos irregulares decimétricos e profundidades centimétricas.

O pavimento foi esculpido em arenitos conglomeráticos maciços ou com estratificação cruzada, com a superfície endurecida e enegrecida por óxidos de ferro, situados na porção superior da Formação Cabeças, de idade neofameniana (Fig. 3). Esta feição é parcialmente cruzada por uma antiga estrada de terra (felizmente desativada) e por um riacho, que em épocas de cheia extravasa por sobre o pavimento, ora lavando, ora cobrindo com detritos a superfície exposta.

Estão presentes na superfície do pavimento clastos de tamanhos diversos, variando de seixos a blocos, alinhados ou dispersos e encravados no arenito (Fig. 4), alguns dos



Figura 3 - Seção transversal do arenito conglomerático maciço ou com estratificação cruzada, no topo da Formação Cabeças, com sulcos e estrias na superfície e de provável origem proglacial. Foto: L.C.M.O. Ponciano, 2008.

Figure 3 - Cross-section of massive conglomeratic or cross-stratified sandstone beds at the top of the Cabeças Formation, with striae and grooves on the surface. These strata are probably of proglacial origin. Photo: L.C.M.O. Ponciano, 2008.



Figura 4 - Superfície estriada e endurecida com sulcos, cristas e clastos encravados, alinhados ou dispersos. Foto: L.C.M.O. Ponciano, 2008.

Figure 4 - Hardened striated surface showing ridges and grooves with embedded, aligned or dispersed clasts. Photo: L.C.M.O. Ponciano, 2008.

quais apresentando também feições de abrasão glacial, como faces, estrias e polimento (Figs. 5 e 6). A profusão de clastos, com feições de abrasão glacial ocorrida dentro da geleira e no arenito do pavimento, sugere que o arenito seja de origem interglacial e proglacial, situação esta que ocorre em outras localidades como em Pedro Afonso (Estado do Tocantins), onde dois níveis de diamictito estão separados por um corpo de arenito interglacial.

As estrias, cristas e sulcos do pavimento possuem uma orientação média de N60ºW neste local. O deslocamento das geleiras, de sudeste para noroeste, determinado pelas formas de desgaste em alguns dos seixos encravados, é coincidente com o sentido da paleocorrente principal do sistema fluvial da parte superior da Formação Cabeças (Ponciano, 2009).

Malzahn (1957), o primeiro a divulgar a presença de pavimento estriado nesta bacia, na antiga estrada Canto do Buriti-São Raimundo Nonato, descreveu acima da superfície estriada tilito (1,5m), seguido por varvito (ritmito-3,5m) e no topo do platô, arenito síltico e siltito (2,0m). Afloramento este também descrito por Bigarella (1973) que informou que os sulcos apresentam 5 cm de profundidade e o diamictito apresenta uma espessura de 3,5m.

Num antigo acesso ao pavimento, a partir da rodovia PI-140 (atualmente desativado), ocorrem tilitos pouco consolidados e bastante alterados, com coloração castanha amarelada ou avermelhada, que capeiam também os platôs da região. O tilito devoniano alterado vinha sendo confundido com sedimentos terciários nos mapas



Figura 5 - Seixo biselado pela ação glacial encravado no pavimento, indicando o sentido do transporte do gelo, da direita para a esquerda (N60ºW). Foto: M.V. Caputo, 1998.

Figure 5 - Glacially beveled pebble embedded in the pavement, indicating the direction of ice transport from right to left (N60ºW). Photo: M.V. Caputo, 1998.

geológicos da região (Lima & Leite, 1978; Correia Filho, 2006, 2009). Estes depósitos apresentam vários metros de espessura e incluem alguns clastos com característica abrasão glacial, tais como seixos estriados e com forma de sabonete ou de ferro de engomar.

Em direção à margem oeste da bacia, os tilitos devonianos sobrepõem-se discordantemente aos pavimentos estriados, às unidades estratigráficas cada vez mais antigas e ao embasamento. Isso comprova que o processo relacionado à erosão glacial foi muito enérgico, tendo produzido, em curto espaço de tempo, uma notável discordância anteriormente insuspeitada



Figura 6 - Seixo facetado encravado no arenito do pavimento da Formação Cabeças. A geleira aplainou a superfície do seixo. Foto: M.V. Caputo, 2010.

Figure 6 - Faceted pebble embedded in the pavement of the Cabeças Formation. The glacier planed the pebble surface. Photo: M.V. Caputo, 2010.

na Bacia do Parnaíba (Loboziak *et al*., 2000; Caputo & Reis, 2006). Localmente, a erosão glacial removeu a porção arenosa da Formação Cabeças, abaixo dos tilitos, e ainda as formações Pimenteira, Itaim e Jaicós, assentando os sedimentos glaciais diretamente sobre o embasamento metamórfico, como ocorre em Colinas do Tocantins (Fig. 7). Ali, os tilitos da Formação Cabeças interpõem-se entre o embasamento e a Formação Longá. O perfil esquemático da figura 7 exclui as formações mais novas que o Eocarbonífero nos poços amostrados. O perfil começa no poço 1-CA-1-MA (Caraíba - Estado do Maranhão), passa pelo poço 1-CL-1-MA (Carolina – Estado do Maranhão), alcança os afloramentos na estrada Belém-Brasília (Estado do Tocantins), onde também ocorrem pavimentos, e termina nos afloramentos da estrada que dá acesso à cidade de Colinas do Tocantins.

Ainda na borda ocidental da bacia, a datação bioestratigráfica de diferentes camadas da Formação Pimenteira, sotopostas aos tilitos, mostra que elas se tornam mais antigas para oeste (Loboziak *et al*., 2000). Fragmentos de folhelhos e oólitos ferruginosos de níveis inferiores da Formação Pimenteira foram erodidos e incorporados ao tilito, enquanto que em outros locais, o mesmo contém matacões do arenito Itaim e do embasamento (Ribeiro, 1984).

Os tilitos e ritmitos da borda oeste também exibem uma proporção muito elevada (até 95%) de palinomorfos eifelianos a famenianos retrabalhados, oriundos de formações devonianas mais antigas (Streel *et al*., 1993; Streel *et al*., 2000b; Loboziak *et al*., 2000), sugerindo intenso retrabalhamento e rápida erosão durante o evento glacial. A existência de tilitos sobre várias unidades estratigráficas levou à formulação de 3 hipóteses errôneas, como a de que existiriam tilitos de diferentes idades, ou ainda, que o contato dos tilitos com outras formações aflorantes seria indicativo de falhas ou o desaparecimento das areias da Formação Cabeças, sob os diamictitos, seria devido à mudança de fácies para os folhelhos da Formação Pimenteira.

SINOPSE SOBRE A ORIGEM, EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E IMPORTÂNCIA DO SÍTIO

Durante o Devoniano, o clima global manteve-se relativamente quente e uniforme até o fim do Frasniano, quando o nível do mar apresentou uma das maiores elevações na história da Terra, inundando grandes áreas no interior dos continentes, e originando plataformas mais amplas e mares epicontinentais. A elevação eus-

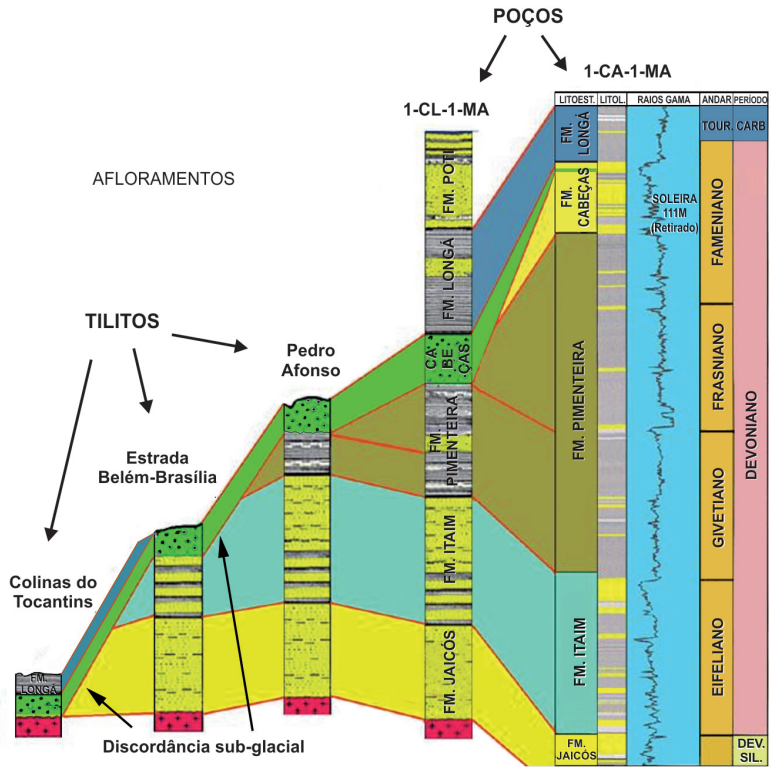


Figura 7 - Em direção à margem sudoeste da Bacia do Parnaíba, os tilitos devonianos sobrepõem-se aos pavimentos estriados, às unidades litoestratigráficas cada vez mais antigas e ao embasamento. Figura: M.V. Caputo.

Figure 7 - Toward the western margin of the Parnaíba Basin, Devonian tillites overlap striated pavements, increasingly older stratigraphic units, and basement rocks. Figure: M.V. Caputo.

tática subtraiu grande quantidade de CO_2 da atmosfera e do mar, o qual foi incorporado na forma de matéria orgânica em sedimentos marinhos acumulados sob condições anóxicas. Esta enorme e contínua depleção em CO_2 atmosférico causou um efeito anti-estufa que desencadeou a glaciação do final do Fameniano (Caputo, 1994). Em consequência, o nível do mar baixou acentuadamente, e a parte ocidental do Continente Gonduana, então situada sobre a região do Polo Sul, foi encoberta por geleiras que promoveram extensa erosão glacial. (Fig. 8)

A fase erosiva (expansiva) com o avanço das geleiras resultou na ausência, sob o tilito, da Palinozona LL (*lepidophyta-literatus*) por praticamente toda a extensão da Bacia do Parnaíba, o mesmo se verificando nas bacias do Amazonas e Solimões. A fase deposicional, (retrativa) originou tilitos e outros sedimentos glaciogênicos portadores da Palinozona LE (lepidophyta-explanatus) e parte da Palinozona LN (*lepidophyta-nitidus*). Levando em conta a correlação destas três palinozonas com as zonas de conodontes neodevonianos da Europa Ocidental (Streel *et al*., 1987; Maziane *et al*., 1999), e a calibração geocronológica destas últimas segundo as escalas de Gradstein *et al*. (2004) e Kaufmann (2006), as fases glaciais expansiva e retrativa de geleiras teriam tido durações aproximadas de 1-1,5 Ma e 2,5-3 Ma, respectivamente. Portanto, em conjunto, ambas correspondem a uma duração de cerca de 3,5-4,5 Ma do período Devoniano. Entretanto, cerca de 500.000 anos antes do fim do Devoniano cessou a glaciação, iniciando a acumulação dos folhelhos da Formação Longá, ainda dentro da parte superior da Palinozona LN situada no Devoniano. O topo da Palinozona LN marca o topo do Devoniano.

Na Bacia do Parnaíba, a vigência de climas muito frios durante o final do Neodevoniano é indicada pelos sedimentos glaciogênicos da parte superior da Formação Cabeças. Além dos tilitos na borda oeste da Bacia do Parnaíba (Kegel, 1953), a influência glacial nesta unidade também é observada, na borda leste, através da presença de pavimentos estriados e tilitos com clastos facetados, polidos e estriados, matacões exóticos do embasamento, ritmitos com clastos pingados e arenitos com estruturas de escorregamento sinsedimentares, convolutas e deformadas.

Apesar do evento glacial no Devoniano terminal ter abrangido todas as grandes bacias sedimentares paleozóicas brasileiras (Caputo *et al*., 2008), além de africanas e a bacia apalachiana (EUA), pavimentos resultantes desta glaciação foram até o presente identificados exclusivamente na Bacia do Parnaíba, onde se localizam os melhores registros em superfície deste evento glacial, o que torna este sítio de grande importância.

No Município de Brejo do Piauí, os pavimentos estriados apresentam maior dimensão e melhor qualidade de preservação, tornando essa região muito importante para a interpretação da paleoclimatologia no final do Período Devoniano. Nos arredores do povoado Calembre encontra-se um extenso pavimento polido, com estrias, cristas e sulcos subparalelos, esculpido em arenitos da porção superior da Formação Cabeças, de idade neofameniana. As formas de abrasão nos seixos permitem inferir que o deslocamento das geleiras na região ocorreu de sudeste para noroeste, coincidindo com o sentido da paleocorrente principal do sistema fluvial da parte superior da Formação Cabeças. Na estrada de terra abandonada que dá acesso ao pavimento, e no topo dos platôs da região, também estão presentes tilitos, já bastante alterados e um tanto desagregados pelo intemperismo.

O estudo da relação estratigráfica entre os pavimentos estriados neodevonianos e os tilitos presentes em superfície (bacias do Parnaíba e Amazonas) e subsuperfície (bacias do Paraná, Parnaíba, Amazonas, Solimões, Marajó e Jatobá), comprovou definitivamente a influência glacial nestes depósitos da América do Sul, após vários anos de questionamentos sobre a gênese dos diamictitos e a idade da glaciação relacionada aos mesmos.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Vulnerabilidade do Sítio

O sítio se encontra numa região rural, sem perspectivas de desenvolvimento urbano ou industrial significativo. Não existem atividades de mineração na área, mas, devido à falta de esclarecimentos sobre sua importância, há marcas de clastos que foram arrancados do pavimento.

Além disso, o fluxo de veículos e o contínuo asfaltamento das estradas da região também constituem ameaças potenciais à preservação do citado pavimento. Localmente, o afloramento está sendo exumado e destruído pela erosão superficial e pelas águas de um riacho que atravessa parcialmente o local. Apesar disso, o pavimento ainda se encontra em bom estado, pois o tráfego de veículos sobre esta superfície ainda é raro. Esta importante feição geológica não está incluída em uma unidade de conservação, nem existe um órgão responsável por sua proteção.

Sugestões dos Autores

Pretende-se iniciar um trabalho de conscientização da população local sobre a importância da preservação do sítio, durante os trabalhos de campo e através de

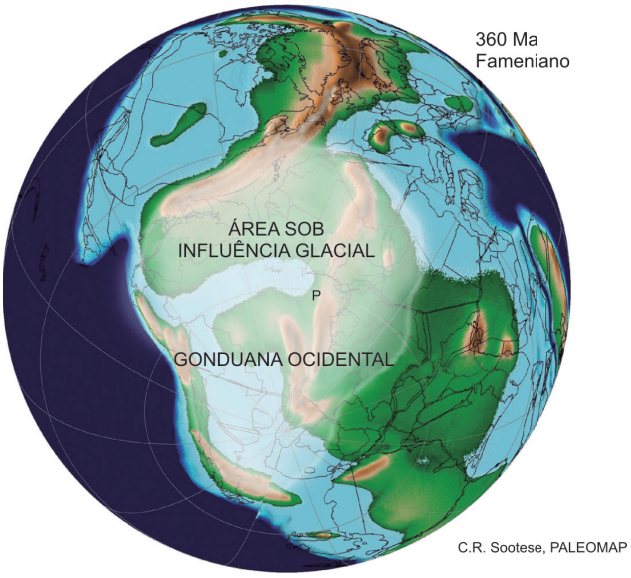


Figura 8 - Área do Continente Gonduana Ocidental sob influência glacial no Fameniano. Pavimento estriado (**P**) plotado sobre uma reconstituição continental devoniana preparada pessoalmente por C. R. Scotese.

Figure 8 - Western Gondwana area under glacial influence in Famennian time. Striated pavement (**P**) plotted on a Continental Devonian assembly prepared personally by C. R. Scotese.

palestras nas escolas da região, principalmente nas unidades escolares Elesbão Marques e Pedro Francisco dos Santos, no povoado Calembre. Atualmente o retorno que o município vizinho (São Raimundo Nonato) tem recebido do turismo já provocou uma mudança no interesse dos moradores sobre esta nova forma de fonte de renda. Alguns deles já retornaram às escolas e estão se formando como guias de turismo para atender a demanda da Serra da Capivara. Em decorrência disso, passaram a buscar cada vez mais informações sobre a gênese e a importância das rochas de sua região.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem a José Henrique Gonçalves de Melo (Petrobras/Cenpes) e Geoffrey Playford (The University of Queensland - Austrália) por sugestões que resultaram no aprimoramento do texto e pela revisão linguística e Christopher C. Scotese da Paleomap pela confecção da Figura 8 para este artigo.

Mario Caputo agradece ao geólogo Raimundo Oliver Brasil dos Santos (Consultor independente) pelo apoio no trabalho de campo. Luiza Ponciano agradece a Sônia M. O. Agostinho (Universidade Federal de Pernambuco/UFPe), Mário F. de Lima Filho (UFPe), Cristiano Aprigio dos Santos (UFPe), Victor Hugo Santos (Universidade Estadual do Norte Fluminense/Uenf) e Helio J.P. Severiano Ribeiro (Uenf) pela oportunidade de conhecer o citado pavimento durante o trabalho de campo organizado pelos mesmos e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico/CNPq pela concessão da bolsa de doutorado.

REFERÊNCIAS

Aguiar,G.A. 1971. Revisão geológica da Bacia Paleozóica do Maranhão. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 25, Anais, vol. 3, p. 113-122.

Andrade,S.M.; Daemon,R.F. 1974. Litoestratigrafia e bioestratigrafia do flanco sudoeste da Bacia do Parnaíba (Devoniano e Carbonífero). *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Anais, v. 2, p. 129-137.

Barbosa,O.; De Ramos,J.R.A.; Gomes,F.A.; Hembold,R. 1966. Geologia Estratigráfica, Estrutural e Econômica da Área do "Projeto Araguaia". *Monografia da Divisão de Geologia e Mineralogia*, 19, 94 p.

Bigarella,J.J. 1973. Paleocorrentes e deriva continental. *Boletim Paranaense de Geociências*, 31: 141-224.

Bizzi,L.A.; Schobbenhaus,C.; Vidotti,R.M.; Gonçalves, J.H. 2004. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. 1. ed. Brasília: Editora Universidade de Brasília, v. 1, 4 CD ROM.

Brezinski,D.K.; Cecil,B.; Skema,V.W.; Stamm,R. 2008. Late Devonian glacial deposits from the eastern United States signal an end of the mid-Paleozoic warm period. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 268: 143–151.

Caputo,M.V. 1984a. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern of Brazil*. PhD Thesis - University of California, Santa Barbara, 583 f.

Caputo,M.V. 1984b. Glaciação neodevoniana no Continente Gonduana Ocidental. *In*: SBG. Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Anais, v. 2, p. 725-740.

Caputo, M.V. 1985. Late Devonian glaciation in South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 51: 291–317.

Caputo,M.V. 1994. Atmospheric CO2 depletion as glaciation and biotic extinction agent: the Late Devonian-Early Carboniferous glacial examples. *In*: SBG. Simpósio de Geologia da Amazônia, 4, Boletim de Resumos Expandidos, p. 194-197.

Caputo,M.V.; Crowell,J.C. 1985. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. *Geological Society of America Bulletin*, 96: 1020-1036.

Caputo,M.V.;Reis,D.E.S. 2006. Discordância glacial na Formação Cabeças (margem oeste da Bacia do Parnaíba). *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 43, Anais, p. 279.

Caputo,M.V.; Iannuzzi,R.; Fonseca,V.M.M. 2005. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia do Parnaíba. *Phoenix*, 81: 1-6.

Caputo,M.V; Streel,M.; Melo, J.H.G.; Vaz,L.F. 2006a. Glaciações neodevonianas e eocarboníferas na América do Sul. *In*: SBG. Congresso Brasileiro de Geologia, 43, Anais, p.103.

Caputo,M.V; Streel,M.; Melo, J.H.G.; Vaz,L.F. 2006b. Late Devonian and Early Carboniferous glaciations in South America: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 38: 266.

Caputo,M.V.; Melo,J.H.G.; Streel,M.; Isbell,J.L. 2008. Late Devonian and Early Carboniferous glacial records of South America. *Geological Society of America Special Papers*, 441: 161-173.

Carlotto,V.; Díaz-Martinez,E.; Cerpa,L.; Arispe,O; Cárdenas,J. 2006. Late Devonian glaciation in northern central Andes: new evidence from southeast Peru. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 38: 205-12.

Cecil,C.B., Skema,V., Stamm,R.; Dulong,F.T. 2002. Evidence for Late Devonian and Early Carboniferous global cooling in the Appalachian Basin. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 34(7): 500.

Cecil,C.B; Brezinski,D.K.; Dulong,F. 2004. The Paleozoic Record of Changes in global climate and sea level: central Appalachian Basin. *In*: SOUTHWORTH, BURTON (eds.). *United States Geological Survey Circular*, 1264, p. 77-135.

Correia Filho, F.L. 2006. Mapa Geológico do Estado do Piauí. CPRM.

Correia Filho, F.L. 2009. Projeto Borda Sudeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba –PI/BA. CPRM

Daemon,R.F. 1974. Palinomorfos-guias do Devoniano Superior e Carbonífero Inferior das bacias do Amazonas e Parnaíba. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 46: 549-587.

Della *Piazza*,H.; Santos,D.B.; Maingué,E. 1966. Geologia da área de Floriano. Petróleo Brasileiro S.A., Região de Exploração do Norte, Belém, Brasil. Relatório Interno no 261, 58 p.

Díaz-Martínez,E.; Isaacson,P.E. 1994. Late Devonian glacially-influenced marine sedimentation in Western Gondwana: The Cumaná Formation, Altiplano, Bolivia. *In*: EMBRY, BEAUCHAMP, GLASS (eds.). Pangea: Global Environments and Resources: *Canadian Society of Petroleum Geology Memoir*, 17: 511–522.

Díaz-Martínez,E.; Vavrdová,M.; Isaacson,P.E. 1999. Late Devonian (Famennian) glaciation in Western Gondwana: evidence from central Andes. *In*: FEIST, TALENT, DAURER (eds), North Gondwana: Mid-Paleozoic Terranes, Stratigraphy and Biota, 1999. *Wien, Jahrbuch der Geologischen Bundesamts*, 54: 213–237.

Dickins,J.M. 1993. Climate of the Late Devonian to Triassic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 100: 89–94.

Gradstein,F.M., Ogg,J.G., Smith,A.G. 2004. *A geologic time scale*. Cambridge University Press, Cambridge, 610 p.

Isaacson,P.E., Hladil,J., Shen,J.W., Kalvoda,J., Grader,G., 1999. Late Devonian (Famennian) glaciation in South America and marine offlap on other continents. *In*: FEIST, TALENT, DAURER (eds.), North Gondwana: Mid-Paleozoic Terranes, Stratigraphy and Biota. *Wien, Jahrbuch der Geologischen Bundesamts*, 54: 239–257.

Kaufmann,B. 2006. Calibrating the Devonian time scale: a synthesis of U–Pb ID–TIMS ages and conodont stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 76: 175–190.

Kegel,W. 1953. Contribuição para o estudodo Devoniano da Bacia do Parnaíba, Brasil. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, 141: 1-48.

Lima,E.A.M. 1978. Relacionamento geológico dos supostos diamictitos glaciais com falhamentos sindeposicionais da Bacia do Meio Norte. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Anais, p. 53.

Lima,E.A.M.; Leite,J.F. 1978. Projeto estudo global dos recursos minerais da Bacia Sedimentar do Parnaiba: integração geológico-metalogenética. Relatório final da etapa III. *Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais*, 212 p.

Loboziak,S.; Streel,M.; Caputo,M.V., Melo,J.H.G. 1991. Evidence of West European-defined miospore zones in the uppermost Devonian and Lower Carboniferous of the Amazonas Basin (Brazil).*Géobios*, 24 (1): 5-11.

Loboziak,S.; Streel,M.; Caputo,M.V., Melo,J.H.G. 1992. Middle Devonian to Lower Carboniferous miospore stratigraphy in the central Parnaíba Basin (Brazil). *Annales de la Societe Geologique de Belgique*, 115 (1): 215-226.

Loboziak,S.; Streel,M.; Caputo,M.V., Melo,J.H.G. 1993. Middle Devonian to Lower Carboniferous miospores from selected boreholes in Amazonas and Parnaíba Basins (Brazil): additional data, synthesis, and correlation. *Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon*, 125: 277-289.

Loboziak,S.; Caputo,M.V.; Melo,J.H.G. 2000. Middle Devonian-Tournaisian miospore biostratigraphy in the southwestern outcrop belt of the Parnaíba Basin, north-central Brazil. *Revue de Micropaléontologie*, 43 (4): 301-318.

Ludwig,G. 1964. Nova divisão estratigráfico-faciológica do Paleozóico da Bacia do Amazonas. Petrobras/Cenap. Monografia I, Brasil.

Mabesoone,J.M. 1975. Desenvolvimento Paleoclimático do Nordeste Brasileiro. *In*: SBG, Simpósio de Geologia, 7, Atas, p.75-93.

Malzahn,E. 1957. Devonisches Glazial in Staate Piauí(Brasilien), ein neuer Beitrag zur Eiszeit des Devons. *Beihefte zum Geologischen*,25: 1-30.

Maziane,N.; Higgs,K.; Streel,M. 1999. Revision of the late Famennian miospore zonation scheme in eastern Belgium. *Journal of Micropalaeontology*, 18: 17-25.

Melo,J.H.G. 1988. The Malvinokaffric Realm in the Devonian of Brazil. *In*: MCMILLAN, EMBRY, GLASS (eds). Devonian of the World. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, 14: 669-703.

Melo,J.H.G.; Loboziak,S.; Streel.M. 1998. Latest Devonian to early Late Carboniferous biostratigraphy of northern Brazil: an update. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production* Elf-Aquitaine, 22(1): 13-33.

Melo,J.H.G.; Loboziak,S. 2003. Devonian - Early Carboniferous miospore biostratigraphy of the Amazon Basin, northern Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 124 (3-4): 131-202.

Moore,B. 1963. Geological Reconnaissance of the Southwest corner of the Maranhão Basin. Petróleo Brasileiro S.A., Região de Exploração do Norte, Belém, Brasil. Relatório Interno no. 210, 74 p.

Moura,P. 1938. Geologia do Baixo Amazonas. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico*, Rio de Janeiro, 91, 94 p.

Ponciano,L.C.M.O. 2009. *Tafofácies da Formação Cabeças, Devoniano da Bacia do Parnaíba, Piauí*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 100p.

Plummer,F.B. 1948. Estados do Maranhão e Piauí. In: BRASIL, Conselho Nacional do Petróleo. Relatório de 1946. Rio de Janeiro: Conselho Nacional do Petróleo. p. 87- 134.

Ribeiro,C.C. 1984. *Caractérisation sédimentologique et géochimique d´un millieu sédimentaire. Cas du Dévonien Moyen et Supérieur de la région de Paraíso do Norte – Miranorte (Basin de Maranhão-Goiás – Brésil).* Dissertação de Mestrado, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy Université, 257p.

Rodrigues,R. 1967. Estudo sedimentológico e estratigráfico dos depósitos silurianos e devonianos da Bacia do Parnaíba. Rel. Int. 273/M. Petróleo Brasileiro S.A. Região de Exploração do Norte, Belém, Brasil (PETROBRAS, Sistema de Informação em Exploração - SIEX 130-3339), 63 p.

Streel,M., Loboziak,S., 1987. Nouvelle datation par miospores du Givétien-Frasnien des sédiments non marins du sondage de Booischot (Bassin de Campine, Belgique). *Bulletin de la Societe Geologique de Belgique*, 96: 99-106.

Streel,M.; Loboziak,S.; Caputo,M.V.; Thorez,J. 1993. Miospores from Late Famennian varves and tillites of Brazil. *Commission Internationale de Microflore du Paleozoique Newsletter*, 45: 6.

Streel,M.; Caputo,M.V.; Loboziak,S.; Melo,J.H.G. 2000a. Late Frasnian - Famennian climates based on palynomorph analyses and the question of the Late Devonian glaciations. *Earth Science Reviews*, 52: 121 - 173.

Streel,M.; Caputo,M.V.; Loboziak,S.; Melo,J.H.G.; Thorez,J. 2000b. Palinology and sedimentology of laminites and tillites from the latest Famennian of the Parnaíba Basin, Brazil. *Geologica Belgica*, 3: 87-96.

* Publicado na Internet em 01/07/2010 no endereço http://www.unb.br/ig/sigep/sitio052/sitio052.pdf

[1] Consultor independente. caputo@interconect.com.br

[2] Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro/UFRJ, bolsista doutorado CNPq. Av. Athos da Silveira Ramos, 274, CCMN, Cidade Universitária, 21941-916, Rio de Janeiro, RJ, Brasil. luizaponciano@gmail.com

[3] Departamento de Geologia e Paleontologia, Museu Nacional/UFRJ. Quinta da Boa Vista, São Cristóvão, 20940-040, Rio de Janeiro, RJ.

[4] Laboratório de Estudos de Comunidades Paleozóicas, Departamento de Ciências Naturais, Universidade Federal do Estado do Rio de Janeiro/UNIRIO, Avenida Pasteur, 458, 22.240-290, Rio de Janeiro, R



MARIO VICENTE CAPUTO

Graduado em Geologia (1961 – UFRGS), com doutorado em Geologia (1984 – Universidade da Califórnia, Santa Barbara - EUA). Trabalhou na Petrobras de 1962 até 1992 e no mesmo ano ingressou como professor de Recursos Energéticos na Universidade Federal do Pará. Lecionou até 2008, quando se aposentou na mesma instituição. Na Petrobras, teve responsabilidade pela descoberta de petróleo (campos de gás e condensado) na área do Rio Juruá, na Bacia do Solimões. Sua área de atuação, além de geologia do petróleo, inclui mapeamento de unidades geológicas das bacias do Solimões, Amazonas e Parnaíba, com ênfase em estratigrafia, geologia estrutural e paleoclimatologia. Evidenciou e estudou diversas glaciações de idade pré-neocarbonífera em bacias intracratônicas brasileiras. Atualmente exerce consultoria sobre bens minerais das bacias sedimentares do norte do Brasil.

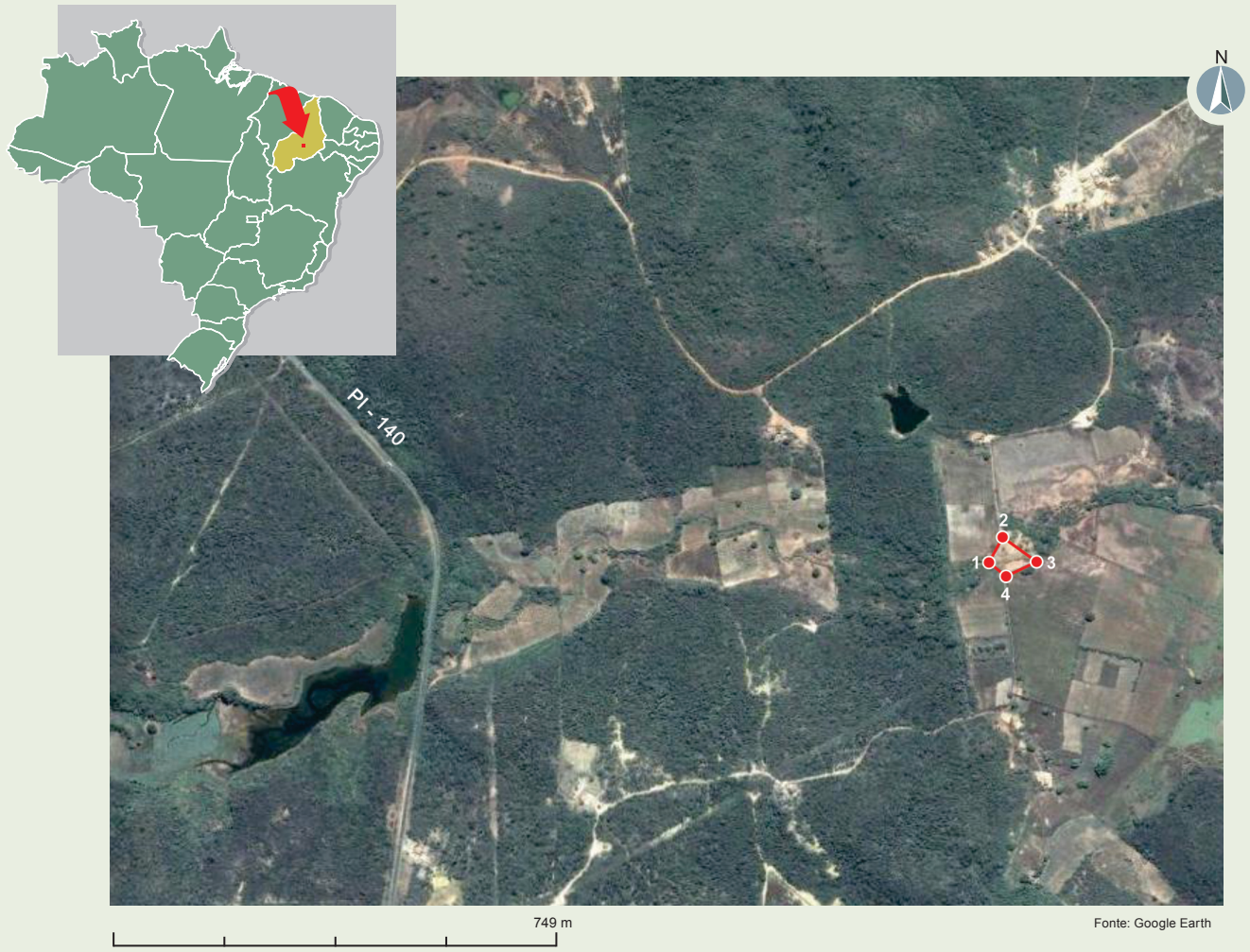


LUIZA CORRAL MARTINS DE OLIVEIRA PONCIANO

Possui Doutorado e Mestrado em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro / UFRJ e Bacharelado e Licenciatura em Ciências Biológicas pela Universidade Federal do Estado do Rio de Janeiro / UNIRIO. Atualmente é Professor Adjunto na Universidade Federal do Estado do Rio de Janeiro (Núcleo de Geociências / Departamento de Ciências Naturais). Pesquisadora de Tafonomia e Paleoecologia de invertebrados, desenvolve trabalhos nas bacias do Parnaíba, Amazonas e Paraná. Possui experiência na área de Geociências, com ênfase em caracterização de tafofácies, reconstituição paleoambiental, análise paleoecológica, conservação do Patrimônio Geológico e divulgação das Geociências. Já participou da elaboração e montagem de diversas exposições de Paleontologia no Museu Nacional/UFRJ, no Projeto Ciência Móvel do Museu da Vida/FIOCRUZ e na Oca/Parque do Ibirapuera/SP. Também trabalha com a elaboração de projetos de salvamento do patrimônio paleontológico, iniciativas de geoconservação de sítios geológicos e paleontológicos brasileiros e palestras sobre Paleontologia, Geologia e Patrimônio Geológico.

SIGEP 052 - PAVIMENTO ESTRIADO DE CALEMBRE, BREJO DO PIAUÍ, PI

PROPOSTA DA ÁREA DE PROTEÇÃO



VÉRTICE	COORDENADAS GEOGRÁFICAS	
1	8°15'04,84''S	42°52'59,56''W
2	8°15'03,41''S	42°52'58,76''W
3	8°15'04,28''S	42°52'56,88''W
4	8°15'06,41''S	42°52'58,58''W

Polígono da área de proteção proposto por: Mario Vicente Caputo (caputo@interconect.com.br)
e Luiza Corral Martins de Oliveira Ponciano (luizaponciano@gmail.com)

Data da proposta: 15/10/2012

Parte

5

Sítios Paleontológicos



Passo das Tropas, Santa Maria, RS

Marco bioestratigráfico triássico na evolução paleoflorística do Gondwana na Bacia do Paraná

SIGEP 084*

Átila Augusto Stock Da Rosa[1]
Margot Guerra-Sommer[2]
Miriam Cazzulo-Klepzig[3]

Resumo - O Sítio Passo das Tropas, localizado na região central do Rio Grande do Sul, contém uma associação fitofloristica identificada como Flora *Dicroidium*, representando um marco bioestratigráfico na sucessão paleoflorística da Bacia do Paraná, correlacionável a outras floras gondwânicas do Triássico. A tafoflora é composta por impressões de frondes, folhas, estruturas reprodutivas e sementes com predominância de diferentes espécies do gênero *Dicroidium*, ocorrendo os demais taxa como formas complementares (*Neocalamites* sp, *Cladophlebis* sp, *Tetraptilon* aff. *heteromerum*, *Ginkgoites antarctica*, *Sphenobaiera* sp, *Podozamites* sp, *Taeniopteris* sp, *Nilssonia* sp, *Williamsonia* sp, *Pteruchus* sp and *Carpolithus* sp). Com base na distribuição estratigráfica das diferentes espécies do gênero *Dicroidium* foi definido um intervalo estratigráfico designado como "Flora *Dicroidium odontopteroides*", correspondente à porção intermediária do Triássico (Anisiano Superior - Ladiniano Superior). A composição da paleoflora correlaciona-se a uma floresta desenvolvida em ambiente higrófilo e mesoxerófilo, vinculados a um extenso sistema flúvio-lacustrino. Levando-se em consideração a distribuição biogeográfica da vegetação global durante o Mesotriássico, a Flora *Dicroidium* procedente do Sítio Passo das Tropas no sul da Bacia do Paraná situava-se, paleobiogeograficamente, no limite entre os biomas tropical e temperado cálido. Estudos recentes confirmam que o gênero *Dicroidium* não corresponde a uma forma estritamente gondwânica, tendo se originado no Neopermiano, nos paleotrópicos.

Palavras-chave: Sítio Passo das Tropas; Bacia do Paraná, Flora *Dicroidium*; Anisiano-Ladiniano

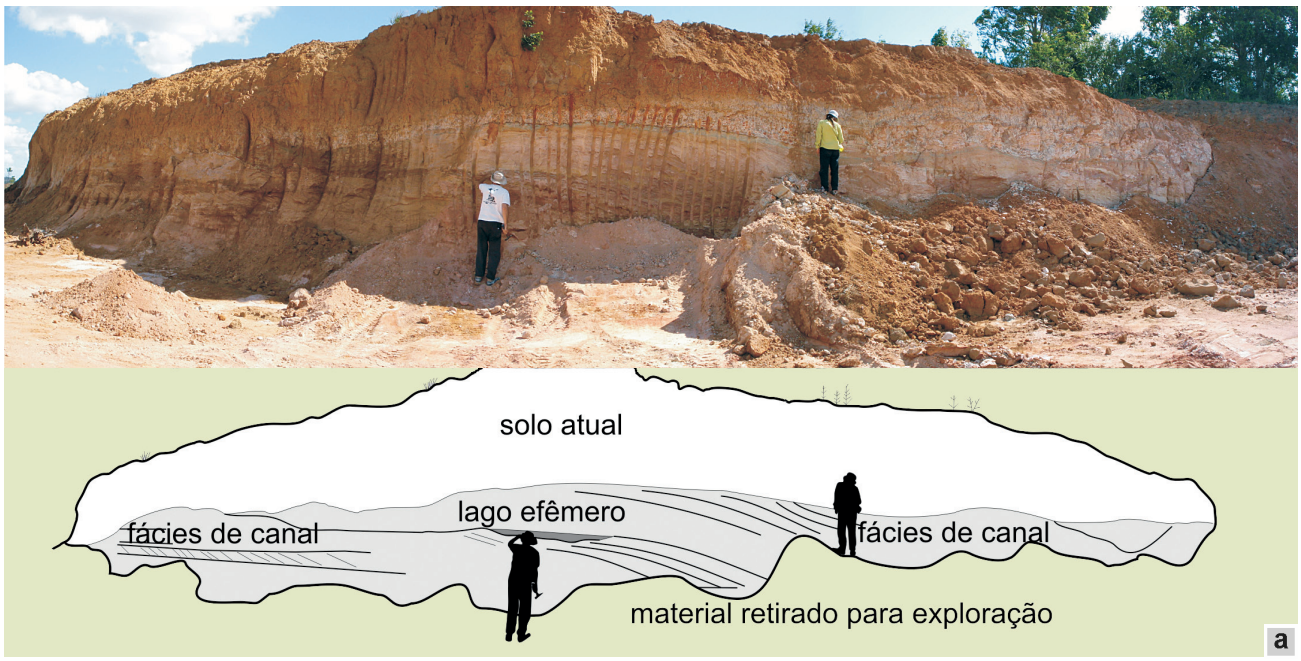
Passo das Tropas, Santa Maria, State of Rio Grande do Sul – A Triassic biostratigraphic marker on the Gondwanan paleofloristic evolution of the Paraná Basin

Abstract - The Passo das Tropas Site is located at the Central Region of the State of Rio Grande do Sul, southern Brazil, containing a taphoflora which represents an important biostratigraphic stage in the palaeofloristic succession of the Paraná Basin, allowing also for correlations with different regions of the Gondwana Realm at the Triassic. The assemblage is composed of impressions of leaves, fronds, reproductive structures and seeds, showing a predominance of several species of the *Dicroidium* genus, with minor representation of other taxa (*Neocalamites* sp, *Cladophlebis* sp, *Tetraptilon* aff. *heteromerum, Ginkgoites antarctica*, *Sphenobaiera* sp, *Podozamites* sp, *Taeniopteris* sp, *Nilssonia* sp, *Williamsonia* sp. *Pteruchus* sp and *Carpolithus* sp). The stratigraphic distribution of different species of the Dicroidium genus allowed to the definition of an informal floristic interval: "*Dicroidium odontopteroides* Flora" (Late Anisian - Late Ladinian). The general composition of the flora corresponds to a forest association developed in hygrophylous and mesoxerophylous paleoenvironments from an extensive fluvial-lacustrine system. Taking into account the biogeographical distribution of global vegetation during the Mesotriassic, the *Dicroidium* Flora of Southern Brazilian Paraná Basin, mainly represented in the Passo das Tropas Site, can be included in the boundary between the tropical and the warm temperate biomes. Recent studies have confirmed that *Dicroidium* was apparently originated during the Late Permian in the paleotropics, and was a plant not affected by the biotic crisis of the Permian-Triassic transition.

Key words: Passo das Tropas Site; Paraná Basin; *Dicroidium* Flora; Anisian-Ladinian

INTRODUÇÃO

Por constituir o único registro de megaflora de idade mesotriássica no Gondwana brasileiro, a paleoflora preservada na região central do Estado do Rio Grande do Sul, eminentemente no afloramento Passo das Tropas (Figs. 1 e 2), representa um marco estratigráfico ímpar. No presente estudo são sintetizados os dados de caráter litoestratigráfico, paleoambiental, paleoecológico e paleoclimático que subsidiam a inclusão do afloramento Passo das Tropas como um marco a ser preservado, com relação à sucessão paleoflorística da Bacia do Paraná.



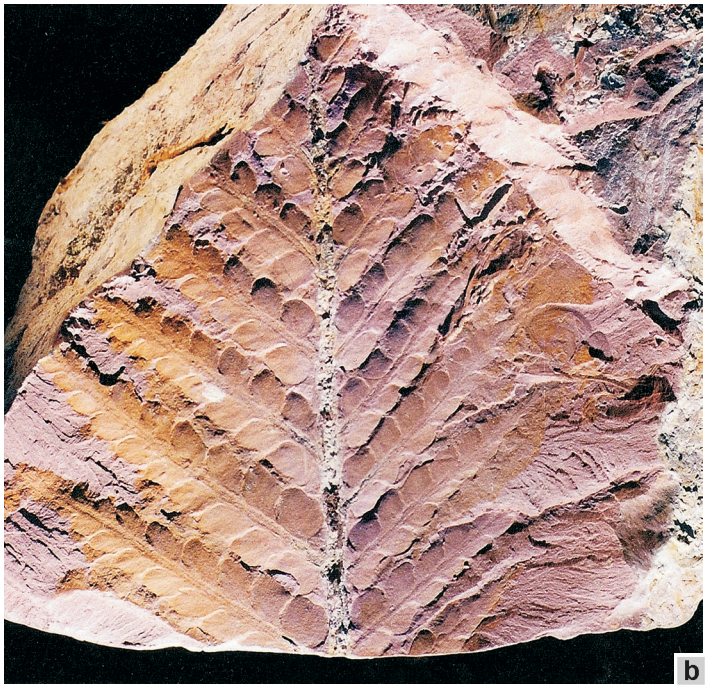


Figura 1 - Visão geral da área atualmente exposta do Sítio Passo das Tropas e suas respectivas fácies **(A)**, e um de seus fósseis mais importantes, *Dicroidium zuberi* **(B)** Largura da foto ~ 12 cm.

Figure 1- General view of the Passo das Tropas outcrop and its facies identification **(A)** and one of its important fossils, *Dicroidium zuberi* **(B)** Photo width ca. 12 cm.

Embora globalmente as floras do Mesotriássico não apresentem marcado provincialismo, refletindo padrões de zoneamento climático monsonal, em determinadas regiões gondwânicas (África do Sul, Índia, América do Sul e Antártida; Anderson & Anderson, 1970) uma flora transicional (Flora *Dicroidium*) com novos arquétipos proliferou nos nichos vacantes deixados pelo desaparecimento gradual da Flora *Glossopteris* no limite Permiano-Triássico). Por outro lado, o registro de frondes de *Dicroidium* com cutícula preservada, em latitude paleotropical da província de Cathaysia, no Permiano Superior (Jordânia), permite inferir que esse gênero constituiu um dos poucos elementos florísticos não afetados pela crise biótica da transição Permiano-Triássico (Kerp *et al*., 2003). Com a nova configuração tectônica vigente no Triássico, e as consequentes modificações nos padrões climáticos globais, que passam a ser influenciados por estágio "green house", portanto mais homogêneos, essas plantas teriam migrado, colonizando a região gondwânica.

Os primeiros registros de associações vegetais na Bacia do Paraná são efetuados por Gordon Jr. & Brown (1952), a partir de espécimes coletados por Gordon Jr. & Price em 1947 no afloramento Passo das Tropas. Foram identificados os gêneros

Dicroidium Gothan 1912; *Pachypteris* Harris 1893, *Zuberia* Szajnocha 1889, *Thinnfeldia* Ettingshausen 1852, *Neocalamites* Halle 1908 e *Baiera* Brow 1875. Pinto (1956) notifica a presença de algumas impressões vegetais fósseis na mesma localidade, identificando estruturas reprodutivas (*Sewardia* Bodenbender 1802, *Pteruchus* Thomas 1933, *Stenorachis* Nathorst 1908, e *Samaropsis* Goeppert 1964).

O termo "Flora *Thinnfeldia-Dicroidium*" é utilizado pela primeira vez por Bortoluzzi & Barberena (1967) para designar a associação paleoflorística proveniente das "Camadas Santa Maria" descritas para a região central do Rio Grande do Sul, que tem como seção tipo da fácies inferior da Formação Santa Maria o afloramento Passo das Tropas. Bortoluzzi (1974) já adota o termo "Flora *Dicroidium*" para designar a referida paleoflora. A descrição e classificação dos fósseis vegetais provenientes de diferentes afloramentos na mesma área geográfica são efetuadas por Bortoluzzi *et al*. (1983, 1984 e 1985). Com base nessas informações, Guerra-Sommer *et al*. (1985; 1999a,b), Bolzon (1995), e Guerra-Sommer & Cazzulo-Klepzig (2000) apresentam uma síntese da referida flora onde enfatizam a composição da Flora Dicroidium no Rio Grande do Sul, ocorrente principalmente no afloramento Passo das Tropas, com escassos e mal preservados registros em outros afloramentos relacionados ao mesmo nível estratigráfico correspondendo aos sítios Parque Dom Antonio Reis, Olaria e Escola (Bortoluzzi, 1974, 1975). Com base nos dados paleoflorísticos é instituído então um intervalo bioestratigráfico informal designado como Flora *Dicroidium odontopteroides*, de idade anisiana superior-ladiniana superior.

LOCALIZAÇÃO

O afloramento Passo das Tropas está localizado a 7,5 km ao sul da cidade de Santa Maria (Fig. 2), às margens da rodovia federal BR 392 (estrada Santa Maria – São Sepé), a cerca de 200 m a norte da ponte sobre o arroio Passo das Tropas.

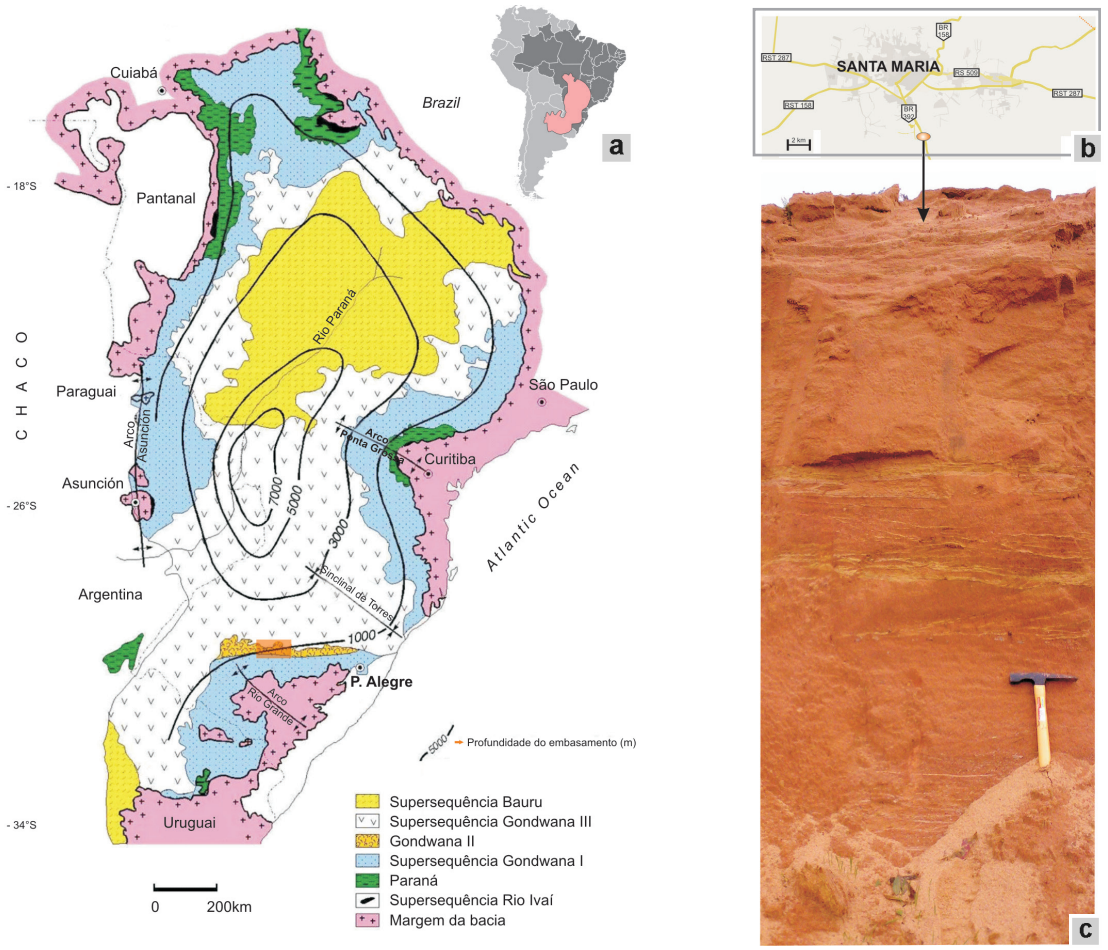


Figura 2 - (A) Supersequências continentais da Bacia do Paraná (modificado de Milani *et al*., 1998 e Milani, 2003); **(B)** Localização do afloramento; **(C)** Arenitos médios a grossos, com estratificação cruzada festonada (escala: martelo com 30 cm de comprimento).

Figure 2 - (A) Continental supersequences of the Paraná Basin (modified from Milani *et al*., 1998 and Milani, 2003); **(B)** Outcrop location; **(C)** Medium to coarse sandstones, with crossed stratification (hammer 30 cm long).

A seção-tipo do Membro Passo das Tropas é constituída pelos arenitos aflorantes na margem norte do arroio homônimo, surgida quando da abertura da rodovia BR 392. As coordenadas geográficas do ponto central, correspondendo ao afloramento na margem leste da rodovia, são: 29º 44' 49" S - 53º 47' 31" W. Duas áreas particulares ressaltam-se, pela retirada de areia para construção, de onde provêm as fotos constantes neste texto. A área a leste não apresenta mais retirada de areia, enquanto a área a oeste está em franca exploração.

DESCRIÇÃO DO SÍTIO E DE SUA PALEOFLORA

Esse afloramento constitui a parte inferior da seção-tipo da Formação Santa Maria proposta por Bortoluzzi (1974), e é o último remanescente das fácies fossilíferas desta unidade litoestratigráfica, já que a expansão urbana levou à destruição dos afloramentos Parque Dom Antônio Reis, Escola Zenir Aita e outros (Da Rosa, 2004).

Composição da Tafoflora

A análise taxonômica da paleoflora evidencia a presença dos seguintes taxa (Figs. 3 a 7):

SPHENOPHYTA
Neocalamites sp. (Fig. 3.3)

PTERIDOPHYLLA
Cladophlebis sp. (Fig. 3.1)
Tetraptilon aff. Heteromerum (Fig. 3.2)

PTERIDOSPERMOPHYTA
Dicroidium lancifolium (Fig. 4.1)
Dicroidium (Johnstonia) stelzneriana
Dicroidium (Xylopteris) argentinum (Fig. 4.2)
Dicroidium (Xylopteris) elongatum
Dicroidium odontopteroides var. *odontopteroides* (Fig. 4.3)
Dicroidium odontopteroides var. *remotum*
Dicroidium odontopteroides var. *moltenense* (Fig. 4.4)
Dicroidium zuberi var. *brasiliensis*
Dicroidium zuberi var. *zuberi*
Dicroidium zuberi var. *papillatum*
Dicroidium zuberi var. *feistmanteli*
Dicroidium dubium
Dicroidium aff. *narrabeenense*
Pteruchus sp. (Fig. 5.2)

GINKGOPHYTA
Ginkgoites antarctica (Fig. 6.1)
Sphenobaiera sp. (Fig. 6.2)
Stenorachis sp.

CONIFEROPHYTA
Podozamites sp. (Fig 7.2)

BENETTITALES
Williamsonia sp. (Fig 5.3)

CYCADALES
Taeniopteris sp. (Fig 7.1)
Nilssonia sp.
Sewardia sp.

INCERTAE SEDIS
Carpolithus sp (Fig 5.1)

Um tratamento estatístico da amostragem, normatizado em valores percentuais, indicou o domínio de folhagem do grupo das Pteridospermophyta relacionadas ao gênero *Dicroidium* com 72% (Fig. 8); as demais formas ocorrem como elementos complementares: Ginkgophyta *(Sphenobaiera e Ginkgoites)* com 4%; Coniferophyta *(Podozamites)* 7%; Benettitales *(Williamsonia)* 2%; Cycadophyta *(Taeniopteris, Nilssonia)* 2%; Sphenophyta *(Neocalamites)* 4%; Pteridophylla. (*Cladophlebis* sp.; *Tetraptilon* aff. *heteromerum*) 1%; Incertae Sedis *(Sewardia, Carpolithus)* 10 %.

O gênero *Pteruchus*, que corresponde à estrutura produtora de pólen de *D. odontopteroides* (de acordo com Yao *et al*., 1995), é representado apenas por um espécime na associação. Dada a fragilidade da estrutura e as reduzidas dimensões (0,5 mm x 8 mm), a extrema raridade na ocorrência deve ser atribuída a peculiaridades do processo tafonômico ou descarte nas coletas.

Bioestratigrafia

Guerra-Sommer *et al*. (1998), reconsiderando zoneamento proposto anteriormente (Guerra-Sommer *et al*., 1985), propõem um esquema bioestratigráfico informal a partir da distribuição bioestratigráfica de espécies de *Dicroidium* na Austrália e Argentina (Retallack, 1977; Petriella, 1983). As espécies procedentes do afloramento Passo das Tropas indicam um intervalo de tempo entre o topo do Anisiano e o topo do Ladiniano (Mesotriássico), sendo proposta a designação informal "Flora *Dicroidium odontopteroides*" para o intervalo estudado (Fig. 9).

Contexto Estratigráfico

Em termos de Estratigrafia de Sequências, as litologias sedimentares triássicas da Bacia do Paraná são atribuídas a diferentes ordens de hieraquia (Andreis *et al*., 1980; Faccini, 1989, 2000; Scherer, 1994; Scherer *et al*., 1995, 2000; Zerfass *et al*., 2004).

Milani (2003), com base em critérios de estratigrafia de sequências, caracteriza a história deposicional da Bacia do Paraná produzindo Supersequências continentais controladas por tectonismo e mudanças climáticas. A Supersequência Triássico Superior é representada na

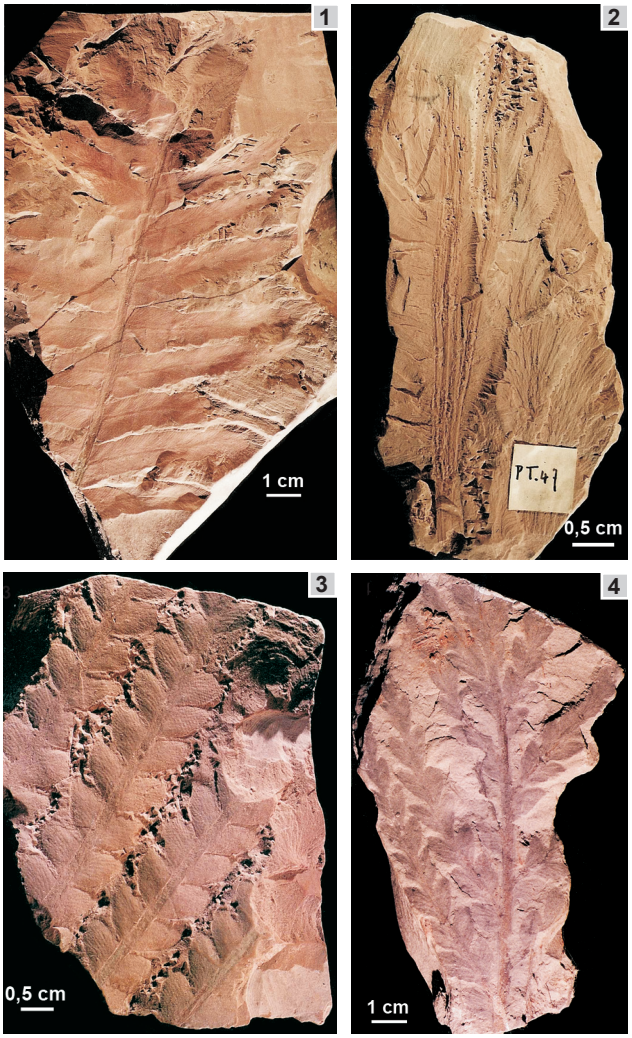


Figura 3 - (1) *D. lancifolium*; **(2)** *D. (Xylopteris) argentinum*; **(3)** *D. odontopteroides* var. *odontopteroides*; **(4)** *D. odontopteroides* var. *moltenense*.

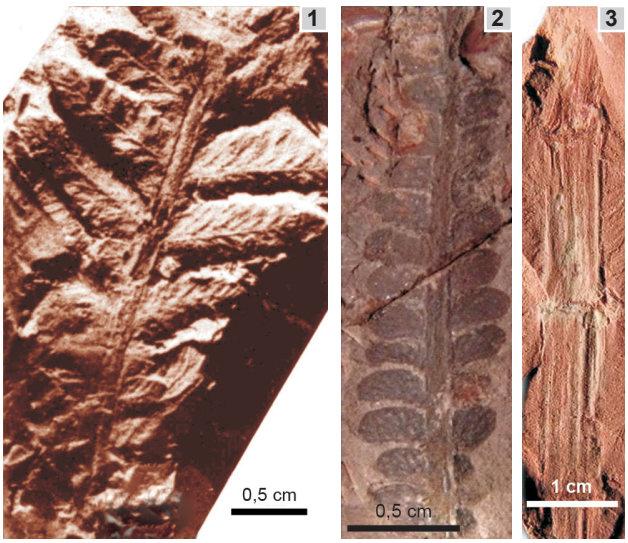


Figura 4 - (1) *Cladophlebis* sp.; **(2)** *Tetraptilon* aff. *Heteromerum*; **(3)** *Neocalamites* sp.



Figura 5 - (1) *Taeniopteris* sp.; **(2)** *Podozamites* sp.

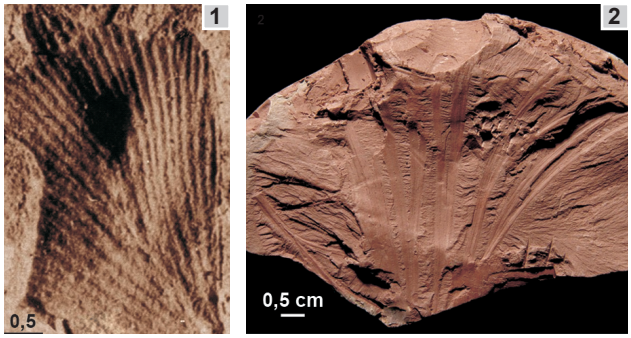


Figura 6 - (1) *Ginkgoites antarctica*; **(2)** *Sphenobaiera* sp.

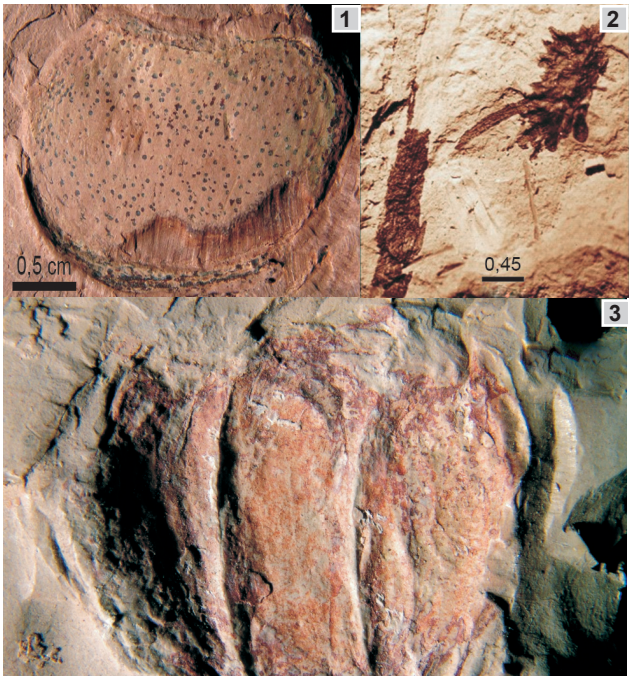


Figura 7 - (1) *Carpolithus* sp.; **(2)** *Pteruchus* sp.; **(3)** *Williamsonia* sp.

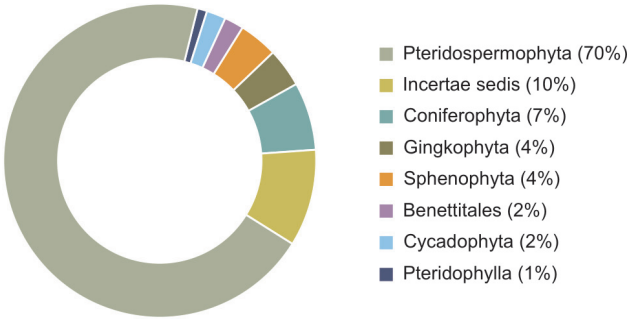


Figura 8 - Composição quantitativa da Paleoflora.

Figure 8 - Quantitative composition of the Paleoflora.

parte sul da bacia pela Formação Santa Maria, vinculada ao ambiente flúvio-lacustrino, constituindo a Supersequência Gondwana II.

Zerfass *et al*. (2003, 2004), analisando a história tectono-sedimentar das rochas sedimentares depositadas no sudoeste gonduânico (África do Sul, sul do Brasil e norte da Argentina), caracterizam a Supersequência Santa Maria, uma unidade de segunda ordem formada pela distensão crustal e formação de riftes interiores. Esta sucessão é subdividida em Sequência Santa Maria 1, Santa Maria 2, e Santa Maria 3, unidades de terceira ordem formadas por modificações faunísticas e florísticas do meio para o final do Triássico. Estas unidades correspondem parcialmente às cenozonas existentes.

A identificação de associações de vertebrados fósseis em diferentes afloramentos permitiu a construção de um arcabouço bioestratigráfico, composto por cenozonas e biozonas (Fig. 10). Embora esta ideia remonte aos trabalhos clássicos de Mário C. Barberena (Barberena, 1977), o esquema mais recente e atualizado foi apresentado por Schultz & Langer (2007), da seguinte forma:

-Cenozona de Therapsida (idade Eoladiniano, Sequência Santa Maria 1);

- Biozona de Traversodontídeos (idade Neoladiniano/Eocarniano ?, Sequência Santa Maria 1?);

- Cenozona de Rhynchosauria (idade Carniano, Sequência Santa Maria 2);

- Cenozona de Mammaliamorpha (idade Eonoriano, Sequência Santa Maria 2).

Neste esquema de cenozonas, elementos da Flora *Dicroidium* são encontrados apenas em litologias correspondentes à cenozona de Rhynchosauria, como no afloramento Passo das Tropas.

Da Rosa & Faccini (2005) delimitam blocos tectônicos em diferentes escalas para o Triássico sul-brasileiro, onde a estratigrafia é relativamente homogênea, quando

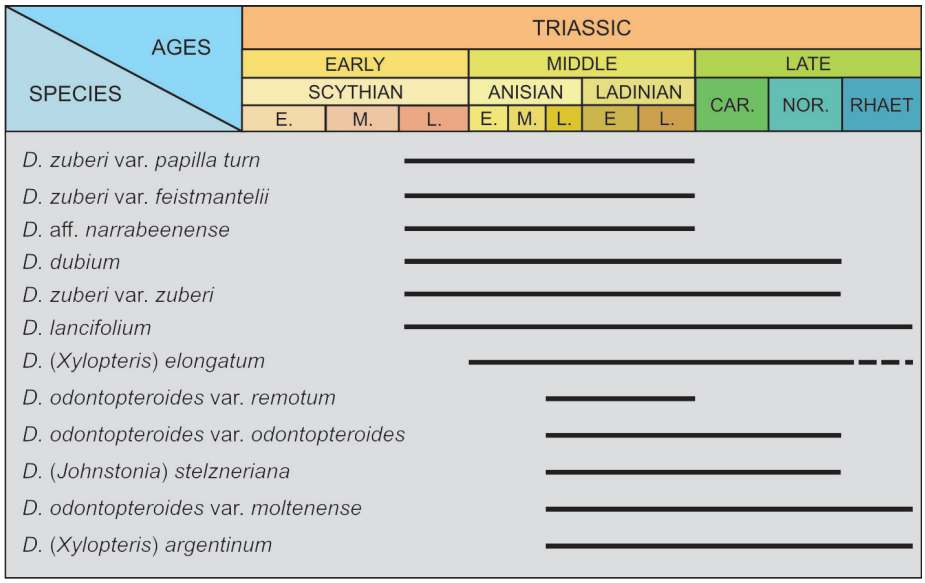


Figura 9 - Zoneamento bioestratigráfico proposto para a Flora *Dicroidium* na Bacia do Paraná, sul do Brasil (retirado de Guerra-Sommer *et al*., 1999b).

Figure 9 - Biostratigraphic scheme for the *Dicroidium* Flora at Paraná Basin, southern Brazil (from Guerra-Sommer *et al.*, 1999b).

comparados aos blocos vizinhos. Neste contexto, o afloramento Passo das Tropas está posicionado no sub-bloco Cidade (Bloco Santa Maria; Da Rosa & Faccini, op. cit.), sendo este o único lugar onde a seção completa do Triássico Médio e Superior pode ser visualizada (Fig. 11).

Em um grau de maior detalhe, o afloramento Passo das Tropas foi recentemente mapeado com a tecnologia de radar de imageamento raso (GPR, *ground penetrating radar*), pela equipe do projeto GEOARQ-UNISINOS (Geometria e Arquitetura de Rochas Sedimentares), porém os dados continuam em análise, e não disponíveis. O uso desta tecnologia permitirá melhor reconhecer as relações tridimensionais entre os corpos arenosos e o histórico da variação fluvial nas planícies de inundação triássicas.

Descrição Geológica

Nesse afloramento ocorre um pacote de mais de 20 metros de espessura, de arenitos conglomeráticos vermelho-claros e amarelos, friáveis, feldspáticos, finos a grossos, com estratificações cruzadas de tipo irregular e planar, contendo seixos e grânulos arredondados de quartzo e clastos de argila e siltito, em tonalidades de vermelho e púrpura, milimétricos a decimétricos, dispostos desordenadamente na matriz arenosa. Esses clastos, que podem estar ocasionalmente limonitizados, são fossilíferos, ricos em elementos da Flora *Dicroidium*, além de ocorrerem escamas de peixes (Lima *et al*., 1984), insetos (Pinto, 1956) e conchostráceos (Katoo, 1971; Gallego, 1996).

Estudos de paleoalterações (modificações pós-deposicionais, pedogênicas ou freáticas) em rochas triássicas da região central do Rio Grande do Sul apontaram a presença de processos modificadores, e consequentemente da preservação dos vertebrados fósseis, segundo um padrão de distanciamento dos canais (Da Rosa, 2005). O afloramento Passo das Tropas, neste contexto, mostra poucas e raras paleoalterações pedogênicas.

Contexto Hidrológico

Atualmente, o Aquífero Guarani tem grande destaque como a maior reserva de água subterrânea disponível. Neste contexto, pode-se dizer que diversas litologias compõem este aquífero, possuindo uma estratigrafia

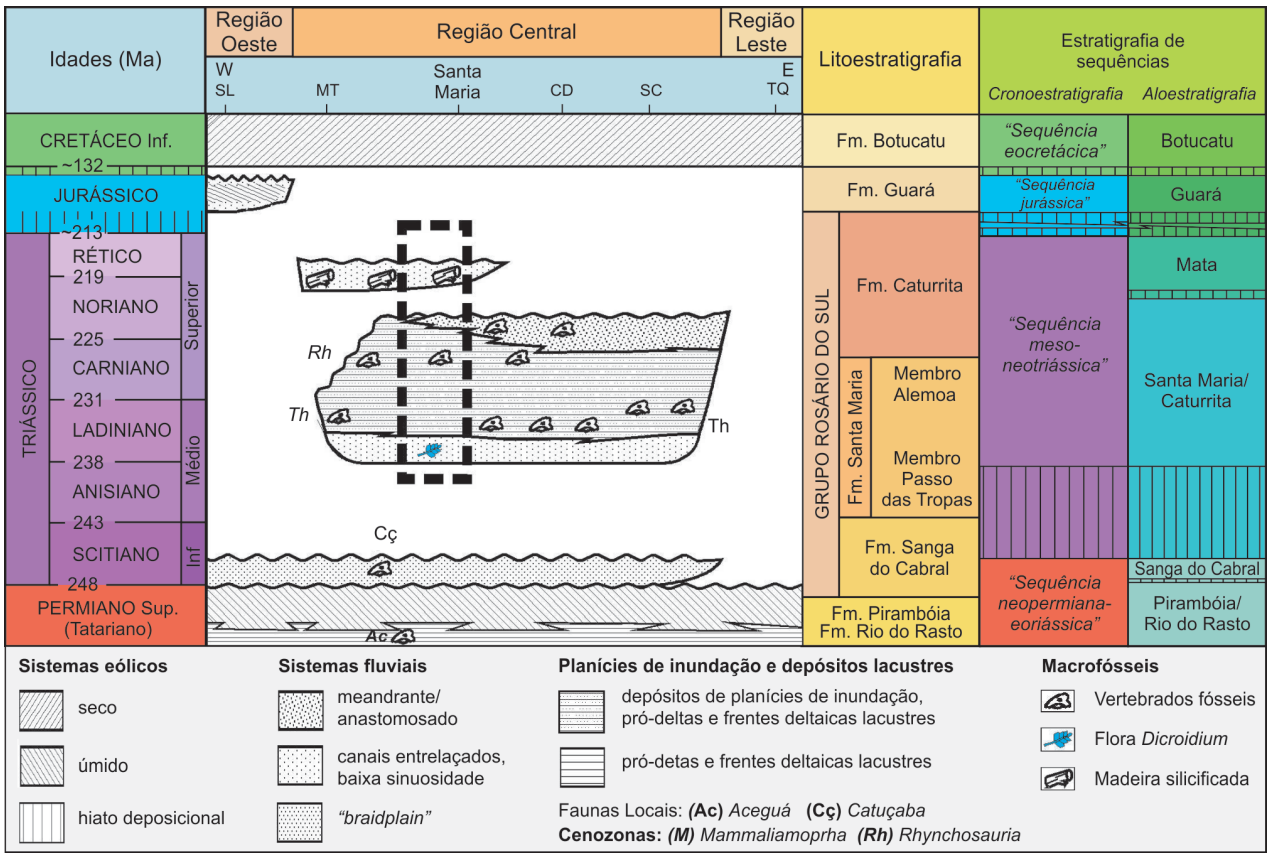


Figura 10 - Arcabouço estratigráfico da região central do RS, com especial interesse para a região de Santa Maria (retângulo tracejado) e o posicionamento do afloramento Passo das Tropas e da Flora *Dicroidium* (modificado de Da Rosa & Faccini, 2005).

Figure 10 - Stratigraphic framework for the central region of RS state, focusing the region of Santa Maria city (stippled rectangle) and positioning of the Passo das Tropas outcrop and *Dicroidium* Flora (modified from Da Rosa & Faccini, 2005).

própria em cada região, por isso sendo considerado como um sistema aquífero complexo.

Na região central do Rio Grande do Sul, o Sistema Aquífero Guarani é composto, do mais jovem para o mais antigo, por um conjunto de litologias de características diferentes (Faccini *et al*., 2003; Giardin & Faccini, 2004):

- Formação Botucatu (Eocretáceo), aquífero;
- Formação Caturrita (Neotriássico), aquífero;
- Formação Santa Maria (Meso-Neotriássico), dividida em Membro Alemoa (aquiclude) e Membro Passo das Tropas (aquífero).

Dentre estas litologias, pode-se afirmar que o Aquífero Passo das Tropas é regionalmente o mais importante, com relação às características de permo-porosidade e qualidade das águas subterrâneas (Garcia *et al*., 2003; Wankler *et al*., 2007), reforçando a necessidade de proteção desta região.

Reconstrução Paleoambiental

As características sedimentológicas presentes nos arenitos do afloramento Passo das Tropas (estruturas sedimentares, intraclastos, conteúdo fossilífero) permitem visualizar um paleoambiente formado por pequenos lagos temporários de planície de inundação, com peixes, insetos e conchostráceos, além da vegetação do entorno, relativamente próximos aos canais de rios de média a alta sinuosidade. Periodicamente, as inundações, após

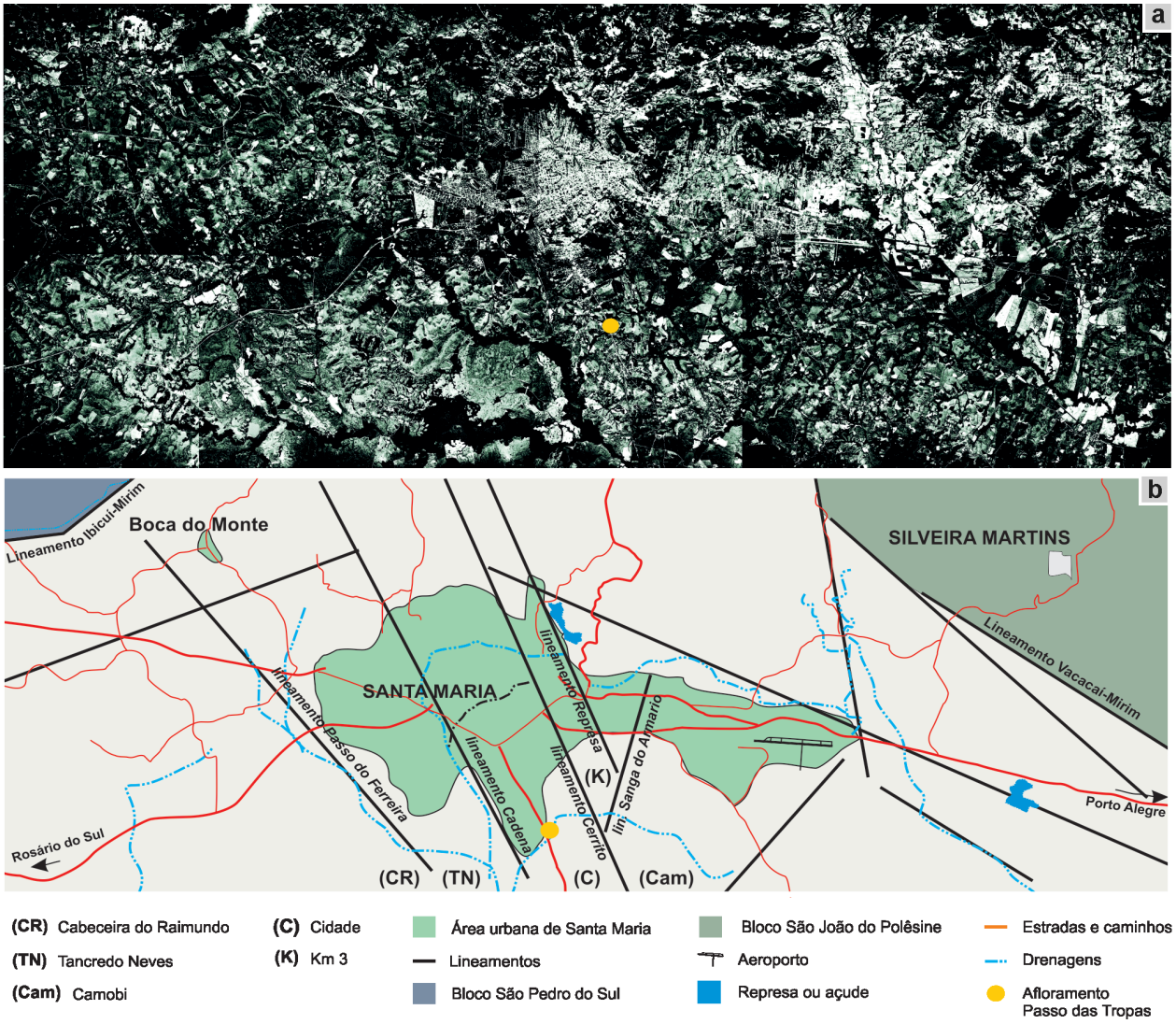


Figura 11 - (a) Mosaico de ortofotos aéreas, escala original 1:25.000, da região urbana de Santa Maria, com localização do afloramento Passo das Tropas (círculo amarelo); **(b)** Identificação de sub-blocos estruturais, onde a estratigrafia é menos perturbada por processos pós-tectônicos (modificado de Da Rosa & Faccini, 2005).

Figure 11 - (a) Photomosaic of (originally) 1:25.000 ortophotos of the urban area at the Santa Maria town, with location of the Passo das Tropas outcrop (yellow circle); **(b)** Identification of structural sub-blocks, with less post-tectonically disturbed stratigraphy (modified from Da Rosa & Faccini, 2005).

períodos de seca prolongada, devem ter possibilitado a preservação deste paleoambiente, pela variação brusca de descarga fluvial e formação de barras arenosas, com seixos e intraclastos, com localizada deposição de níveis lenticulares argilosos.

INTERPRETAÇÃO PALEOECOLÓGICA E PALEOCLIMATOLÓGICA

O predomínio de elementos higro-mesófilos associados a formas mesoxerófilas, característico da flora *Dicroidium* no afloramento Passo das Tropas, caracteriza uma tafofácies típica de planície de inundação em sistemas fluviais (Scott & Collinson, 1983; Scheihing & Pfefferkorn, 1984). A preservação de frondes de *Dicroidium*, com pinas bem integradas ao raquis, e a presença de estruturas reprodutivas de tipo *Pteruchus* ainda articuladas, sugerem um restrito transporte desde a área fonte, caracterizando processo hipoautóctone de deposição.

A tafoflora assemelha-se à fitoassociação "*Dicroidietum odontopteroidium*" (Retallack, 1977) onde predominam espécies de *Dicroidium* com limbo mais desenvolvido, relacionadas a depósitos de planícies de inundação originadas em sistemas fluviais. A presença, embora muito rara (5 %), de formas com limbo das pínulas muito reduzido, possibilita uma correlação com a fitoassociação "*Dicroidietum odontopteroidium xylopterosum*", correspondendo à vegetação de ambientes mais xerofíticos e/ou mais perturbados da planície de inundação (depósitos de rompimentos de canais, barras de canal, etc.)

As Sphenophyta (*Neocalamites*: 4%) e Pteridophylla com provável afinidade com filicófitas (*Cladophlebis* e *Tetraptilon*: 1%), muito raras na associação, compõem a vegetação de terrenos muito úmidos frequentemente de soto-bosque (Retallack, 1977).

As coníferas (*Podozamites*) de porte arbustivo, provavelmente correspondiam a formas de soto-bosque; a frequente ocorrência dessas folhas associadas a níveis de *Estheria*, um conchostráceo característico de corpos lacustres efêmeros, pode estar relacionada à deciduidade e oscilações climáticas sazonais, pois esses conchostráceos são considerados fósseis-índice em fácies não-marinhas restritas, vivendo em lagos efêmeros, em zonas climáticas quentes e subáridas (Frank, 1988). Cada assembleia preservada representa uma fase estacional, apontando para restrições hídricas periódicas (Tasch, 1969). Esses dados estão de acordo com as hipóteses de Faccini (1989) e Scherer (1994), que indicam, através de análises faciológicas, intenso controle climático sobre a sedimentação durante a deposição da Formação Santa Maria, e com a hipótese de modificação do padrão paleoclimático em direção ao final do Triássico (Scherer & Holz, 1995; Holz & Scherer, 2000).

As Ginkgophyta (*Ginkgoites*, *Sphenobaiera*: 4%) representam elementos mesoxerófilos e deviam predominar nos terrenos mais elevados e melhor drenados no amplo complexo da planície fluvial (Retallack, 1977). A dominância de padrões morfológicos foliares altamente recortados em ginkgophytas (*Sphenobaiera*), em relação a padrões pouco recortados (*Ginkgoites*), leva a inferir defesa contra dissecação ocorrente em altas temperaturas.

Estudos recentes sobre a herbivoria de vertebrados fósseis apontaram a possibilidade de alimentação de dicinodontes e cinodontes a partir de elementos da Flora *Dicroidium* (Schwanke, 1998; Souto, 1998, 2001). A significativa representatividade de *Carpolhitus* (10%), considerada como semente "latu sensu", permite vagas inferências a respeito da dieta de determinados répteis herbívoros (Rhynchosauria) contemporâneos a essa paleoflora, que apresentavam adaptações maxilo-mandibulares para trituração de sementes.

Considerando os parâmetros taxonômicos, bioestratigráficos e paleoecológicos de todos elementos que compõem a Flora *Dicroidium* ocorrente de forma mais expressiva no afloramento Passo das Tropas, sul da Bacia do Paraná (paleolatitude aproximada de 48º S; Zalán *et al*., 1991) e comparando-os com a distribuição biogeográfica da vegetação global no Mesotriássico (Rees *et al*., 2000), pode-se inferir que as características dos diferentes *taxa* da tafoflora permitem, mais adequadamente, sua inclusão na zona de transição entre o bioma tropical e temperado cálido ('warm temperate') definidos por Ziegler *et al*. (1993).

SINOPSE SOBRE A ORIGEM, EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E IMPORTÂNCIA DO SÍTIO

O afloramento Passo das Tropas foi reconhecido pela primeira vez na década de 1950, quando da abertura da estrada que ligava Santa Maria a São Sepé. As margens desta estrada permitiam reconhecer camadas de arenitos e pelitos intercalados, onde era possível reconhecer impressões vegetais. Não raro se podia observar o Prof. Irajá Damiani Pinto e seus alunos, sentados à beira da estrada, quebrando pequenos pedaços de rocha, em busca de fósseis (Beltrão, 1965). Tais iniciativas levaram à descoberta de asas de insetos, fragmentos de conchas, escamas de peixes, além das impressões vegetais (Gordon & Brown, 1952; Pinto, 1956; Beltrão, 1965; Lima *et al*., 1984; Guerra-Sommer & Cazzulo-Klepzig, 2000).

Os arenitos preservados nesse afloramento registram a existência de um rio de moderada energia e sinuosidade, que em suas margens e planície de inundação apresentava pequenos lagos efêmeros (Fig. 12), às vezes erodidos e seus resquícios incorporados ao canal fluvial

na forma de pelotas de argila retorcida (intraclastos pelíticos). Esse paleoambiente particular era ocupado por pequenos artrópodes (insetos e conchostráceos), por peixes e por uma vegetação de pequeno porte (Flora *Dicroidium*).

As impressões vegetais da Flora *Dicroidium* auxiliam os pesquisadores a reconhecer uma antiga conexão entre os continentes da América do Sul, África, Índia, Antártida e Austrália, que compuseram no passado o supercontinente Gondwana. Os demais componentes da flora e da fauna, bem como a leitura das rochas sedimentares aí presentes, auxiliam também no reconhecimento desse paleoambiente e de suas características paleoclimáticas.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Vulnerabilidade do Sítio a Atividades de Mineração ou Degradação Ambiental

A porção original do afloramento onde foram encontrados os intraclastos fossilíferos corresponde à faixa de domínio da rodovia, infelizmente abandonada (Pinto, 1956; Beltrão, 1965; Lima *et al*., 1984; Fig. 13).

Uma ampla área particular, em ambos lados da rodovia, é utilizada para retirada de areia para construção e colocação de lixo (restos vegetais, entulhos de construção, e cimento/concreto). Além de levar à destruição do afloramento, estas ações têm importantes repercussões quanto ao aspecto hidrológico, dadas as características do Aquífero Passo das Tropas, como área de recarga do mesmo.

O Departamento Nacional de Infra-Estrutura (DNIT) é responsável pela manutenção da faixa de domínio da rodovia BR 392, enquanto a liberação de uso das áreas particulares tem sido dada pela Fundação Estadual de Proteção Ambiental Luis Henrique Roessler (FEPAM) e pela Secretaria Municipal de Proteção Ambiental.

Medidas Atuais

Esse afloramento consta como um sítio fossilífero no mapa temático paleontológico do Plano Diretor para o Desenvolvimento Urbano e Arquitetônico (PPDUA) de Santa Maria, elaborado pelo Escritório da Cidade, ligado à Prefeitura Municipal de Santa Maria. O mapa de sítios fossilíferos constante no PPDUA foi construído com base em levantamento realizado por Da Rosa (2004).

Em cada sítio foi criada uma área de proteção no entorno, com um raio de 50 a 100 m, podendo ser maior quando engloba um conjunto de afloramentos. Como este afloramento encontra-se praticamente isolado, só a área junto à rodovia tem sua proteção assegurada no momento. As áreas marginais à rodovia dependem de aprovação dos órgãos ambientais municipal (Secretaria Municipal de Proteção Ambiental) e estadual (FEPAM) para sua utilização sócio-econômica.

Sugestões dos Autores

O afloramento necessita ser protegido, física e legalmente, para preservação do contexto geológico, e possível utilização sócio-econômica e educativa, como por exemplo, o turismo.

Sugerem-se as seguintes medidas de preservação:

- fiscalização e campanha educativa (palestras, sinalização, etc) da área contra a colocação de lixo e entulho;
- exposição do arenito em parede junto ao afloramento leste, com colocação de resina e toldo de proteção, de forma a permitir a passagem de luz (telhas de vidro ou acrílico transparente);
- colocação de outdoor com imagens e textos explicativos sobre a Flora *Dicroidium* e a importância de sua preservação;
- construção de passarela, com totens explicativos.



Figura 12 - Reconstrução paleoambiental dos canais fluviais e planície de inundação registrados no afloramento Passo das Tropas, com sua fauna e flora característicos. Desenho de Francieli Garlet sob orientação de Atila da Rosa.

Figure 12 - Paleoenvironmental reconstruction of the fluvial channels and floodplain recorded at the Passo das Tropas outcrop, with its characteristic fauna and flora. Sketch from Francieli Garlet under orientation of Atila da Rosa.



Figura 13 - Aspecto da porção marginal ("valeta") da rodovia BR 392, com afloramento fossilífero dos arenitos com intraclastos do Membro Passo das Tropas, Formação Santa Maria, Triássico da Bacia do Paraná. Note-se a disposição de entulhos de construção, em primeiro plano, e a proximidade com o acostamento da rodovia.

Figure 13 - Aspect of the margin of the BR 392 road, with intraclastic fossiliferous sandstones of the Passo das Tropas Member, Santa Maria Formation, Triassic of the Paraná Basin. Note the disposal of construction garbage on the foreground, and closeness to the road margin.

REFERÊNCIAS

Anderson,H.M.; Anderson,J.M. 1970. A preliminary review of the uppermost Permian, Triassic and lowermost Jurassic of Gondwana land. *Paleontologia africana*, **13:** 1-22.

Andreis,R.R.; Bossi,G.E.; Montardo,D.K. 1980. O Grupo Rosário do Sul (Triássico) no Rio Grande do Sul, Brasil. *Anais*, 31º *Congresso Brasileiro de Geologia*, Camboriú, **2,** 659-673.

Barberena,M. C.1977. Bioestratigrafia preliminar da Formação Santa Maria. *Pesquisas*, **7,** 111-129.

Beltrão,R. 1965. Paleontologia de Santa Maria e São Pedro do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil. *Boletim do Instituto de Geociências UFSM*, **2:**5-114.

Bolzon,R.T. 1995. A vegetação triássica do Estado do Rio Grande do Sul, Brasil. *Comun. Mus. Ciên. Tecn.* UBEA/PUCRS. Sér. Ciên. Terra, **1:**69-74.

Bortoluzzi,C.A. 1974. Contribuição à Geologia da Região de Santa Maria, Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas*, **4** (1), 7-86.

Bortoluzzi,C.A. 1975. Étude de quelques empreintes de la flore gondwanienne du Brésil. *Actes du 95 ième Congrés National des Sociétés Savantes*, Sciences, Reims, France (1970), **t. III**, 171-187.

Bortoluzzi,C.A.; Barberena,M. 1967. The Santa Maria Beds in Rio Grande do Sul (Brazil). In: *Problems in Gondwana Geology*, (Bigarella, J. J., Becker, R. D. and Pinto, I. D. eds.), pp. 169-196. Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 344p.

Bortoluzzi,C.A.; Guerra-Sommer,M.; Cazzulo-Klepzig,M. 1983. Tafoflora Triássica da Formação Santa Maria, RS, Brasil. 1. Equisetales, Ginkgoales, Coniferales e Pteridophylla. *Anais, 8º Congresso Brasileiro de Paleontologia*, Rio de Janeiro, **2**, 539-549.

Bortoluzzi,C.A.; Guerra-Sommer,M.; Cazzulo-Klepzig,M. 1984. Tafoflora Triássica da Formação Santa Maria, RS, Brasil. II. Representantes de Pteridospermopsida e Pteridophylla. IV Reunião de Paleobotânicos e Palinólogos, USP, São Paulo. *Boletim* IG, **15:** 105-115.

Bortoluzzi,C.A.; Guerra-Sommer,M.; Cazzulo-Klepzig,M., 1985. A Tafoflora Triássica da Formação Santa Maria, RS, Brasil: III Dicroidium odontopteroides, Dicroidium zuberi e variações relacionadas a estas espécies. *Pesquisas*, **17:** 215-232.

Da Rosa,Á.A.S. 2004. Sítios fossilíferos de Santa Maria, RS. *Ciência & Natura*, **26**(2):75-90. [disponível em http://cascavel.ufsm.br/revista_ccne/ojs/index.php/cienciaenatura/article/view/23/28, acessado em 07 de maio de 2008]

Da Rosa,Á.A.S. 2005. *Paleoalterações em Depósitos Sedimentares de Planícies Aluviais do Triássico Médio a Superior do Sul do Brasil: Caracterização, Análise Estratigráfica e Preservação Fossilífera*. Tese de Doutoramento, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Área de Concentração: Geologia Sedimentar, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo-RS, 2 vol., 211 p, anexos.

Da Rosa,Á.A.S.; Faccini,U.F. 2005. Delimitação de blocos estruturais de diferentes escalas em sequências mesozóicas na região central do estado do rio grande do sul: implicações bioestratigráficas. *Gaea*, UNISINOS, São Leopoldo/RS, **1**(1):16-23.

Da Rosa,Á.A.S.; Pimentel,N.L.V.; Faccini,U.F. 2004. Paleoalterações e carbonatos em depósitos aluviais na região de Santa Maria, Triássico Médio a Superior do Sul do Brasil. *Pesquisas em Geociências*, **31**(1):3-16.

Faccini,U.F. 1989. *O Permo-Triássico do Rio Grande do Sul. Brasil*. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de mestrado, 121p.

Faccini,U.F. 2000. *Estratigrafia do Permo-Triássico do Rio Grande do Sul: Estilos Deposicionais versus Espaço de Acomodação*. Tese de Doutoramento, Programa de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS, Porto Alegre, 297 p., 2 vol.

Faccini,U.F.; Giardin,A.; Machado,J.L.F. 2003. Heterogeneidades litofaciológicas e hidroestratigrafia do Sistema Aquífero Guarani na região central do estado do Rio

Grande do Sul, Brasil. **In:** Paim, P.S.G.; Faccini, U.F. & Netto, R.G. (eds.), *Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares – estudos de casos*. Edição PPGeo-UNISINOS – Editora Unisinos, p. 147-173.

Frank,P.W. 1988. Conchostraca. *Palaeogeography, Palaeoclimatology*, Palaeoecology. **62:**399-403.

Gallego, O. 1996. Revisión de algunos conchostracos de la Formación Santa Maria (Triásico Médio) de Rio Grande do Sul (Brasil). *Acta Geologica Leopoldensia*, **19**(43):59-76.

Garcia,A.J.V.; Armelenti,G.; Goldberg,K.; Faccini,U.F. 2003. Controle diagenético na evolução e distribuição do espaço permoporoso do aquífero Passo das Tropas, Santa Maria, RS. **In:** Paim, P.S.G.; Faccini, U.F.; Netto, R.G. (eds.), *Geometria, arquitetura e heterogeneidade de corpos sedimentares – Estudo de casos*. Convênio UNISINOS – FINEP – PETROBRAS, São Leopoldo/RS, p. 174-186.

Giardin,A.; Faccini,U.F. 2004. Complexidade hidroestratigráfica e estrutural do Sistema Aquífero Guarani: abordagem metodológica aplicada ao exemplo da área de Santa Maria-RS, Brasil. Rev. *Águas Subterrâneas*, **18** (Janeiro 2004):39-54.

Gordon, Jr. M.; Brown,R. 1952. Plantas Triássicas do Rio Grande do Sul. *Notas Preliminares e Estudos, Divisão de Geologia e Mineralogia*, **54**,1-7.

Guerra-Sommer,M.; Klepzig,M. 2000. The Triassic Taphoplora from Paraná Basin, Southern Brazil: an overview. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(3):477-481.

Guerra-Sommer,M.; Cazzulo-Klepzig,M.; Bortoluzzi,C.A. 1985. A Tafoflora Triássica da Formação Santa Maria, Bacia do Paraná, Brasil e sua Importância Bioestratigráfica. Memória, *3º Congreso Latinoamericano de Paleontologia y Símposio sobre Floras del Triássico Tardio, Su Fitogeografia y Paloeecologia*, Mexico, 33-41.

Guerra-Sommer,M.; Cazzulo-Klepzig,M., Ianuzzi,R.; Alves,L.S.R, 1999a. A Flora *Dicroidium* no Rio grande do Sul: implicações bioestratigráficas. *Pesquisas*, **22**(1):3-9.

Guerra-Sommer, M.; Cazzulo-Klepzig,M.; Ianuzzi,R., 1999b. The Triassic taphoflora of the Paraná Basin, southern Brazil: a biostratigraphical approach. *Journal of African Earth Sciences*, **29**:2493-255.

Holz, M.; Scherer,C.M.S. 2000. Sedimentological and paleontological evidence of paleoclimatic change during the South Brazilian Triassic: the register of a global trend towards a humid paleoclimate. Zbl. Geol. Paleont., Stuttgart, T.1 (11-12), 1589-1609.

Katoo,Y. 1971. *Conchostráceos mesozóicos do sul do Brasil: contribuição à estratigrafia das formações Santa Maria e Botucatu*. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 87 p.

Kerp,H., Abu,H., Abdallah,M.B., Bandel,K., Niemann,B. 2003. *Dicroidium*, a typical Triassic Gondwana element in the Upper Permian of the paleotropics. **In:** International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy, 15th, Utrecht, Abstracts, p 272.

Lima,M.C.F.S.; Richter,M.; Lavina,E.L.C. 1984. Paleoictiologia da Formação Santa Maria (Grupo Rosário do Sul), RS – Brasil. **In:** Congresso Brasileiro de Geologia., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais* ...Rio de Janeiro/RJ, SBG, p.563-573.

Milani,E.J. 2003. Estratigrafia da Bacia do Paraná – Algumas considerações metodológicas. **In:** I Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias, Porto Alegre, Anais, 18-22.

Milani,É.J.; Faccini,U.F.; Scherer,C.M.; Araújo,L.M.; Cupertino,J.A. 1998. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. *Boletim do IG-USP*, São Paulo, p. 125-173.

Petriella,B. 1978. La reconstrucción de *Dicroidium* (Pteridospermopsida, Corystospermaceae). *Obra del Centenário del Museo de La Plata*, **5**: 107-110.

Petriella,B. 1981. Sistemática y vinculaciones de Corystospermaceae H. Thomas. *Ameghiniana*, **18** (3-4), 221-234.

Petriella,B. 1983. Sinopsis de las Corystospermaceae (Corystospermales, Pteridospermophyta) de la Argentina: III Troncos y Cronoestratigrafia. *Ameghiniana*, **20** (1/2), 41-46.

Pinto,I.D. 1956. Artrópodos da Formação Santa Maria (Triássico Superior) do Rio Grande do Sul, com notícias sobre alguns restos vegetais. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, **5** (1), 75-87.

Rees,P.M.; Ziegler,A.M.; Valdes,P.J. 2000. Jurassic phytogeography and climates; new data and model comparisons. IN: Hueber, P. M., Macleod, K.G & Wing, S.L. Eds. *Warm Climates in Earth History*. Cambridge University Press: 297-318.

Retallack,G. 1977. Reconstructing Triassic vegetation of Eastern Australasia: a new approach for the Biostratigraphy of Gondwanaland. *Alcheringa*, **1,** 247-77.

Scheihing,M.H.; Pfefferkorn,H.W., 1984. The taphonomy of land plants in the Orinoco Delta: A model for the incorporation of plant parts in clastic sediments of late Carboniferous age of Euroamerica. *Review of Palaeobotany and Palinology*, **41**: 205-240.

Scherer,C.M. 1994. *Análise Faciológica e Bioestratigráfica do Triássico Superior (topo da Formação Santa Maria) na Região de Candelária, Rio Grande do sul. Curso de Pós-Graduação em Geociências Universidade Federal do Rio Grande do Sul*, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 102p.

Scherer,C.M.S.; Holz,M. 1995. Aspectos climáticos do Triássico Superior: uma visão global. *Comun. Mus. Ciênc. Tecnol. UBEA/PUCRS*, Série Ciências da Terra, Porto Alegre, **1**:33-42.

Scherer,C.M.; Faccini,U.F.; Lavina,E.L. 2000. Arcabouço estratigráfico do Mesozóico da Bacia do Paraná. **In:** Holz,M.; De Ros,L.F. (organizadores), *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: CIGO/UFRGS, p. 335-354.

Scherer,C.M.S.; Faccini,U.F.; Barberena,M.C.; Schultz,C.L.; Lavina,E.L. 1995. Bioestratigrafia da Formação Santa Maria: utilização das cenozonas como horizontes de correlação. *Comun. Mus. Ciên. Tecnol*. UBEA/PUCRS, Série Ciên. Terra, **1**:43-50.

Schwanke,C. 1998. *Estabelecimento de rotas de dispersão mediante o estudo da herbivoria em dicinodontes*. Tese de Doutoramento, Universidade Federal Do Rio Grande do Sul, Curso de Pós-Graduação em Geociências, 256 p., 2 vol.

Scott,A.C.; Collinson,M.E. 1983. Investigation on Fossil Plant Beds. Part I: The Origin of Fossil Plants and Their Sediments. *Geology Teaching*, V. 7, N. **4**:114-22.

Souto,P.R.F. 1998. *Coprólitos da Formação Santa Maria (Rio Grande do Sul) Triássico da Bacia do Paraná*. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 131 p.

Souto,P.R.F. 2001. Tetrapod coprolites from the Middle Triassic of Southern Brazil. *Gaia*, **16**:51-57

Tasch,P. 1969. Brachiopoda. In: Moore, R.C. (Ed.), *Treatise on Invertebrate Paleontology*. Part R, Arthropoda 4, 129-191.

Wankler,F.L.; Faccini,U.F.; Silva,P.L. 2007. Contribuição ao Estudo do Aquífero Passo das Tropas, Região de Santa Maria, RS: Compartimentação Estrutural e sua influência no Comportamento Hidrogeológico. **In:** XV Encontro Nacional de Perfuradores de Poços e I Simpósio de Hidrogeologia do Sul-Sudeste, 2007, Gramado. *Boletim de Resumos*, p. 1-11.

Yao,X.; Taylor,T.N.; Taylor,E.L. 1995. The corystosperm pollen organ Pteruchus from the Triassic of Antarctica. *American Journal of Botany*. 82(4): 535-546.

Zalán,P.V.; Wolff,S.; Conceição,J.C.J.; Marques,A.; Astolfi,M.A.M.; Vieira,I.S.; Appi,VT.; Zanotto,G.A. 1990. Bacia do Paraná. **In:** Raja Gabaglia, G.P. & Milani, E.J. (coords.) 1991. *Origem e Evolução das Bacias Sedimentares*. CENPES-PETROBRÁS, 2ª edição, p. 135-168.

Zerfass,H.; Lavina,E.L.; Schultz,C.L.; Garcia,A.J.V.; Faccini,U.F.; Chemale Jr.,F. 2003. Sequence stratigraphy of continental Triassic strata of Southernmost Brazil: a contribution to Southwestern Gondwana palaeogeography and palaeoclimate. *Sedimentary Geology*, **161**(1-2):85-105.

Zerfass,H.; Chemale Jr..F.; Schultz,C.L.; Lavina,E.L. 2004. Tectonics and sedimentation in southern South America during Triassic. *Sedimentary Geology*. 166, 265-292.

Ziegler,A.M.; Parrish,J.; Yao,E.D. et al. 1993. Early Mesozoic phytogeography and climate. **In:** Palaeoclimates and heir modeling with special reference to the Mesozoic Era. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, Ser. B, 341.

* Publicado na Internet em 4/10/2009 no endereço http://www.unb.br/ig/sigep/sitio084/sitio084.pdf

[1] Laboratório de Estratigrafia e Paleobiologia, Departamento de Geociências, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Universidade Federal de Santa Maria – DEPGCC-CCNE-UFSM, Av. Roraima, n. 1000, 97105-900, Santa Maria, RS, Brasil. atila@smail.ufsm.br

[2] Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul – IG-UFRGS, Av. Bento Gonçalves, n. 9500, 91590-900, Porto Alegre, RS, Brasil. margot.sommer@ufrgs.br miriam.klepzig@ufrgs.br



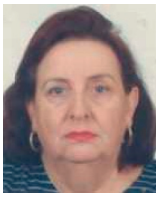
ÁTILA AUGUSTO STOCK DA ROSA

Graduado em Geologia pela UFRGS (1992), mestre e doutor em Geologia, Área de Concentração: Geologia Sedimentar pela UNISINOS (1996, 2005); Docente e Orientador de Mestrado junto ao Programa de Pós-Graduação Profissionalizante em Patrimônio Cultural (UFSM). Coordena o Laboratório de Estratigrafia e Paleobiologia (Dep. Geociências – UFSM), onde realiza atividades de ensino, pesquisa e extensão sobre os fósseis da região central do RS, com especial interesse sobre os vertebrados do Triássico e Pleistoceno, visando refinar as reconstruções paleoambientais existentes. [http://lattes.cnpq.br/9474621147155251]



MARGOT GUERRA-SOMMER

Graduada em História Natural pela UFRGS (1970), mestrado (1973) e doutorado em Geociências pela UFRGS (1989); Docente e Orientadora de Mestrado e Doutorado junto ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFRGS. Desenvolve pesquisas nos seguintes temas: anéis de crescimento em lenhos fosseis e interpretações paleoclimáticas; taxonomia de lenhos permineralizados de bacias permianas e mesozóicas; estrutura de epidermes vegetais fósseis; índices estomatíferos como indicadores de CO2 paleoatmosférico, análises paleobotânicas e a definição de biomas paleozóicos e mesozóicos; roof-shale floras e sua relação com a biomassa de carvões gondwanicos. [http://lattes.cnpq.br/4795625711251863]



MIRIAM CAZZULO-KLEPZIG

Possui graduação em História Natural Bacharelado e Licenciatura pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (1959), mestrado em Geociências pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (1978) e doutorado em Geociências pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (2001). Desenvolveu atividades como pesquisador junto ao Instituto de Geociências desde 1978 até 2008. Atualmente é pesquisador convidado da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Palinologia, atuando principalmente nos seguintes temas: palinologia, paleobotânica, palinoestratigrafia, carvões, geocronologia, paleoecologia e Gondwana. [http://lattes.cnpq.br/2923090372095113]

SIGEP 084 - PASSO DAS TROPAS, SANTA MARIA, RS

PROPOSTA DA ÁREA DE PROTEÇÃO



VÉRTICE	COORDENADAS GEOGRÁFICAS	
1	29°44'30,95''S	53°47'37,80''W
2	29°44'33,33''S	53°47'30,10''W
3	29°44'36,82''S	53°47'29,06''W
4	29°44'41,31''S	53°47'32,59''W
5	29°44'39,96''S	53°47'45,40''W
6	29°44'34,61''S	53°47'46,92''W
7	29°44'32,43''S	53°47'39,92''W

Polígono da área de proteção proposto por: Átila Augusto Stock da Rosa (atila@smail.ufsm.br)

Data da proposta: 15/02/2013

Afloramento Fossilífero de Oiti, Bacia do Parnaíba, PI

Registro de um mar devoniano no Nordeste do Brasil

SIGEP 051*

Luiza Corral Martins de Oliveira Ponciano[1,2,3]
Vera Maria Medina da Fonceca[1]
Antonio Carlos Sequeira Fernandes[1]
Deusana Maria da Costa Machado[3]
Aline Rocha de Souza Ferreira de Castro[3]

Resumo - Na região de Oiti (Município de Pimenteiras, Piauí) afloram arenitos fossilíferos do Membro Passagem (base da Formação Cabeças), depositados por um sistema flúvio-deltaico. Estes depósitos contêm invertebrados marinhos concentrados em intervalos fossilíferos pouco espessos (centimétricos a decimétricos) e com uma ampla distribuição lateral. Neles, os braquiópodes são predominantes, associados a outros fósseis marinhos de ocorrência mais esparsa, como biválvios, gastrópodes, tentaculitídeos, trilobitas, crinoides e fragmentos de plantas continentais. Os táxons presentes são do Devoniano Médio, portanto contemporâneos da transgressão marinha de maior porte que inundou as bacias paleozoicas brasileiras. O afloramento de Oiti destaca-se daqueles que lhes são homócronos na borda leste da Bacia do Parnaíba pela maior concentração e melhor qualidade do registro fossilífero. Seus macrofósseis ocorrem em arenitos muito micáceos de granulação muito fina a fina, intercalados a raros siltitos e arenitos conglomeráticos. Estes intervalos fossilíferos estão associados a clinoformas sigmoidais com estratificação cruzada assintótica e *climbing ripples*, assim como a arenitos com estratificação cruzada *hummocky*. Uma interpretação para a gênese destas concentrações fossilíferas sugere que as mesmas estejam relacionadas à desaceleração de correntes de turbidez (fluxos hiperpicnais), originadas em um sistema flúvio-deltaico influenciado por inundações, ao adentrarem um paleoambiente marinho raso.

Palavras-chave: Formação Cabeças; Membro Passagem; Devoniano; Bacia do Parnaíba; braquiópodes

Fossiliferous Outcrop of Oiti, Parnaíba Basin, State of Piauí – Record of a devonian sea in Northeastern Brazil

Abstract - Fossiliferous Passagem Member (basal Cabeças Formation) sandstones of fluvio-deltaic origin crop out in the Oiti region (Pimenteiras municipality, State of Piauí). These strata contain marine invertebrates concentrated in centimeter to decimeter-thick intervals with widespread lateral distribution. The brachiopod-dominated fossil assemblages also exhibit other less common invertebrates, such as bivalves, gastropods, tentaculitids, trilobites, and crinoids, in addition to plant debris. The fossils are of Middle Devonian age, therefore coeval with a major marine transgression which flooded the Brazilian Paleozoic basins. The Oiti outcrop is distinguished from other Devonian sites on the eastern margin of the Parnaíba Basin by the greater abundance and better preservation of its fossil assemblages. These occur in very fine to fine-grained micaceous sandstones, which are interbedded with rare siltstones and conglomeratic sandstones. Sigmoidal clinoforms with asymptotic cross-stratification and climbing ripples are associated with the fossiliferous intervals, as well as hummocky cross-stratified sandstones. The genesis of the fossil assemblages could be related to the deceleration of turbidity currents (hyperpycnal flows) in a flood-dominated fluvio-deltaic system entering a shallow marine paleoenvironment.

Key words: Cabeças Formation; Passagem Member; Devonian; Parnaíba Basin; brachiopods

INTRODUÇÃO

As rochas sedimentares depositadas nos períodos iniciais da Era Paleozoica guardam restos das primeiras formas de vida macroscópica, constituída pelos organismos pioneiros na colonização do assoalho oceânico, os invertebrados marinhos.

No Brasil, o registro fossilífero desses grupos de animais só se torna mais abundante a partir do período Devoniano, quando grande parte do território brasileiro esteve encoberta por extensos mares epicontinentais, incluindo regiões hoje ocupadas pelo sertão nordestino. Em alguns estados do Norte e Nordeste, afloramentos de rochas devonianas da Bacia do Parnaíba são testemunhos da deposição sedimentar em ambientes marinhos costeiros e plataformais, durante um ciclo transgressivo-regressivo que culminou com a maior ingressão marinha já registrada naquela região.

Na região de Oiti (Município de Pimenteiras, Piauí) afloram arenitos fossilíferos do Membro Passagem (base da Formação Cabeças), que fazem parte da sequência mesodevoniana-eocarbonífera de Vaz *et al*. (2007), depositados por um sistema flúvio-deltaico em um paleoambiente marinho raso (Fig. 1). Esses arenitos contêm fósseis de invertebrados marinhos, concentrados em intervalos pouco espessos (centimétricos a decimétricos) e com uma ampla distribuição lateral. Neles, predominam restos de braquiópodes associados a outros fósseis marinhos de ocorrência mais esparsa, como biválvios, gastrópodes, tentaculitídeos, trilobitas e crinoides. São também comuns os fragmentos de plantas continentais carreados das terras emersas circunjacentes.



Figura 1 - Aspecto de campo do afloramento fossilífero de Oiti.

Figure 1 - Field aspect of the fossiliferous outcrop of Oiti.

O afloramento de Oiti destaca-se daqueles que lhes são homócronos na borda leste da Bacia do Parnaíba pela maior concentração e melhor qualidade do registro fossilífero, tendo sido registrados, além do sítio principal, pelo menos cinco outros pontos com expressiva riqueza de macrofósseis ao longo da estrada de terra que une a rodovia PI-120 (trecho Valença do Piauí – Pimenteiras) ao povoado de Oiti (Fig. 2). Constitui um sítio paleontológico raro, uma vez que só existem mais três localidades conhecidas onde ocorrem fósseis da mesma unidade litoestratigráfica, cada qual apresentando tafocenoses distintas, além de diversidade específica e modos de preservação diferenciados. Intervalos fossilíferos do Membro Passagem são registrados atualmente também no Km 305 da BR-316 (Município de Picos), no povoado de Barreiro Branco (Município de Sussuapara) e na Serra de Pedro II (Município de Pedro II), todos no Estado do Piauí. A julgar pela dispersão geográfica dos afloramentos ao longo da margem oriental da bacia, a extensão do nível fossilífero em questão seria superior a 400 km.

Devido a tais características (posição estratigráfica restrita, com espessura centimétrica a decimétrica e ampla distribuição no leste da bacia), as concentrações fossilíferas do Membro Passagem podem ser utilizadas como camadas-guia, auxiliando no estabelecimento de uma estratigrafia de sequências e no mapeamento regional das formações devonianas da Bacia do Parnaíba (Della Fávera, 1990; Freitas, 1990).

O reconhecimento do sítio fossilífero de Oiti em meados do século XX, durante trabalhos de campo na bacia executados pelo Conselho Nacional do Petróleo foi, inicialmente, de fundamental importância para o estabelecimento das unidades lito e cronoestratigráficas da Bacia do Parnaíba, o que lhe confere também importância histórica.

Oiti é uma localidade de referência para a Formação Cabeças, citada na literatura desde Plummer (1948) e Caster (1948), por ocasião do reconhecimento geológico da bacia pelo Conselho Nacional do Petróleo. A seção-tipo original da Formação Cabeças foi definida por Plummer (1948) ao longo das rodovias percorridas pelo autor entre as cidades de Oeiras, Picos e Valença do Piauí, as quais tiveram seu traçado alterado ao serem asfaltadas. Contudo, a definição de uma subunidade basal para a Formação Pimenteira, o "Membro Oitis", proposta no mesmo trabalho, revela que esta localidade foi uma

das pioneiras na definição da litoestratigrafia da Bacia do Parnaíba. Pouco mais tarde, Kegel (1953), constatando que os invertebrados fósseis da região de Oiti eram os mesmos encontrados no Membro Passagem da Formação Cabeças, modificou a definição da Formação Pimenteira de Plummer (1948), suprimindo o antigo Membro Oitis.

Através de fósseis coletados por Llewellyn Ivor Price na região de Oiti (municípios de Valença do Piauí e Pimenteiras) e nos arredores da cidade de Picos, Caster (1948) reconheceu pela primeira vez a existência de rochas devonianas na Bacia do Parnaíba, corrigindo a proposta de Plummer (1948) de uma idade carbonífera para a Formação Cabeças.

Desde então, observações de campo e coletas sistemáticas na área vem permitindo o desenvolvimento de trabalhos versando sobre a litoestratigrafia da Formação Cabeças, assim como a sistemática, tafonomia, paleoecologia e paleobiogeografia dos macrofósseis característicos do Membro Passagem. Esses trabalhos reúnem grande parte das informações geológicas e paleontológicas concernentes à base da Formação Cabeças, conforme demonstrado em diversos estudos recentes (Freitas, 1990; Della Fávera, 1990, 2001; Machado, 1990, 1995, 1999; Carvalho *et al*., 1997; Fonseca & Machado, 1999; Fonseca, 2001, 2004; Ponciano, Souza & Machado, 2008; Ponciano & Della Fávera, 2008, 2009; Ponciano, 2009).

LOCALIZAÇÃO

O afloramento fossilífero de Oiti localiza-se no Estado do Piauí, região sudoeste do Município de Pimenteiras, sendo atravessado pela estrada de terra que une o povoado de Oiti à rodovia Valença do Piauí – Pimenteiras (PI-120). O centroide da área do sítio fica a 4 km do entroncamento da estrada de terra com a PI-120, o qual, por sua vez, situa-se a 32 km da prefeitura de Valença do Piauí. Deste modo, a área proposta totaliza 16 km2, sendo as coordenadas do ponto principal, tomadas por GPS, 06º16'33''S - 041º31'21'' W, no *datum* Córrego Alegre (Fig. 2).

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Contexto Geológico

Os macrofósseis do afloramento de Oiti ocorrem em arenitos muito micáceos de granulação muito fina a fina e coloração esbranquiçada a arroxeada, intercalados a raros siltitos e arenitos conglomeráticos. Estes intervalos fossilíferos estão associados a clinoformas sigmoidais com estratificação cruzada assintótica (*sensu* Zavala, 2008) e *climbing ripples*, assim como a arenitos com estratificação cruzada *hummocky* (Fig. 3).

A Formação Cabeças foi proposta por Plummer (1948) para uma espessa sequência de arenitos aflorantes na localidade denominada Cabeças (atual Dom Expedito Lopes), na borda leste da Bacia do Parnaíba. Plummer (1948) dividiu inicialmente esta formação, da base para o topo, nos membros Passagem, Oeiras e Ipiranga. Atualmente, somente os dois primeiros ainda são utilizados na literatura, porém sua validade permanece problemática, devido às observações de Beurlen (1965), Campanha & Mabesoone (1974), Caputo (1984) e Mabesoone (1994), de que as fácies marinhas da parte inferior do Membro Passagem seriam melhor relacionadas ao topo da Formação Pimenteira.

Adotando-se a divisão predominante na literatura nos membros Passagem e Oeiras, a Formação Cabeças compõe-se principalmente de arenitos quartzosos, bem selecionados, de granulometria muito fina a grossa e coloração esbranquiçada a arroxeada, com intercalações de siltitos, arenitos conglomeráticos e raramente folhelhos, que afloram nas bordas leste e oeste da Bacia do

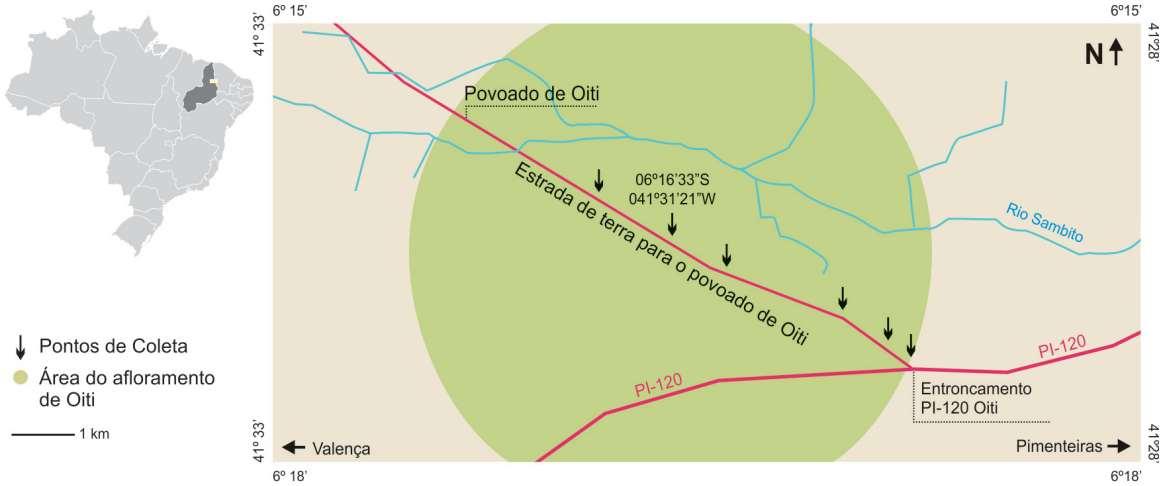


Figura 2 - Mapa simplificado da localização do afloramento de Oiti no Município de Pimenteiras, Estado do Piauí.

Figure 2 - Simplified map of the Oiti outcrop location in Pimenteiras Municipality, State of Piauí.

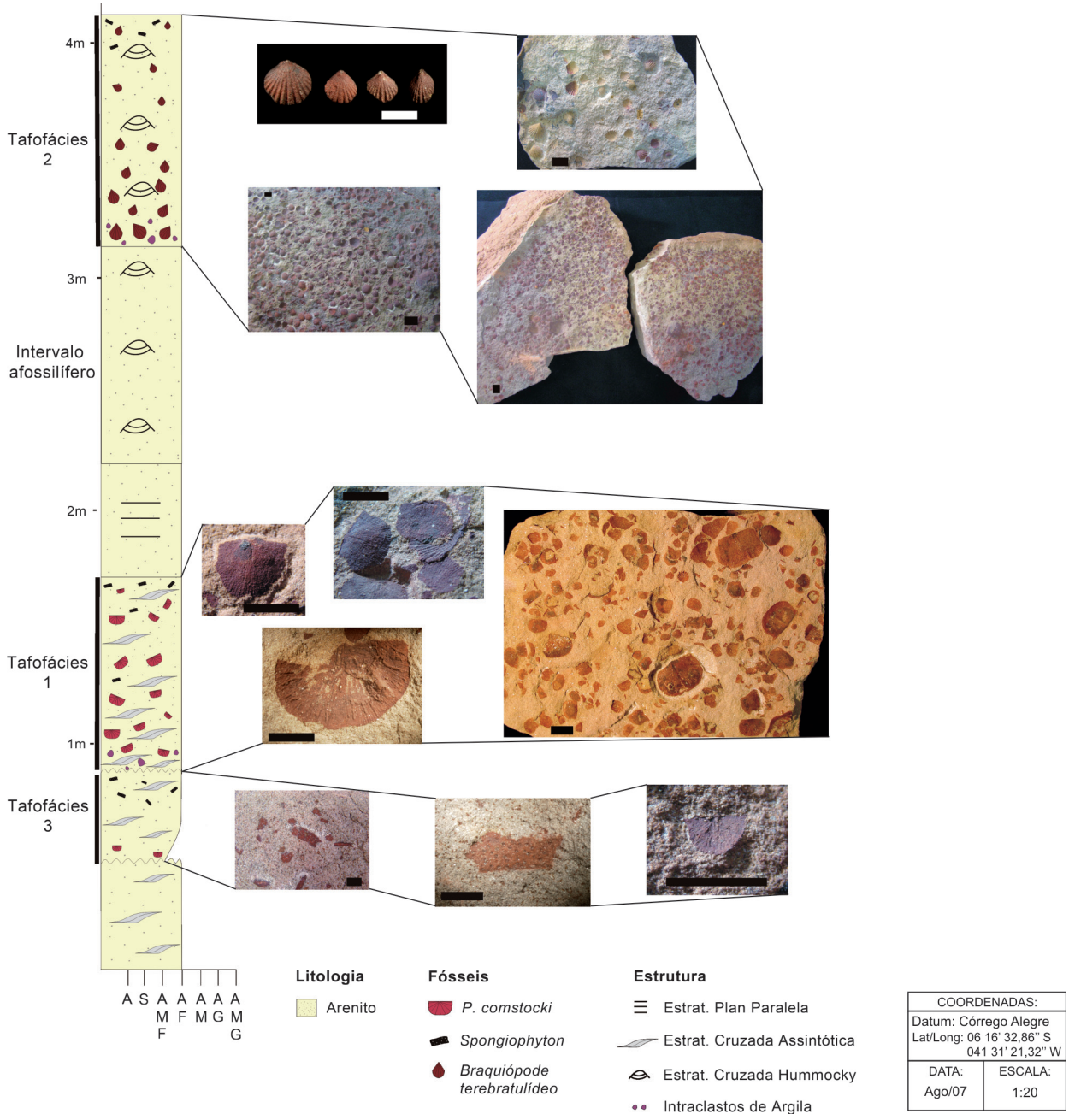


Figura 3 - Perfil estratigráfico do afloramento de Oiti, com o posicionamento das tafofácies e fotos das respectivas concentrações fossilíferas. Barras de escala = 1 cm.

Figure 3 - Stratigraphic profile of Oiti outcrop, with taphofacies positioning and photos of respective fossiliferous concentrations. Scale bar = 1cm.

Parnaíba. A estratificação cruzada assintótica predomina na Formação Cabeças, ocorrendo intercalada a arenitos com estratificação cruzada *hummocky* em sua base, no Membro Passagem. Na porção superior deste membro, os arenitos seriam mais semelhantes aos do Membro Oeiras, de granulometria fina a média e com pouca mica (Beurlen, 1965; Caputo, 1984). Rumo ao topo da formação, passam a predominar arenitos fluidizados, associados a tilitos/diamictitos, ritmitos e pavimentos estriados, especialmente na borda oeste e subsuperfície da bacia (Kegel, 1953; Caputo *et al*., 2005, 2008; Vaz *et al*., 2007).

O modelo deposicional da Formação Cabeças foi objeto de diferentes interpretações nas últimas décadas. As primeiras análises paleoambientais relacionaram estes depósitos a sistemas deltaicos (Carozzi *et al*., 1975; Oliveira & Barros, 1976; Lima & Leite, 1978). Posteriormente, a influência de marés e/ou tempestades num paleoambiente marinho raso passou a ser considerada como a gênese mais provável para os depósitos da Formação Cabeças (Della Fávera, 1982). Baseado em sua experiência na Bacia do Sul dos Pirineus, onde estruturas arenosas com sigmoides eram tradicionalmen-

te interpretadas como depósitos de maré, Della Fávera (1990) propôs que os arenitos da Formação Cabeças teriam sido depositados sob a influência de correntes de maré e de tempestades. Deste modo, o referido autor utilizou o análogo da Formação Roda (Eoceno) daquela bacia para explicar tal semelhança, embora atualmente a mesma formação seja interpretada como resultante de inundações catastróficas (Tinterri, 2007).

A partir de então, as hipóteses constituíram-se em combinações das propostas anteriores, associando sistemas deltaicos com a influência de marés e/ou tempestades num paleoambiente marinho raso.

Della Fávera (2001) mudou este quadro ao iniciar a aplicação, na Bacia do Parnaíba, do modelo de sistemas flúvio-deltaicos dominados por inundações, proposto inicialmente por Mutti *et al.* (1996) para depósitos de diversas bacias mesozóicas e cenozóicas da Itália, Espanha e Argentina.

Recentemente, Ponciano & Della Fávera (2008, 2009) reinterpretaram as litofácies do Membro Passagem (inclusive as da região de Oiti) como a porção distal da barra de desembocadura de deltas dominados por inundações, intercalados com lobos arenosos tabulares de frente deltaica. O tipo das clinoformas sigmoidais (com estratificação cruzada assintótica e laminação cruzada cavalgante), e a sua predominância na Formação Cabeças, foram consideradas as principais evidências da influência de inundações nesta unidade. Nos depósitos do Membro Passagem, intervalos fossilíferos com abundantes restos de invertebrados marinhos e fragmentos de plantas continentais ocorrem tanto nos lobos arenosos tabulares de frente deltaica (com estratificação cruzada *hummocky*) quanto nos depósitos distais de barra de desembocadura (com estratificação cruzada assintótica), ainda no contexto de um paleoambiente marinho raso.

Paleobiologia

No afloramento de Oiti foram identificados até o momento: (a) oito táxons de braquiópodes - *Pleurochonetes comstocki* (Rathbun, 1874), *Mucrospirifer pedroanus* (Rathbun, 1874), *Derbyina* (?) sp., *Rhipidothyris* sp., três morfotipos de Rhipidothyrididae indet. ou Mutatiollidae indet. e lingulídeos indeterminados; (b) duas formas de trilobitas - *Metacryphaeus meloi* Carvalho, Edgecombe & Lieberman, 1997 e um homalonotídeo; (c) cinco táxons de biválvios – *Palaeoneilo* sp., *Grammysioidea lundi* (Clarke,1899), *Spathella pimentana* (Hartt & Rathbun, 1875), *Nuculites*? aff. N. (*Nuculites*) *oblongatus* Conrad, 1841 e *Cucullella triquetra* (Conrad, 1841); (d) uma espécie de belerofontídeo - *Plectonotus* (*Plectonotus*) *derbyi* Clarke, 1899; (e) uma espécie de tentaculitídeo - Tentaculites sp. (cf. *Tentaculites eldredgianus* Hart & Rathbun, 1875); (f) três morfotipos de crinóides (Scheffler *et al.*, 2009); e (g) fragmentos vegetais (*Spongiophyton* sp.).

Ponciano (2009) descreveu pela primeira vez os atributos tafonômicos das concentrações de macroinvertebrados e fragmentos vegetais do Membro Passagem. No decorrer da análise, três tafofácies foram identificadas e caracterizadas, sendo o sítio de Oiti o mais completo dentre os utilizados, pois foi o único onde as três tafofácies ocorrem numa mesma localidade. Em seu estudo, relacionou a gênese das concentrações fossilíferas à desaceleração de correntes de turbidez (fluxos hiperpicnais), originadas em um sistema flúvio-deltaico influenciado por inundações, ao adentrarem um paleoambiente marinho raso.

As assinaturas tafonômicas da tafofácies 1 sugerem um paleoambiente mais proximal, interpretado como a região da barra de desembocadura deste sistema flúvio-deltaico. Esta tafofácies, onde prevalece o braquiópode *Pleurochonetes comstocki* (Fig. 4), resulta da desaceleração de correntes de turbidez de alta densidade, com o predomínio da componente unidirecional do fluxo turbulento. A deposição da tafofácies 2, ocasionada pela

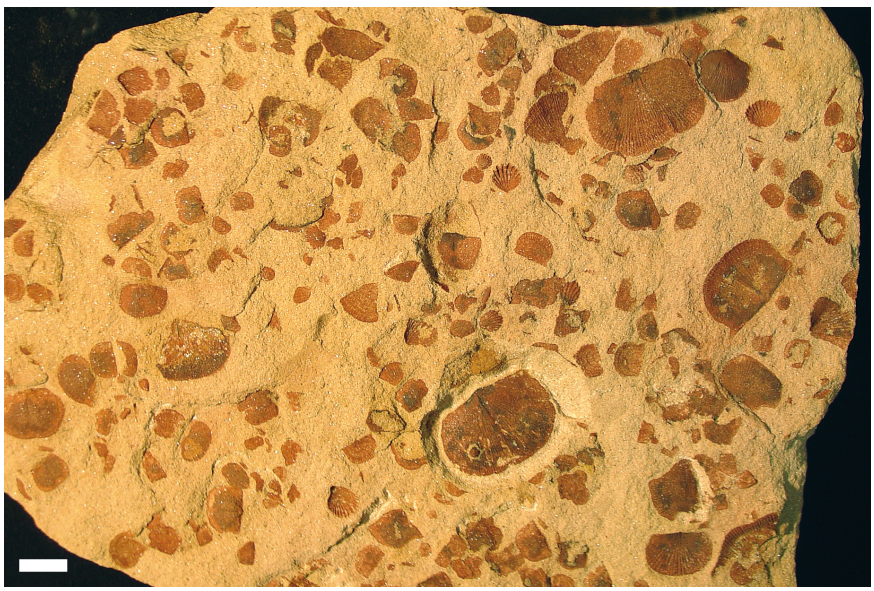


Figura 4 - Concentração fossilífera do afloramento de Oiti, dominada por braquiópodes. Tafofácies 1. Barra de escala = 1 cm.

Figure 4 - Brachiopod-dominated macroinvertebrate assemblage from the Oiti outcrop. Taphofacies 1. Scale bar = 1 cm.

desaceleração de correntes de turbidez de baixa densidade, teria ocorrido já num contexto mais distal, caracterizando os lobos arenosos tabulares de plataforma, ricos em braquiópodes terebratulídeos. Finalmente, a tafofácies 3 representa a decantação da porção superior (mais distal e diluída) das correntes de turbidez, onde predominam os fragmentos vegetais (Fig. 3).

Os fósseis de invertebrados devonianos encontrados na região de Oiti são também importantes na elucidação das relações paleobiogeográficas e na paleogeografia do Gondwana Ocidental e terrenos vizinhos, durante o Devoniano Médio. Além disso, a fauna marinha da Formação Cabeças possui especial importância para os estudos paleobiogeográficos do Brasil, devido ao posicionamento intermediário da Bacia do Parnaíba com relação às bacias do Amazonas e Paraná (Fonseca & Melo, 1987).

Estudos realizados até o momento apontam que a transgressão marinha iniciada no final do Eifeliano teria interligado as bacias do Amazonas, Parnaíba e Paraná, conectando-as com as da margem oeste da América do Sul e do noroeste da África, propiciando a mistura das faunas destas bacias. Em virtude da similitude faunística entre a parte basal da Formação Cabeças e a Formação Ererê, na Bacia do Amazonas, a deposição de ambas as unidades deve ter sido parcialmente síncrona. Outra semelhança entre estas duas unidades reside na diminuição da diversidade de espécies da Formação Pimenteira com relação à Formação Cabeças, que ocorreu de forma análoga, embora, sabe-se hoje, não simultaneamente, àquela observada entre as faunas da Formação Maecuru e da Formação Ererê, na Bacia do Amazonas (Melo, 1988).

Considerações biocronoestratigráficas

Até o momento, os macrofósseis de invertebrados são a única ferramenta disponível para a datação dos depósitos do Membro Passagem, pois ainda não foi possível a obtenção de amostras adequadas para análise palinológica na parte inferior da Formação Cabeças. Assim sendo, esse intervalo tem sido datado como Givetiano, com base em braquiópodes e trilobitas (Melo, 1988). Segundo Fonseca (2004), *Pleurochonetes comstocki* (Fig. 5), um Chonetoidea presente no Membro Passagem e muito abundante em Oiti, é conespecífico com formas ocorrentes na Formação Ererê, da Bacia do Amazonas, datada palinologicamente como neo-eifeliana – eogivetiana por Melo & Loboziak (2003).

Os dados bioestratigráficos mais atualizados sobre a Formação Cabeças foram estabelecidos por Grahn *et al*. (2006), através da correlação palinológica de poços da Petrobras na borda oeste e parte central da Bacia do Parnaíba, que dataram o topo da Formação Cabeças como neofameniano terminal.



Figura 5 - *Pleurochonetes comstocki*, molde interno de valva ventral. Barra de escala = 1 cm.

Figure 5 - *Pleurochonetes comstocki*, internal mold of ventral valve. Scale bar = 1 cm.

Mais tarde, Grahn *et al*. (2008) dataram a Formação Pimenteira como neo-eifeliana – eogivetiana, através da análise de quitinozoários em sondagens rasas na faixa de afloramentos do Piauí (borda leste da bacia). Apesar da base da Formação Cabeças também ter sido amostrada, não foram recuperados quitinozoários. Contudo, a idade eogivetiana do topo da Formação Pimenteira, determinada em seções próximas às do Membro Passagem, e que se interdigitam nos afloramentos, corrobora a proposta prévia de uma idade givetiana para o referido membro.

SINOPSE SOBRE A ORIGEM, EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E IMPORTÂNCIA DO SÍTIO

As rochas que afloram no sítio de Oiti, hoje localizado em plena caatinga, no Estado do Piauí, foram depositadas originalmente como areias flúvio-deltaicas em um paleoambiente marinho raso. Nelas são encontrados restos de invertebrados característicos da fauna marinha paleozoica, sendo os braquiópodes os organismos predominantes. Além destes, encontram-se nos jazigos de Oiti fósseis de biválvios, gastrópodes, tentaculitídeos, trilobitas e crinoides, assim como fragmentos de plantas continentais carreadas das terras emersas circunjacentes. Estes depósitos datam do Devoniano Médio, época da maior ingressão marinha nas terras do atual território brasileiro, quando o mesmo fazia parte do paleocontinente Gondwana e a região Nordeste do Brasil se comunicava com o noroeste do continente africano.

Dentro desse contexto, o afloramento fossilífero de Oiti representa uma área expositiva clássica da Formação Cabeças, que tem sido utilizada desde meados do século XX na correlação dos estratos devonianos da Bacia do Parnaíba, o que lhe confere valor científico e pedagógico, além de importância histórica. Além disso, os fósseis ali registrados são relevantes para as reconstruções paleobio-

geográficas das bacias do Parnaíba, Amazonas e Paraná, incluindo novas espécies, atualmente em processo de descrição, que poderão complementar as lacunas ainda existentes nessa área do conhecimento.

O conteúdo fossilífero da região de Oiti também foi utilizado como marco estratigráfico no desenvolvimento de uma estratigrafia de sequências para a Bacia do Parnaíba (Della Fávera, 1990; Freitas, 1990). No mesmo sítio, o estudo das litofácies possibilitou a proposta de um novo modelo deposicional para a Formação Cabeças, representado por fácies e associações de fácies de paleoambientes flúvio-deltaicos dominados por inundações (Ponciano & Della Fávera, 2008, 2009). A análise das tafofácies de Oiti (Ponciano, 2009) permitiu relacionar a gênese das concentrações fossilíferas do Membro Passagem à desaceleração de correntes de turbidez (fluxos hiperpicnais) ao adentrarem o paleoambiente marinho raso.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

O afloramento fossilífero de Oiti se encontra numa região rural, ainda carente de perspectivas de desenvolvimento urbano ou industrial significativo. As concentrações mais abundantes de macrofósseis ocorrem ao longo da estrada de terra que une a PI-120 ao povoado de Oiti, e também no leito do rio Banguê.

Não existem atividades de mineração na área. Porém, o crescimento do povoado de Oiti, o contínuo asfaltamento de estradas na região e a apropriação de terras ao longo dessas estradas podem constituir ameaças em potencial à preservação do afloramento. Os terrenos onde se encontram o sítio fossilífero principal de Oiti e os demais pontos onde já foram coletados fósseis são em parte públicos e em parte privados. Apresentam um grau intermediário de fragilidade porque, apesar dos macrofósseis serem encontrados em diversos pontos numa área de 16 km2, o intervalo fossilífero em questão (utilizado na maioria dos estudos citados anteriormente) tem sido alvo de coletas intensivas.

Apesar de seu bom estado, a área expositiva de Oiti não está incluída em uma unidade de conservação. O povoado de mesmo nome pertence ao Município de Pimenteiras, cuja Secretaria de Educação e Cultura já demonstrou interesse em participar de projetos de geoconservação dos afloramentos ali existentes.

Visando tal objetivo, os trabalhos nesta área foram iniciados a partir do inventário dos dados científicos, com o propósito de ressaltar a importância do local para o meio acadêmico, e de sensibilizar o poder público para desenvolver a educação patrimonial da população na escola municipal de Oiti (Unidade Escolar Vitor Ferreira), em conjunto com as associações de moradores e instituições governamentais.

A educação patrimonial é um retorno que a academia propicia à sociedade, além de envolver a população na proteção dos atributos geológicos e paleontológicos da região. População esta que poderia atuar como "agentes voluntários" na preservação do patrimônio local, se devidamente orientados sobre a importância dos fósseis e dos estratos rochosos onde ocorrem. Tal iniciativa também poderá melhorar as condições de vida dos habitantes do povoado Oiti, pela remuneração advinda de visitas guiadas aos afloramentos e da venda de réplicas, entre outras atividades.

Numa segunda etapa, com a mobilização da população, pretende-se planejar atividades de geoturismo e a criação de um pequeno museu local, onde seriam expostos fósseis característicos de Oiti. Isso permitiria ampliar as relações de identidade dos moradores da região com os fósseis, a fim de preservá-los como seu patrimônio.

Exemplares de macroinvertebrados e vegetais fósseis utilizados nos estudos prévios acima referidos estão depositados nas coleções do Laboratório de Estudos de Comunidades Paleozoicas (LECP/UNIRIO), na coleção de paleoinvertebrados do Departamento de Geologia e Paleontologia do Museu Nacional/UFRJ e no Museu de Ciências da Terra/DNPM-RJ. Constituem um acervo que não apenas facilita o acesso dos pesquisadores aos fósseis da região, como também contribui na preservação tanto dos espécimes em si quanto das informações relacionadas à sua coleta. A coleção do LECP/UNIRIO disponibiliza, inclusive, as fichas catalográficas de seu acervo na página http://www.unirio.br/lecp.

REFERÊNCIAS

Beurlen,K. 1965. Observações no Devoniano do Estado do Piauí. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 37: 61-67.

Campanha,V.A.; Mabesoone, J.M. 1974. Paleoambiente e paleoecologia do Membro Picos, Formação Pimenteiras (Devoniano do Piauí). *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Anais, v. 2, p. 220-235.

Caster,K.E. 1948. Excursão Geológica ao Estado do Piauí. *Mineração e Metalurgia*, 72: 271-272.

Carvalho,M.G.P.; Edgecombe, G.D.; Lieberman, B.S. 1997 Devonian calmoniid trilobites from the Parnaiba Basin, Piaui State,Brazil., *American Museum Novitates*, 3192: 1-11.

Caputo,M.V. 1984. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern of Brazil. PhD Thesis - University of California, Santa Barbara, 583 p.

Caputo,M.V.; Iannuzzi,R.; Fonseca,V.M.M. 2005. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia do Parnaíba. *Phoenix* 81: 1-6.

Caputo,M.V.; Melo,J.H.G.; Streel,M.; Isbell,J.L. 2008. Late Devonian and early Carboniferous glacial records of South America. *Geological Society of America Special Papers*, 441: 161-173.

Carozzi,A.V.; Falkenhein,F.V.H.; Carneiro,R.G.; Esteves,F.R.; Contreiras,C.J.A. 1975. Análise ambiental e evolução tectônica sinsedimentar da seção siluro-eocarbonífera da Bacia do Maranhão. *Ciência-Técnica-Petróleo Seção Exploração de Petróleo 7: 89 p.*

Della Fávera,J.C. 1982. Devonian storm and tide-dominated shelf deposits, Parnaíba Basin, Brazil. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66: 562 p.

Della Fávera,J.C. 1990. *Tempestitos da Bacia do Parnaíba. Um ensaio holístico*. Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, UFRGS, 243p.

Della Fávera,J.C. 2001. *Fundamentos de Estratigrafia Moderna*. EdUERJ, Rio de Janeiro, 264p.

Fonseca,V.M.M.; Melo, J.H.G. 1987. Ocorrência de *Tropidoleptus carinatus* (Conrad) (Brachiopoda, Orthida) na Formação Pimenteira, e sua Importância Paleobiogeográfica. *In*: SBP, Congresso Brasileiro de Paleontologia, 10, *Anais*, p. 505-537.

Fonseca,V.M.M.; Machado,D.M.C. 1999. Morfotipos de Chonetacea (Brachiopoda) como bioindicadores de paleoambientes do Devoniano Médio das bacias do Amazonas e Parnaíba. *In*: SBP, Congresso Brasileiro de Paleontologia, 16, *Boletim de Resumos*, p. 42-43.

Fonseca,V.M.M. 2001. *Brachiopoda (Stropheodontoidea, Chonetoidea e Delthyrirídoidea) do Devoniano Médio das Bacias do Amazonas e Parnaíba*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade do Rio de Janeiro, 167 p.

Fonseca,V.M.M. 2004. Chonetoidea (Brachiopoda) do Devoniano Médio das Bacias do Amazonas e Parnaíba, Brasil. *Archivos do Museu Nacional*, 62: 193-215.

Freitas,E.L. 1990. *Análise Estratigráfica da Sequência Devoniana aflorante na Bacia do Parnaíba entre as cidades de Picos e Oeiras (PI)*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, 175 p.

Grahn,Y., Melo, J.H.G., Loboziak, S. 2006. Integrated Middle and Late Devonian miospore and chitinozoan zonation of the Parnaíba Basin, Brazil: an update. *Revista brasileira de Paleontologia*, 9(3): 283-294.

Grahn,Y.; Young,C.; Borghi,L. 2008. Middle Devonian chitinozoan biostratigraphy and sedimentology in the eastern outcrop belt of the Parnaíba Basin, Northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 11: 137-146.

Kegel,W. 1953. Contribuição para o estudo do Devoniano da Bacia do Parnaíba, Brasil. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, 141: 1-48.

Lima,E.A.M.; Leite,J.F. 1978. Projeto estudo global dos recursos minerais da Bacia Sedimentar do Parnaiba: integração geológico-metalogenética. Relatório final da etapa III. *Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais*, 212 p.

Mabesoone,J.M. 1994. Sedimentary basins of northeast Brazil. Federal University of Pernambuco, Geology Department, *Special Publication* n. 2, Recife, 310p.

Machado,D.M.C. 1990. Algumas Considerações Estratigráficas e Biogeográficas Acerca dos Biválvios Devonianos da Bacia do Amazonas. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, *Anais*, 425-435.

Machado,D.M.C. 1995. Bivalvia (Mollusca) da Formação Cabeças, Devoniano médio da Bacia do Parnaíba. *In*: SBP, Congresso Brasileiro de Paleontologia, 14, *Atas*, p. 85-86.

Machado,D.M.C. 1999. *Nuculites Conrad, 1841 (Mollusca, Bivalvia): sistemática e implicações paleobiogeográficas*. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 298p.

Melo,J.H.G. 1988. The Malvinokafrica Realm in the Devonian of Brasil. *In*: MCHILLAN, EMBEM, GLASS (eds), International Symposiun on the Devonian System, 2. Calgary, 1988. *Canadian Society of Petroliun Geologists Memory*, 14: 669-802.

Melo,J.H.G.; Loboziak,S. 2003. Devonian – Early Carboniferous miospore biostratigraphy of the Amazon Basin, Northern Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 124: 131-202.

Mutti,E.; Davoli,G.; Tinterri,R.; Zavala,C. 1996. The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. *Memorie di Scienze Geologiche*, 48: 233-291.

Oliveira,J.C.; Barros,F.L. 1976. Projeto fosfato de São Miguel do Tapuio. Relatório Final. Recife: Departamento Nacional da Produção Mineral/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 175p.

Plummer,F.B.; Price, L.I.; Gomes, F.A. 1948. Estados do Maranhão e Piauí. In: BRASIL, Conselho Nacional do Petróleo, Relatório de 1946. Rio de Janeiro, p. 87-134.

Ponciano,L.C.M.O. 2009. *Tafofácies da Formação Cabeças, Devoniano da Bacia do Parnaíba, Piauí*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Instituto de Geocências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 100p.

Ponciano,L.C.M.O.; Della Fávera,J.C. 2008. Sistemas flúvio-deltaicos dominados por inundações catastróficas: adição de fácies de barra de embocadura ao modelo deposicional do Membro Passagem, Formação Cabeças. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 44, *Anais*, p. 955.

Ponciano,L.C.M.O.; Della Fávera,J.C. 2009. Flood-dominated fluvio-deltaic system: a new depositional model to Cabeças Formation, Parnaíba Basin, Piauí, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81(4).

Ponciano,L.C.M.O.; Souza,A.R..; Machado,D.M.C. 2008. Geosítio de "Oiti" (Formação Cabeças, Bacia do Parnaíba): Problemática e Importância como Patrimônio Geológico. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 44, *Anais*, p.393.

Scheffler,S.M.; Silva,C.F.; Fernandes,A.C.S.; Fonseca,V.M.M. 2009. Crinóides da borda leste da Bacia do Parnaíba (Formação Cabeças, Devoniano Médio). *In*: SBP, Congresso Brasileiro de Paleontologia, 21, Coletânea de trabalhos completos (no prelo).

Tinterri,R. 2007. The lower Eocene Roda sandstone (south-central Pyrenees): an example of a flood-dominated river-delta system in a tectonically controlled basin. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 113 (2): 223-255.

Vaz,P.T.; Rezende,N.G.A.M.; Wanderley Filho,J.R.; Travassos,W.A.S. 2007. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras* 15(2): 253-263.

Zavala,C. 2008. Towards a genetic facies tract for the analysis of hyperpycnal deposits. AAPG Hedberg Conference, March 3-7, Ushuaia-Patagonia, Argentina.

* Publicado na Internet em 18/01/2010 no endereço http://www.unb.br/ig/sigep/sitio051/sitio051.pdf

[1] Departamento de Geologia e Paleontologia, Museu Nacional, Universidade Federal do Rio de Janeiro. Quinta da Boa Vista, São Cristóvão, 20940-040 Rio de Janeiro, RJ, Brasil. vmmedinafonseca@gmail.com, fernande@acd.ufrj.br

[2] Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro/UFRJ. Av. Athos da Silveira Ramos, 274, CCMN, Cidade Universitária, 21941-916 Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

[3] Laboratório de Tafonomia e Paleoecologia Aplicadas - LABTAPHO - Laboratório de Estudos de Comunidades Paleozoicas, Departamento de Ciências Naturais,
Universidade Federal do Estado do Rio de Janeiro - UNIRIO, Avenida Pasteur, 458, 22.240-290,
Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
deusana@gmail.com, luizaponciano@gmail.com, emsiano@yahoo.com.br



LUIZA CORRAL MARTINS DE OLIVEIRA PONCIANO

Possui Doutorado e Mestrado em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro / UFRJ e Bacharelado e Licenciatura em Ciências Biológicas pela Universidade Federal do Estado do Rio de Janeiro / UNIRIO. Atualmente é Professor Adjunto na Universidade Federal do Estado do Rio de Janeiro (Núcleo de Geociências / Departamento de Ciências Naturais). Pesquisadora de Tafonomia e Paleoecologia de invertebrados, desenvolve trabalhos nas bacias do Parnaíba, Amazonas e Paraná. Possui experiência na área de Geociências, com ênfase em caracterização de tafofácies, reconstituição paleoambiental, análise paleoecológica, conservação do Patrimônio Geológico e divulgação das Geociências. Já participou da elaboração e montagem de diversas exposições de Paleontologia no Museu Nacional/ UFRJ, no Projeto Ciência Móvel do Museu da Vida/FIOCRUZ e na Oca/Parque do Ibirapuera/SP. Também trabalha com a elaboração de projetos de salvamento do patrimônio paleontológico, iniciativas de geoconservação de sítios geológicos e paleontológicos brasileiros e palestras sobre Paleontologia, Geologia e Patrimônio Geológico.



VERA MARIA MEDINA DA FONSECA

Licenciada em Ciências Biológicas pela Universidade Santa Úrsula (1976), Mestre (1991) e Doutor (2001) em Ciências - Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro. Bióloga do Projeto Radambrasil (1978-1984), Pesquisadora em Ciências Exatas e da Natureza do Departamento Nacional da Produção Mineral (1984-1997), Professora Assistente da Universidade Federal do Rio de Janeiro (1997-2002). Desde setembro de 2002, Professor Adjunto da UFRJ, lotada no Departamento de Geologia e Paleontologia do Museu Nacional, onde desenvolve também trabalho de curadoria junto à Coleção de Paleoinvertebrados. Possui experiência na área de Geociências, ênfase em Paleontologia, atuando principalmente no estudo de braquiópodes devonianos e carboníferos das bacias paleozoicas brasileiras.



ANTONIO CARLOS SEQUEIRA FERNANDES

Licenciado e Bacharel em História Natural pela Universidade Gama Filho (1973), Licenciado em História pela Universidade Veiga de Almeida (2004), Mestre (1978) e Doutor (1996) em Ciências - Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro. Professor Associado da UFRJ, lotado no Departamento de Geologia e Paleontologia do Museu Nacional. Presidente (1995/1997) e vice-presidente (1998-2001) da Sociedade Brasileira de Paleontologia representa-a atualmente junto à SIGEP. Curador da coleção de paleoinvertebrados do Museu Nacional e Bolsista do CNPq, desenvolve pesquisas relacionadas a Icnologia, Paleontologia de Invertebrados e história das coleções paleontológicas do Museu Nacional.



DEUSANA MARIA DA COSTA MACHADO

Possui graduação em Geologia pela Universidade Federal do Pará (1986), mestrado em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (1990) e doutorado em Geociências pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (1999). Atualmente é professor associado da Universidade Federal do Estado do Rio de Janeiro. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Geologia, atuando principalmente nos seguintes temas: Devoniano, Bivalvia, Comunidades Paleozoicas, Patrimônio e Educação.

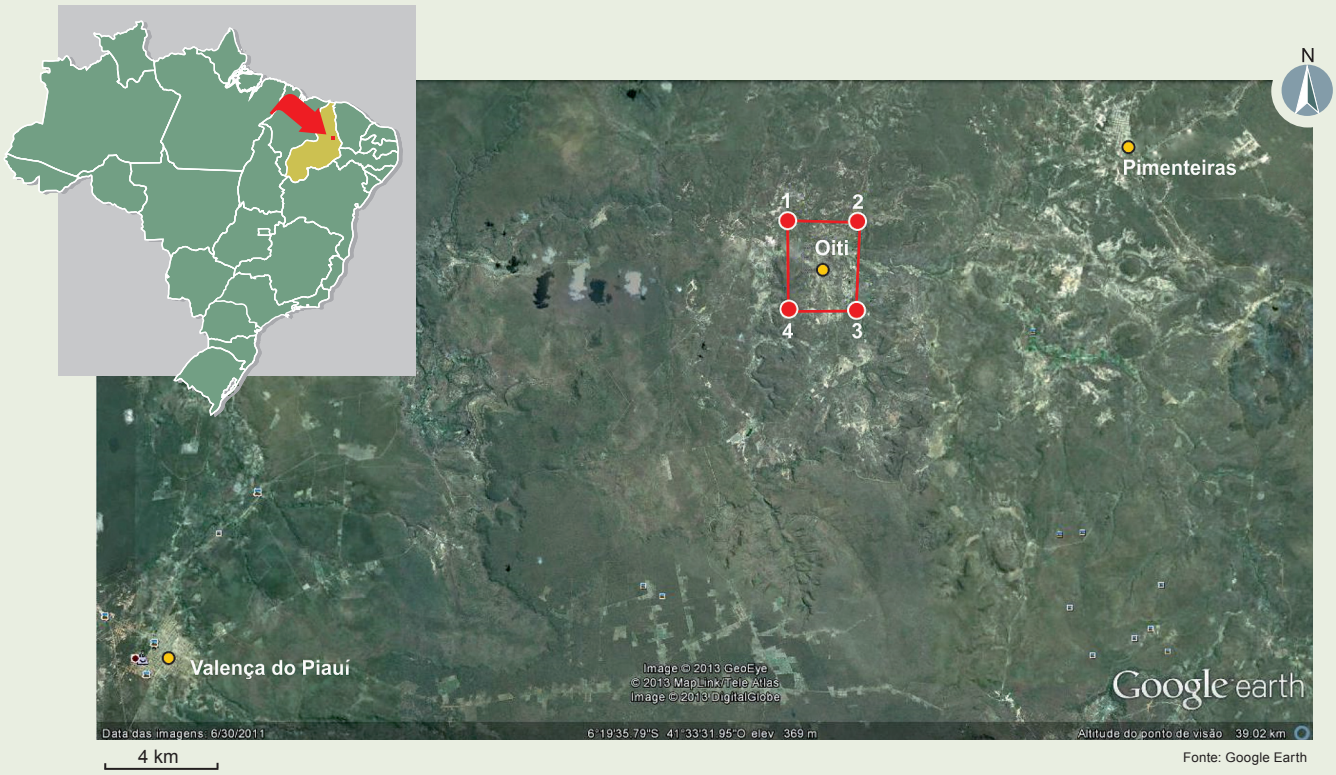


ALINE ROCHA DE SOUZA FERREIRA DE CASTRO

Bacharel em Museologia pela Universidade Federal do Estado do Rio de Janeiro – UNIRIO (2006) e Mestre em Museologia e Patrimônio pela mesma universidade (2008). Atualmente é doutoranda em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) e museóloga do Museu da Geodiversidade (IGEO/UFRJ). Atua principalmente nos seguintes temas: Museologia, Museus, Paleontologia e Patrimônio Geológico.

SIGEP 051 - AFLORAMENTO FOSSILÍFERO DE OITI, BACIA DO PARNAÍBA, PI

PROPOSTA DA ÁREA DE PROTEÇÃO



Fonte: Google Earth

O polígono indica a área de proteção proposta,
localizada na região sudoeste do município de Pimenteiras (estado do Piauí),
próximo à rodovia Valença do Piauí – Pimenteiras (PI-120).

VÉRTICE	COORDENADAS GEOGRÁFICAS	
1	6°15'48''S	41°31'54''W
2	6°15'51''S	41°30'28''W
3	6°17'36''S	41°30'32''W
4	6°17'38''S	41°31'55''W

Polígono da área de proteção proposto por:
Luiza Corral Martins de Oliveira Ponciano (luizaponciano@gmail.com)

Data da proposta: 22/01/2013

Paleotoca do Município de Cristal, RS

Registro da atividade fossorial de mamíferos gigantes extintos no sul do Brasil

SIGEP 048*

Francisco Sekiguchi Buchmann[1]
Renato Pereira Lopes[2]
Felipe Caron[3]

Resumo - Em anos recentes, estruturas na forma de túneis de grandes dimensões, abertas ou preenchidas por sedimentos, têm sido encontradas em diversos locais do Rio Grande do Sul, escavados em substratos constituídos por diferentes tipos de rochas intemperizadas. Quando abertos, os túneis recebem o nome de paleotocas, e quando preenchidos são denominados crotovinas. A primeira dessas estruturas desobstruídas foi encontrada no município de Cristal (RS), escavada em sedimentos terciários. As dimensões da estrutura, as marcas de escavação e marcas de osteodermos presentes ao longo das paredes do túnel sugerem que tenha sido produzido por um xenartro dasipodídeo (tatu-gigante). Tal achado tem inestimável valor paleontológico por possibilitar fazer inferências a respeito do comportamento do organismo que a produziu e fornecer informações mais detalhadas a respeito da paleoecologia e bioestratigrafia.

Palavras-chave: icnofósseis; paleotocas; crotovinas; tatu-gigante; Dasypodidae

Paleoburrow of Cristal county, State of Rio Grande do Sul – Record of fossorial activity of extinct giant mammals in southern Brazil

Abstract - In recent years, large tunnel-like structures, both filled with sediments or open, have been found in several places in the states of Rio Grande do Sul, all dug in different types of weathered rocks. The open tunnels are called paleoburrows, and those that are filled are called crotovines. The first of these structures found open was identified in Cristal county, State of Rio Grande do Sul, dug in tertiary sediments. The dimensions of the structure, plus digging marks and imprints of osteoderms found along the tunnel walls suggest that a dasypodid xenarthran (giant-armadillo) was responsible for its construction. Such finding have a remarkable palaeontological value because it makes possible to make inferences regarding the behavior of the organism responsible for its digging as well as provide more detailed palaeoecological and biostratigraphical informations.

Key words: ichnofossils; paleoburrows; crotovines; giant-armadillo; Dasypodidae

INTRODUÇÃO

As alterações que são produzidas no substrato inconsolidado por organismos durante a realização das suas atividades são denominadas estruturas sedimentares biogênicas. Quando essas estruturas encontram-se preservadas no registro geológico recebem o nome de traços fósseis ou icnofósseis (Bromley, 1990).

Embora a maior parte dos organismos responsáveis pela produção de icnofósseis sejam invertebrados que vivem enterrados ou escavam o sedimento para se alimentar, existem também icnofósseis produzidos por vertebrados que vivem em ambiente terrestre. Representados principalmente por marcas de deslocamento, como rastros e pegadas, tais fósseis são feições relativamente comuns no registro geológico.

No território brasileiro, são registrados icnofósseis produzidos por diversos tipos de vertebrados, em variados paleoambientes, como mesossauros em ambiente marinho da Formação Irati (Sedor & Silva, 2004) e répteis terrestres da Formação Rio do Rasto (Leonardi *et al*., 2002), ambas do Permiano; lacertóides em ambiente fluviais triássicos da Formação Santa Maria (Silva *et al*., 2008); tetrápodes do Jurássico em arenitos de origem desértica das formações Guará e Botucatu (Leonardi & Carvalho, 1999; Schultz *et al*., 2002), dinossauros do Cretáceo em sedimentos fluviais, aluviais, lacustres e costeiros nas bacias da região nordeste (Carvalho, 2004) e um urólito atribuído a dinossauros (Fernandes *et al*., 2004).

Com relação a mamíferos, os primeiros icnofósseis registrados no Brasil são grandes estruturas mencionadas por Tomazelli *et al*. (1987) e descritas por Bergqvist & Maciel (1994). Esses autores identificaram estruturas sub-circulares a elípticas medindo entre 74 e 105 cm de diâmetro, como túneis escavados por mamíferos. Como se encontram preenchidos por sedimentos, foram classificados como crotovinas.

Em 2003, Buchmann e colaboradores identificaram em um afloramento às margens da BR-116 no município de Cristal (RS), diversas outras crotovinas, similares às descritas por Bergqvist & Maciel (1994). Além das crotovinas, na base do afloramento foi encontrado um túnel de diâmetro similar, porém desobstruído. Por estar aberto, possibilitando acesso ao seu interior, foi classificado como paleotoca (Fig. 1)

Uma vez que são consideradas estruturas de moradia temporária ou permanente, podem ser incluídas na classe etológica *Domichnia* (Seilacher, 1953; Frey, 1975; Bromley, 1990). No registro fossilífero, estruturas desse tipo também foram atribuídas a arcossauromorfos, terapsídeos e cinodontes permo-triássicos (Groenwald *et al*., 2001; Smith & Swart, 2002; Damiani *et al*., 2003; Abdala *et al*., 2006), dinossauros cretácicos (Varrichio *et al*., 2007) e mamíferos (Voorhies, 1975; Martin & Bennett, 1977). Por serem evidência de comportamento e potencialmente conterem fósseis preservados em seu interior, são valiosas fontes de dados paleoecológicos e paleobiológicos sobre as espécies que as produziram.

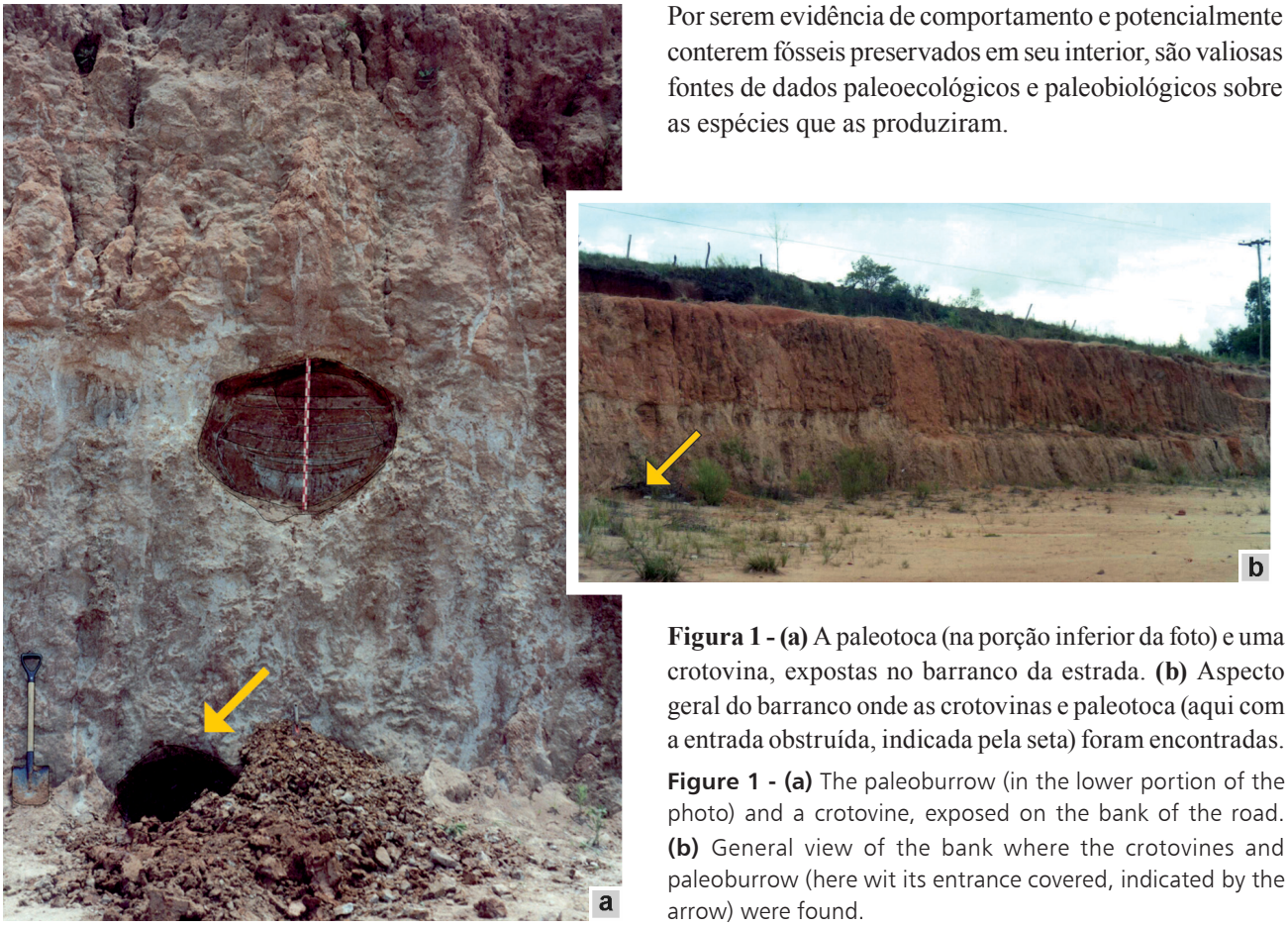


Figura 1 - (a) A paleotoca (na porção inferior da foto) e uma crotovina, expostas no barranco da estrada. **(b)** Aspecto geral do barranco onde as crotovinas e paleotoca (aqui com a entrada obstruída, indicada pela seta) foram encontradas.

Figure 1 - (a) The paleoburrow (in the lower portion of the photo) and a crotovine, exposed on the bank of the road. **(b)** General view of the bank where the crotovines and paleoburrow (here wit its entrance covered, indicated by the arrow) were found.

As paleotocas e crotovinas na América do Sul foram primeiramente descritas em afloramentos do litoral argentino entre as cidades de Mar del Plata e Miramar (Província de Buenos Aires), em sedimentos arenolamosos de idade Plio-Pleistoceno (Ameghino, 1908; Kraglievich, 1952). Nestes afloramentos, são encontrados icnofósseis com diâmetros entre 0,7 e 1,5 m, inicialmente atribuídos a xenartros dasipodídeos (Zárate & Fasano, 1989; Quintana, 1992; Zárate *et al*., 1998; Vizcaíno *et al*., 2001). Estruturas menores, com cerca de 13 cm de diâmetro, foram associadas à atividade de micromamíferos, como os roedores do gênero *Actenomys* (Rodentia, Octodontidae) e outros animais cavadores extintos de pequeno porte (Genise, 1989). O trabalho de Genise (1989) analisou cerca de 200 crotovinas; o abundante registro de icnofósseis com seus construtores (*Actenomys*) fossilizados no interior das galerias gerou estudos sobre a morfologia funcional e a paleobiologia desses organismos, possibilitando inferir a evolução do modo de vida subterrâneo (Santis & Morcira, 2000; Fernández *et al*., 2000).

LOCALIZAÇÃO DO SÍTIO

A paleotoca aqui apresentada foi encontrada no município de Cristal, Estado do Rio Grande do Sul, cerca de 150 km de Porto Alegre, situada às margens da rodovia BR-116 (Fig. 1). Durante a escavação da margem da estrada para a construção de um estacionamento, ao lado de um paradouro, foram expostas 6 crotovinas e uma paleotoca situadas nas coordenadas geográficas 30º 59' 39" S – 52º 02' 39" W (Fig. 2).

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Contexto Geológico

A matriz sedimentar em que as estruturas foram escavadas são constituídas por areias grossas em matriz síltico-argilosa maciça, de natureza arcoseana, resultante da alteração de rochas graníticas do Escudo Sul-Rio-grandense e depositada sob a forma de leques aluviais. Esses depósitos são oriundos de processos de fluxo de grão em encosta ocorridos principalmente durante o Terciário (atualmente, Paleógeno e Neógeno), principalmente entre o Mioceno e Plioceno (Tomazelli & Villwock, 2000).

Características da paleotoca

A paleotoca foi encontrada em um afloramento em um terreno que contém um barranco com cerca de 30 m de largura e 5 m de altura. Acima deste, passa uma estrada onde se encontra outro barranco com mais de 5 m de altura, sendo identificada uma crotovina. Segundo informações dos



Figura 2 - Localização da paleotoca de Cristal (indicada pelo círculo).

Figure 2 - Location of the paleoburrow of Cristal (indicated by the dot).

operários da obra, cerca de 30 m da paleotoca foram destruídos durante a escavação do barranco da estrada (talude).

Quando encontrada a paleotoca apresentava-se com a sua entrada semipreenchida por sedimentos inconsolidados (Fig.1A) interpretados como de preenchimento parcial, causado principalmente pela erosão pluvial do material oriundo da própria galeria. Após a remoção constatou-se que os primeiros 8 m do túnel encontravam-se parcialmente alagados (Fig. 3A) e o restante o apresentava-se desobstruído, permitindo acesso até o fim da estrutura (Fig. 3B). O levantamento topográfico revelou um túnel com 37 m de comprimento, pouco sinuoso, com alinhamento norte-sul e apresentando uma ramificação transversal em sua porção média (Fig. 3C). Foram feitas 33 medidas, de metro em metro, que mostraram largura média de 1,46 m e altura média de 0,9 m. A maior e menor largura foram, respectivamente, de 2,13 m e 1,18 m; a máxima e mínima altura foram de 1,13 m e 0,68 m. A seção transversal da paleotoca varia de subcircular a subelíptica (Fig. 3). A diferença altimétrica mostrou um desnível ascendente de 2 m entre a entrada e o final da galeria. As áreas com maior largura e formato arredondado foram atribuídas a câmaras de giro. A ramificação transversal mede 3,5 m de comprimento e apresenta largura média 0,82 m e altura média de 0,78 m, variando entre 0,7 m e 1,15 m de altura. O tamanho do organismo gerador deve ser menor que a largura mínima (1,18 m), e altura mínima (0,68 m) da galeria.

A natureza síltico-argilosa da matriz sedimentar da paleotoca permitiu que ficassem impressas ao longo das paredes internas diversas marcas paralelas atribuídas ao organismo que as construiu. A partir da entrada e principalmente na porção final da galeria, foram identificadas marcas que apresentavam um melhor potencial de preservação. Então se propôs a classificação em dois tipos de marcas: Tipo I (cristas paralelas longas e estreitas) e Tipo II (sulcos curtos profundos). As marcas Tipo

I são múltiplas (até 10 marcas paralelas), medem entre 10 a 14 mm de largura divididas por cristas de 2 a 3 mm de altura destacando-se da parede (Fig 3D). As marcas Tipo II ocorrem em grupos de 3 ou 4 e têm cerca de 30 a 40 mm de largura e 12 mm de profundidade (Fig. 3E).

Além da paleotoca, no mesmo afloramento foram encontradas mais 6 crotovinas. Distinguem-se da matriz circundante pela diferença na textura, coloração e principalmente a estratificação dos depósitos que as preenche. Das 6 crotovinas encontradas, destacou-se uma, que se apresenta bem preservada pelo baixo grau de erosão e intemperismo, possibilitando uma análise detalhada do preenchimento (Fig. 4). Nestes depósitos foram observadas características de estratificação, com alternância de camadas milimétricas a decimétricas de lama e areia, com colorações que variavam do bege-claro a marrom-avermelhado. Também foram observados em corte, preenchimentos verticais de areia sobre as camadas lamosas. Estas estruturas sugerem um ressecamento pela exposição aérea destas camadas e formação de gretas (*mud craks*) que, posteriormente, em outro evento de sedimentação foram preenchidas por material arenoso.

A ausência de restos fósseis no interior das galerias impede a precisa identificação do vertebrado responsável por sua escavação. A fim de tentar estabelecer a identificação do organismo construtor da paleotoca, compararam-se as marcas ao longo das paredes internas com os dados disponíveis na literatura.

As marcas do Tipo I, cristas múltiplas e paralelas, foram interpretadas como impressões da carapaça de um dasipodídeo (tatu-gigante) durante a locomoção no interior da paleotoca. As marcas do Tipo I tem largura de 1 cm, dimensões equivalentes aos osteodermos das cintas móveis na porção intermediária da carapaça de um *Propraopus* (Paula Couto, 1980a,b, 1982; Pitana & Ribeiro, 2007; Ríncon *et al*. 2008) e bastante diferentes da descrição de osteodermos de *Pampatherium* e *Holmesina*, ambos com 3 cm de largura (Edmond, 1985a,b; Scillato-Yané *et al*., 2005; Chávez-Aponte *et al*., 2008; Ríncon *et al*., 2008). Os gliptodontes também foram descartados, pois têm osteodermos com 5 cm de largura (Paula Couto, 1973; Hill, 2006; Ríncon *et al*., 2008). As marcas de carapaça (marca Tipo I), além de descartar as preguiças-gigantes, sugerem que o escavador das gale-

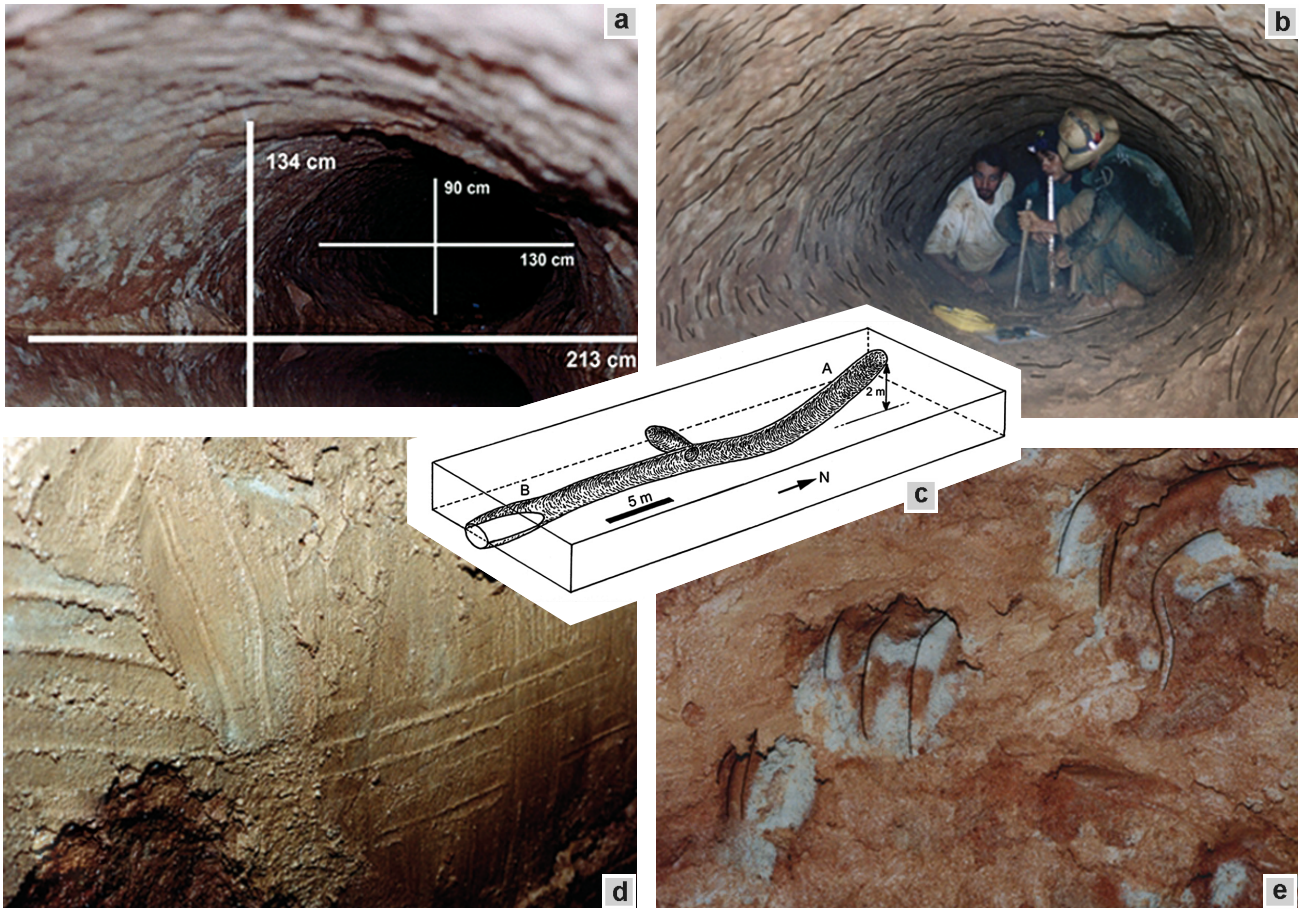


Figura 3 - Representação gráfica da paleotoca. **(a)** Entrada semi-inundada. **(b)** Interior da estrutura. **(c)** Morfologia geral da paleotoca. **(d)** Marcas do Tipo I. **(e)** Marcas do Tipo II.

Figure 3 - Graphic representation of the paleoburrow. **(a)** The entrance, half-flooded. **(b)** View of the interior of the structure. **(c)** General morphology of the paleoburrow. **(d)** Type I imprints. **(e)** Type II imprints.

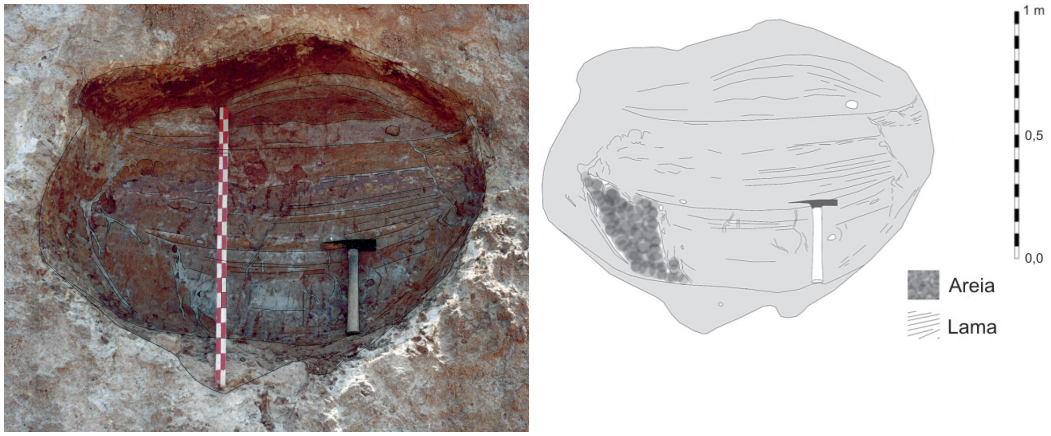


Figura 4 - Uma das crotovinas de Cristal, mostrando preenchimento por camadas distintas de areia e lama. Escalas = 1 m.

Figure 4 - One of the crotovines in Cristal (RS), exhibiting distinct sand and mud layers. Scale bars = 1 m.

rias era um cingulado. A comparação com a literatura permite sugerir que um organismo fossorial semelhante a *Propraopus* (Fig. 5) ou Eutatus foi responsável pelas marcas, excluindo *Pampatherium* e *Holmesina*.

Os sulcos curtos e profundos (Tipo II) foram interpretados como marcas de garras, resultantes do processo de escavação da paleotoca. As garras dianteiras (4 dedos) e traseiras (5 dedos) produziriam marcas de larguras e profundidades diferentes em função das diferenças de densidade, compactação e do teor de umidade da rocha alterada. Não se descarta a possibilidade de que marcas diferentes possam ter sido feitas por diferentes organismos, que teriam reocupado sucessivamente a estrutura após a morte ou abandono do construtor original.

A primeira descrição do interior de uma paleotoca foi feita na Argentina por Quintana (1992), que sugeriu que a escavação de paleotocas poderia ser atribuída a mamíferos cingulados da Família Dasypodidae. Zárate *et al.* (1998) interpretaram as paleotocas como escavações feitas por dasipodídeos de grande tamanho, como *Pampatherium* sp. e/ou *Holmesina* sp. (Pampatheriinae), e *Eutatus* sp. e/ou *Propraopus* sp. (Dasypodinae). Saffer *et al.* (2003) registraram fósseis de preguiça-gigante (*Scelidotherium* sp.) no interior de uma paleotoca, cuja presença foi atribuída a uma fase de reocupação da mesma, após o abandono pelo construtor original. Recentemente, Soibelzon *et al.* (2009) identificaram uma paleotoca contendo restos de uma fêmea de ursídeo Arctotherium angustidens e seus dois filhotes, indicando ser uma moradia pelo menos temporária. Estudos biomecânicos de Bargo *et al.* (2000) e Vizcaíno *et al.* (2001), baseados no índice de fossoriabilidade, sugerem que os Mylodontidae do Lujanense da Argentina (*Scelidotherium*, *Glossotherium* e *Lestodon*) teriam hábitos cavadores e seriam capazes de escavar galerias. Abrantes *et al.* (2003) discorda, sugerindo que apenas *Megalocnus* (Megalonychidae) teria hábito fossorial, sendo o único Phyllophaga (preguiça-gigante) apto para atuar como cavador de tocas.

Quintana (1992) descreveu em Mar del Plata (Argentina), duas galerias interconectadas por um pequeno túnel, uma com 23 m e outra com 3 m (esta parcialmente bloqueada). Assim como na paleotoca de Cristal, pode-se supor que esta é uma estrutura parcial, que possivelmente atingia extensões maiores durante o período de ocupação pelo organismo construtor. A paleotoca de Cristal é formada por uma longa galeria, que originalmente teria aproximadamente 70 m de comprimento, visto que 30 m foram destruídos pela escavação do talude da estrada. Galerias com tamanhas dimensões exigiriam um grande investimento de esforço e tempo, portanto, seriam ocupações relativamente permanentes. Partindo-se do pressuposto que tanto a paleotoca de Cristal quanto à descrita por Quintana (1992) na Argentina são fragmentos da galeria, podemos supor que a galeria principal e suas ramificações podem ter atingido várias dezenas, talvez centenas de metros, durante a ocupação pelo organismo gerador. Na paleotoca de Cristal, a galeria principal apresentou largura máxima de 2,13 m, largura média de 1,46 m e altura média de 0,90 m, enquanto Quintana (1992) registra na paleotoca largura máxima de 1,30 m, largura média de 0,90 m e altura média de 0,70 m. Estas dimensões se aproximam das dimensões da pequena ramificação da paleotoca de Cristal, com largura máxima de 1,15 m, largura média 0,82 m e altura média 0,78 m. Estas dimensões sugerem que o organismo fossorial descrito por Quintana (1992) pode ser menor do que o organismo da paleotoca de Cristal; que duas espécies distintas podem ter escavado essas estruturas; ou que representem diferenças entre juvenil e adulto.

No Rio Grande do Sul ocorrem duas paleotocas desobstruídas e vinte e quatro crotovinas (fig. 6). Nos municípios de Cambará do Sul ocorre uma pequena paleotoca com 6 m de comprimento. Em São José dos Ausentes e Gramado, as crotovinas ocorrem em rochas basálticas alteradas da Formação Serra Geral, cuja ori-

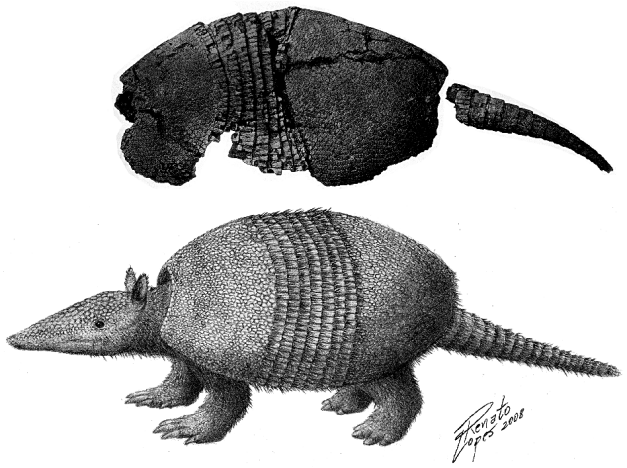


Figura 5 - No alto: parte da carapaça de Propraopus, exposta no Museo de La Plata (Argentina); embaixo: reconstrução do organismo.

Figure 5 - On top: partial carapace of Propraopus, exposed at the Museo de La Plata (Argentina); bottom: reconstruction of the organism.

gem é relacionada ao vulcanismo resultante do processo de separação entre América do Sul e África no Cretáceo (Erlank *et al*., 1984; Bellieni *et al*., 1984; Roisenberg & Viero, 2000). No município de São Lourenço do Sul foi encontrada uma crotovina em rocha granítica neoproterozóica alterada associada, segundo Fragoso-César *et al*. (1986), ao Escudo Sul-Rio-grandense.

Além de Cristal, nos municípios de Encruzilhada do Sul e Chuvisca as crotovinas foram encontradas em arcósios associados ao Sistema de Leques Aluviais, depósitos sedimentares oriundos de processos de fluxo de grão em encosta ocorridos principalmente durante o Terciário, de acordo com Tomazelli & Villwock (2000).

SINOPSE SOBRE A ORIGEM, EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E IMPORTÂNCIA DO SÍTIO

As paleotocas são estruturas na forma de túneis, que podem atingir dezenas de metros, dependendo do grau de preservação. As dimensões e contexto geométrico da estrutura bem como as marcas impressas pelas garras e osteodermos (carapaça) ao longo das paredes do túnel, sugerem que tenha sido escavado por um xenartro dasipodídeo, ou seja, um tatu-gigante.

No caso da paleotoca de Cristal e crotovinas associadas foram encontradas em locais de terreno inclinado e com fonte de água próxima. Arteaga *et al*. (2008) sugerem que a topografia é o principal fator a escolha dos tatus para cavar suas tocas; não escolhendo aleatoriamente, mas selecionando áreas inclinadas e próximas a cursos d'água (Carter & Encarnação, 1983; Zimmermann, 1990; González *et al*., 2001).

O registro da paleotoca de Cristal, a primeira dessas estruturas encontrada no Brasil, tem extrema importância por serem evidências icnológicas de grandes mamíferos cenozóicos, ocorrências relativamente raras em comparação com outros organismos (Martin & Bennett, 1977). Além de fornecerem informações a respeito dos hábitos de vida dos organismos que a escavaram, são importantes por potencialmente conterem fósseis em seu interior.

As crotovinas são caracterizadas por paleotocas preenchidas por sedimentos, encontrando-se parcialmente ou totalmente obstruídas após a morte ou abandono da galeria pelo organismo construtor. O preenchimento interno é constituído por depósitos que indicam o material fonte e os processos de transporte no interior da galeria. Segundo Frank *et al*. (2008a,b), o preenchimento maciço (sedimento de mesma textura e coloração) sugere que a obstrução da paleotoca foi resultado de eventos episódicos e relativamente rápidos. Já em crotovinas com sedimento estratificado (diferenças na coloração e granulometria), sugere a obstrução gradual da estrutura em resposta a episódios de sedimentação condicionados pelo fluxo hídrico e clima ao longo do tempo.

As idades das escavações que resultaram na paleotoca de Cristal e crotovinas associadas é incerta. Sua presença em sedimentos terciários reforça a tese de que foram produzidas por mamíferos. A idade mínima para sua construção pode ser estimada em torno de 400 mil anos, com base em uma crotovina encontrada no município de Viamão (RS) que foi escavada em depósitos eólicos pleistocênicos associados ao Sistema Laguna-Barreira I (Tomazelli & Villwock, 2000).

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

O afloramento onde a paleotoca e as crotovinas se encontram estão à margem da rodovia BR-116, portanto de fácil acesso. Devido ao fato de se encontrarem fora de áreas de preservação, e terem sido apenas recentemente identificadas e interpretadas como icnofósseis, não existem ainda quaisquer medidas visando sua proteção. Atualmente é difícil diferenciar as crotovinas do restante do afloramento devido à exposição ao intemperismo sobre as mesmas. A entrada da paleotoca foi obstruída com sedimento para impedir o acesso de animais e pessoas ao seu interior. Como as paleotocas e as crotovinas encontram-se em local que a curto prazo de tempo não será ocupado por construções e fica ao lado de um paradouro, seria conveniente construir estruturas que as protegesse e permitisse sua visualização além de preparar um painel explicativo, criando assim um atrativo adicional às pessoas que utilizam o paradouro durante viagens.

Com relação às crotovinas e paleotocas em geral, recomenda-se que:

	Município	Coordenadas
6 crotovinas	São José dos Ausentes (RS)	28º 38′ 38″ S 49º 56′ 24″ W
2 crotovinas	Cambará do Sul (RS)	28º 49′ 20″ S 50º 03′ 44″ W
1 paleotoca		29º 09′ 23″ S 50º 02′ 53″ W
3 crotovinas	Gramado (RS)	29º 21′ 53″ S 50º 52′ 00″ W
1 crotovina	Encruzilhada do Sul (RS)	30º 54′ 10″ S 52º 36′ 40″ W
1 crotovina	Chuvisca (RS)	30º 43′ 45″ S 52º 00′ 20″ W
2 crotovinas	Viamão (RS)	30º 06′ 39″ S 50º 56′ 22″ W
3 crotovinas	São Lourenço do Sul (RS)	31º 23′ 23″ S 52º 09′ 05″ W
6 crotovinas, 1 paleotoca	Cristal (RS)	30º 59′ 39″ S 52º 02′ 39″ W

Figura 6 - Tabela da localização de icnofósseis similares aos de Cristal.

Figure 6 - Table of the location of ichnofossils similar to those found in Cristal.

1. identificação das paleotocas que se encontram nas proximidades de rodovias e estradas pelo Departamento Nacional de Estradas de Rodagem – DNER ou outro órgão público seja estadual, ou municipal;

2. antes de se iniciarem obras com intuito de construir novas rodovias e/ou estradas deve haver vistoria de um paleontólogo juntamente com o DNER, afim de quando encontradas, se tomarem medidas que protejam estes estruturas.

3. o acesso de pessoas, animais ou quais quiser equipamento (maquina fotográfica, filmadora, amostradores) ao interior das paleotocas deve ser evitado afim da preservação da estrutura; a não ser acompanhados por pesquisadores que estão empenhados em estudar o icnofóssil.

4. os pesquisadores que estiverem estudando as paleotocas devem divulgar e informar à população local sobre a importância destes registros no intuito de valorar e preservar estas estruturas.

5. divulgação através da mídia (Radio, TV, Internet) voltada para o público leigo, informando sobre a importância de se conhecer e preservar essas estruturas, já que as possíveis novas ocorrências, sejam comunicadas às autoridades competentes e a paleontólogos.

REFERÊNCIAS

Abdala, F.; Cisneros, J.C.; Smith, R.M.H. 2006. Faunal aggregation in the Early Triassic Karoo Basin: Earliest evidence of shelter-sharing behavior among tetrapods? *Palaios*, **21**(5):507-512.

Abrantes, E.A.L.; Avilla, L.S.; Abranches, C.T.S. 2003. Revisão dos hábitos fossoriais em preguiças (Phyllophaga, Xenarthra, Mammalia) do Pleistoceno superior – Holoceno inferior. In: Congresso Brasileiro de Paleontologia, 18, Brasília, *Livro de Resumos*, p. 1-2.

Ameghino, F. 1908. Las formaciones sedimentarias de la región litoral de Mar del Plata y Chapadmalal. *Museo de Historia Natural de Buenos Aires*, **7**(3):343-428.

Arteaga, M.C.; Venticinque, E.M. 2008. Influence of topography on the location and density of armadillo burrows (Dasypodidae: Xenarthra) in the central Amazon, Brazil. *Mammalian Biology*, **73**:262-266.

Bargo, S.M.; Vizcaíno, S.F.; Archuby, F.M.; Blanco, R.E. 2000. Limb bone proportions, strength and digging in some Lujanian (Late Pleistocene-Early Holocene) mylodontid ground sloths (Mammalia, Xenarthra). *Journal of Vertebrate Paleontology*, **20**(3):601-610.

Bellieni, G.; Comim-Chiaramonti, P.; Marques, L.S.; Melfi, A.J.; Nardy, A.J.R.; Papatrechas, C.; Piccirillo, E.M.; Roisenberg, A.; Stolfa, D. 1984. High and low TiO2 flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): Petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. Neus *Jahrbuch Mineralogie Abh*., **150**:273-306.

Bergqvist, L.P.; Maciel, L. 1994. Icnofósseis de mamíferos (crotovinas) na planície costeira do Rio Grande do Sul. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **66**(2):189-197.

Bromley, R.G. 1990: *Trace fossils: Biology and taphonomy*. Unwin Hyman Ltd, London, 280 p.

Buchmann, F.S.C.; Caron, F; Lopes, R.P.; Tomazelli, L.J. 2003. Traços fósseis (paleotocas e crotovinas) da megafauna extinta no Rio Grande do Sul, Brasil. *In*: Congresso da ABEQUA, 9, Recife, PE, *Anais* ..., ABEQUA, cd-rom.

Carter, T.S.; Encarnação, C. 1983. Characteristics and use of burrows by four species of armadillos in Brazil. *Journal of Mammalogy*, **64**:337-358

Carvalho, I.S. 2004. Dinosaur footprints from northeastern Brazil: Taphonomy and environmental setting. *Ichnos*, **11**(3-4):311-321.

Chávez-Aponte, E.O.; Alfonzo-Hernández, I.; Finol, H.J.; Barrios, C.E.; Boada-Sucre, A.; Carrilo-Briceño, J.D. 2008. Histologia y ultraestrutura de los osteodermos fósiles de *Glyptodon clavipes y Holmesina* sp. (XENARTHRA: CINGULATA). *Interciencia*, **33**(8):616-619.

Damiani, R.; Modesto, S.; Yates, A.; Neveling, J. 2003. Earliest evidence of cynodont burrowing. *Proceedings of the Royal Society of London*, B, **270**:1747-1751.

Edmond, G. 1985a. The fossil giant armadillos of North America (Pampatheriinae, Xenarthra = Edentata). *In*: G.G. Montgomery (ed.) *The evolution and ecology of armadillos, sloths, and vermilinguas*. Smithsonin Institution Press, p. 83-93.

Edmond, G. 1985b. The armor of fossil giant armadillos (Pampatheriinae, Xenarthra = Edentata). Texas Memorial Museum, University of Texas, 40 p. (Pearce-Sellards Series, nº 40)

Erlank, A.J.; Marsh, J.S.; Duncan, A.R.; Miller, R.Mc G.; Hawkesworth, C.J.; Betton, P.J.; Rex, D.C. 1984. Geochemistry and petrogenesis of the Etendeka volcanic rocks from SWA/Namibia. *Special Publication of Geological Society of South Africa*, **13**:195-245.

Fernandes, M.A.; Fernandes, L.B.R.; Souto, P.R.F. 2004. Occurrence of urolites related to dinosaurs in the Lower Cretaceous of the Botucatu Formation, Paraná Basin, São Paulo State, Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **7**(2):263-268.

Fernandez, M.E.; Vassalo, A.I.; Zárate, M. 2000. Functional morphology and palaeobiology of the pliocene rodent Actenomys (Caviomorpha: Octodontidae): The evolution to a subterranean mode of life. *Biological Journal of the Linnean Society*, **71**(1):71-90.

Fragoso César, A.R.S.F.; Figueiredo, M.C.H.; Soliani Jr, E.; Faccini, U.F. 1986. O Batólito de Pelotas (Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul: In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, *Anais*... SBG, **3**:1322-1343.

Frank, H.T.; Buchmann, F.S.C.; Ribeiro, A.M.; Lopes, R.P.; Caron, F.; Lima, L.G. 2008a. New palaeoburrows (ichnofossils) in the state of Rio Grande do Sul, Brazil (Southeastern edge of the Paraná Basin, South America). *In*: Reunião Regional de Paleontologia - PALEO 2008, Porto Alegre, *Resumos*, p. 27.

Frank, H.T.; Buchmann, F.S.C.; Ribeiro, A.M.; Lopes, R.P.; Caron, F.; Lima, L.G. 2008b. Crotovine (filled palaeoburrows) patterns on the southeast limit of the Paraná basin (Rio Grande do Sul, Brazil). *In*: Reunião Regional de Paleontologia - PALEO 2008, Porto Alegre, *Resumos*, p. 26.

Frey, R. 1975. The study of traces fossil. Springer-Verlag, Berlim, 562 p.

Genise, J.F. 1989. Las cuevas com Actenomys (Rodentia, Octodontidae) de la Formación Chapadmalal (Plioceno superior) de Mar del Plata y Miramar (provincia de Buenos Aires). *Ameghiniana*, **26**(1-2):33-42.

González, E.M.; Soutullo, A.; Altuna, C.A. 2001. The burrow of *Dasypus hybridus* (Cingulata: Dasypodidae). *Acta Theriologica*, **46**(1):53-59.

Groenwald, G.H.; Welamn, J.; Maceachern, J.A. 2001.Vertebrate Burrow Complexes from the Early Triassic Cynognathus Zone (Driekoppen Formation, Beaufort Group) of the Karoo Basin, South Africa. *Palaios*, **16**(2):148-160.

Hill, R. V. 2006. Comparative anatomy and histology of Xenarthran osteoderms. *Journal of Morphology*, **267**:1441-1460.

Kraglievich, J. 1952. El perfil geológico de Chapadmalal y Miramar, Prov. de Buenos Aires. *Revista del Museo de Ciencias Naturales y Tradicionales*, Mar del Plata, **1**(1):8-37.

Leonardi, G.; Carvalho, I.S. 1999. Jazigo icnofossilífero do Ouro - Araraquara (SP). *In*: M. Winge; C. Schobbenhaus; M. Berbert-Born; E.T. Queiroz; D.A. Campos; C.R.G. Souza; A.C.S. Fernandes (eds.) Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil. Disponível em *http://www.unb.br/ig/sigep/sitio079/sitio079.htm*; acessado em 07/11/1999.

Leonardi, G.; Sedor, F.A.; Costa, R. 2002. Pegadas de répteis terrestres na Formação Rio do Rasto (Permiano Superior da Bacia do Paraná), Estado do Paraná, Brasil. *Arquivos do Museu Nacional*, **60**(3):213-216.

Martin, L.D.; Bennett, D.K. 1977. The burrows of the Miocene beaver *Palaeocastor*, Western Nebraska, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **22**: 173-193.

Paula-Couto, C. 1973. Edentados fósseis de São Paulo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **45**(2):261-275.

Paula-Couto, C. 1980a. Propraopus punctatus (Lund, 1840) no Pleistoceno de Cerca Grande, Minas Gerais. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **52**(2):323-325.

Paula-Couto, C. 1980b. Um tatu gigante do Pleistoceno de Santa Catarina. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **52**(3):527-531.

Paula-Couto, C. 1982. Pleistocene armadillo from Cantagalo, State Rio de Janeiro. *Iheringia*, **7**:65-68. (Série Geológica)

Pitana, V.R.; Ribeiro, A.M. 2007. Novos materiais de *Propraopus* Ameghino, 1881 (Mammalia, Xenarthra, Cingulata) do Pleistoceno final, Rio Grande do Sul, Brasil. *Gaea*, **3**(2):60-67.

Quintana, C.A. 1992. Estructura interna de una paleocueva, posiblemente de un Dasypodidae (Mammalia, Edentata) del Pleistoceno de Mar del Plata (provincia de Buenos Aires, Argentina). *Ameghiniana*, **29**(1):87-91.

Ríncon, A.D.; White, R.S.; McDonald, H.G. 2008. Late Pleistocene cingulates (Mammalia: Xenarthra) from Mene de Inciarte Tar Pits, Sierra de Perijá, western Venezuela. *Journal of Vertebrate Paleontology*, **28**(1):197-207.

Roisenberg, A.; Viero, A.P. 2000. O vulcanismo mesozóico da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul, 355-375. In: M. Holz & L.F. De Ros (eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO/UFRGS Porto Alegre, CIGO/UFRGS, 355-374.

Santis, L.J.M.; Morcira, G.J. 2000. El aparato masticador del género extinto *Actenomys* Burmeister, 1888 (Rodentia, Ctenomydae): Inferencias sobre su modo de vida. *Estudios Geológicos*, **56**:63-72.

Saffer, M.M.; Dondas, A.; Scaglia, O. 2003. Hallazgo de paleocuevas con estructura interna realizadas por mamíferos gigantes extintos del Pleistoceno bonaerense. *Miramar Prehistorica*, Disponível em *www.miramar.prehistorica.arg.net.ar*; acessado em 23/05/2007.

Schultz, C.L.; Scherer, C.M.S.; Lavina, E.L.C. 2002. Dinosaur's footprints from Guará Formation (Upper Jurassic), Paraná Basin, Southern Brazil. *In*: Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 8, *Livro de Resumos*, p. 8.

Scillato-Yané, G.J.; Carlini, A.A.; Tonni, E.P.; Noriega, J.I. 2005. Paleobiogeography of the late Pleistocene pampatheres of South America. *Journal of South American Earth Sciences*, **20**:131-138.

Sedor, F.A.; Silva, R.C. 2004. Primeiro registro de pegadas de Mesosauridae (Amniota, Sauropsida) na Formação Irati (Permiano Superior da Bacia do Paraná) no Estado de Goiás, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **7**(2):269-274.

Seilacher, A. 1953. Studien zur paläontologie: 1. Über die methoden der palichnologie. *Neues Jahrbuch fur Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* **96**:421-452.

Silva, R.C.; Ferigolo, J.; Carvalho, I.S.; Fernandes, A.C.S. 2008. Lacertoid footprints from the Upper Triassic (Santa Maria Formation) of Southern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **262**(3-4):140-156.

Smith, R.M.H.; Swart, R. 2002. Changing fluvial environments and vertebrate taphonomy in response to climatic drying in a Mid-Triassic rift valley fill: The Omingonde Formation (Karoo Supergroup) of central Namibia. *Palaios*, **17**:249-267.

Soibelzon, LH.; Pomi, LM.; Tonni, EP.; Rodriguez, S; Dondas, A. 2009. First Report of a Short-Faced Bears' den (*Arctotherium angustidens*). Palaeobiological and Palaeoecological implications. *Alcheringa* **33**:211-222

Tomazelli, L.J.; Villwock, J.A. 2000. O Cenozóico do Rio Grande do Sul: geologia da Planície Costeira. *In*: M. Holz & L.F. DeRos (eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p. 375-406.

Tomazelli, L.J.; Villwock, J.A.; Loss, E.L. 1987. Roteiro geológico da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. *In*: Congresso Da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 1, Porto Alegre. *Publicação Especial* no. 2, p. 1-26.

Varricchio, D.J.; Martin A.J.; Katsura, Y. 2007. First trace and body fossil evidence of a burrowing, denning dinosaur. *Proceedings of the Royal Society of London*, B, **274**:1361-1368.

Vizcaíno, S.F.; Zárate, M.A.; Bargo, M.S.; Dondas, A. 2001. Pleistocene burrows in the Mar del Plata area (Argentina) and their probable builders. *Acta Palaeontologica Polonica*, **46**:157-169.

Voorhies, M.R. 1975. A new genus and species of fossil kangaroo rat and its burrow. *Journal of Mammalogy*, 56(1): 160-176.

Zárate, M.A.; Bargo, M.S.; Vizcaíno, S.F.; Dondas, A.; Scaglia, O. 1998. Estructuras biogénicas en el Cenozoico tardío de Mar del Plata (Argentina) atribuibles a grandes mamíferos. *Revista AAS - Associação Argentina de Sedimentologia*, **5**(2):95-103.

Zárate, M. A.; Fasano, J. L. 1989. The Plio-Pleistocene record of the central eastern Pampas, Buenos Aires province, Argentina: The Chapadmalal case study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **72**:27-52.

Zimmermann, J.W. 1990. Burrow characteristics of the nine-banded armadillo *Dasypus novemcinctus*. *The Southwerstern Naturalist*, **35**(2):226-227.

* Publicado na Internet em 12/05/2010 no endereço http://www.unb.br/ig/sigep/sitio048/sitio048.pdf

[1] Laboratório de Estratigrafia e Paleontologia, UNESP, Praça Inf. D. Henrique, s/no, 11330-900, São Vicente, SP. paleonchico@yahoo.com.br

[2] Instituto de Oceanografia, FURG, Campus Carreiros, Av. Itália, km 08, 96201-900, Rio Grande, RS. paleonto_furg@yahoo.com.br

[3] Programa de Pós Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, UFRGS, Av. Bento Gonçalves, 9500, Prédio 43113, 91509-900, Porto Alegre, RS. caronfelipe@yahoo.com



FRANCISCO SEKIGUCHI DE CARVALHO BUCHMANN -

Graduado em Oceanologia (1994) pela Universidade Federal do Rio Grande (FURG). Fez Mestrado (1997) e Doutorado (2002) em Geociências pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), área de concentração em Geologia Marinha vinculadas ao projeto "Paleontologia do Quaternário Costeiro". Foi professor das disciplinas de Introdução à Estratigrafia e Paleontologia, Paleontologia Geral e Geologia do Quaternário na FURG. Atualmente é professor de Geologia, Paleontologia, Geomorfologia Costeira e Paleoceanografia na Universidade Estadual de São Paulo (UNESP). Na área continental estuda paleotocas de mamíferos gigantes extintos.



RENATO PEREIRA LOPES

- Graduado em Geografia (2006) pela Universidade Federal do Rio Grande (FURG), onde desenvolveu atividades de ensino em Paleontologia e Geologia e pesquisas em Paleontologia e Estratigrafia vinculadas ao projeto "Paleontologia do Quaternário Costeiro", enfocando os depósitos fossilíferos situados na porção da costa gaúcha ao sul da Lagoa dos Patos. Fez mestrado (2008) em Geociências, com ênfase em Paleontologia de Vertebrados, é doutorando em Geociências, com ênfase em Geologia Marinha, pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e atualmente é professor de paleontologia na FURG.

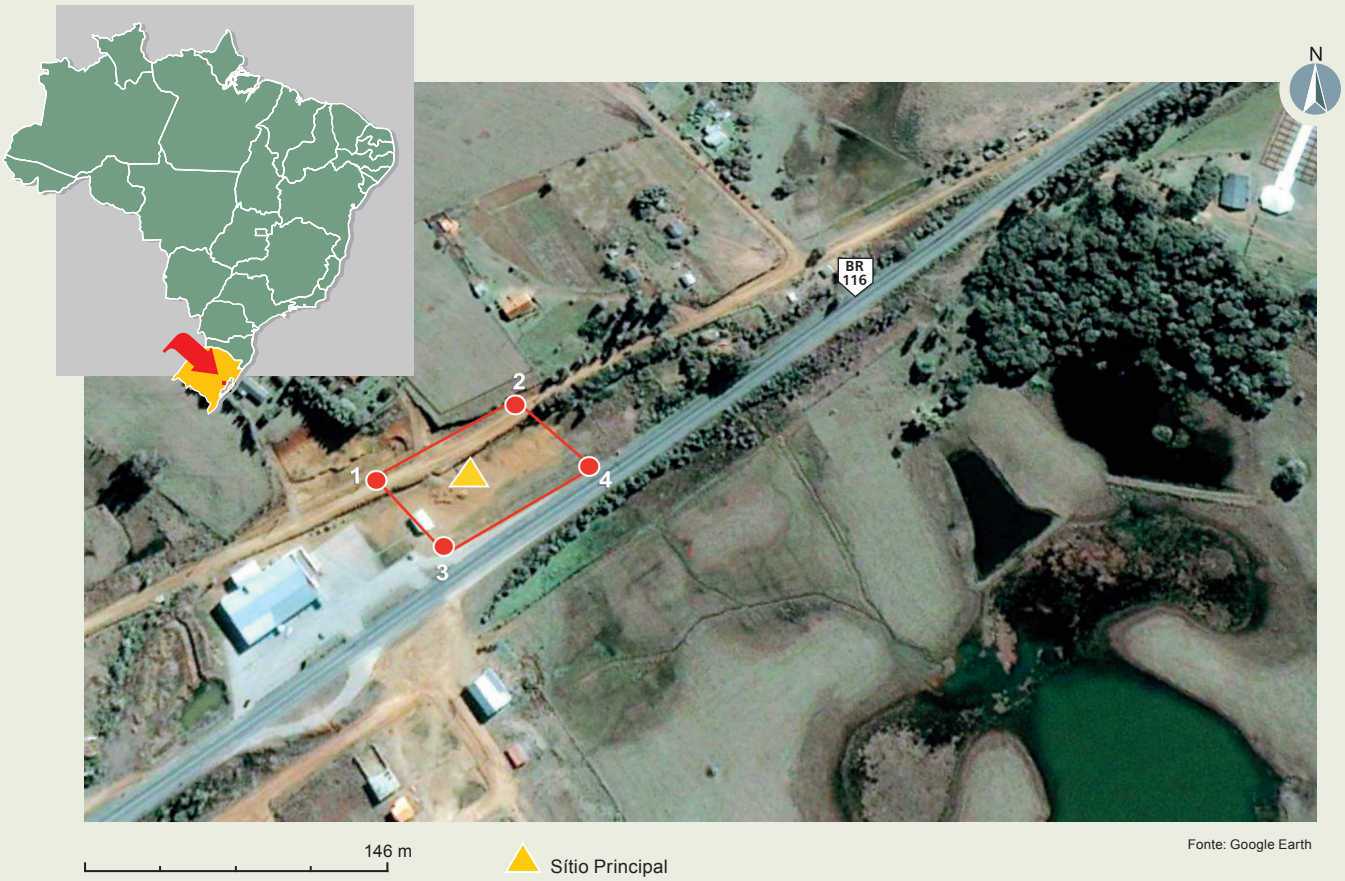


FELIPE CARON

Graduado em Oceanologia (2004) pela Universidade Federal do Rio Grande (FURG), mestrado (2007) em Geociências pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), área de concentração em Geologia Marinha. Tem experiência na área de Oceanografia Geológica, atuando principalmente nos seguintes temas: oceanografia, estratigrafia, paleogeografia e dinâmica costeira. Atualmente é doutorando em Geociências, com ênfase em Geologia Marinha, pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS).

SIGEP 048 - PALEOTOCA DO MUNICÍPIO DE CRISTAL, RS

PROPOSTA DA ÁREA DE PROTEÇÃO



O polígono indica a área de proteção proposta , localizada no município de Cristal (Estado do Rio Grande do Sul), próximo à rodovia BR-116 e onde se tem registro da atividade fossorial de mamíferos gigantes extintos no sul do Brasil.

VÉRTICES	COORDENADAS GEOGRÁFICAS	
1	30°59'39,43"S	52°02'44,90"W
2	30°59'37,79"S	52°02'42,16"W
3	30°59'40,93"S	52°02'43,16"W
4	30°59'39,10"S	52°02'40,37"W

Polígono da área de proteção proposto por:
Francisco Sekiguchi de Carvalho Buchmann (paleonchico@yahoo.com.br)

Data da proposta: 23/01/2013

Répteis Fósseis de General Salgado, SP

Registro de transformações ambientais na Bacia Bauru durante o Cretáceo

SIGEP 053*

Ismar de Souza Carvalho[1a]
Felipe Mesquita de Vasconcellos[1b]
Thiago da Silva Marinho[2c]
Pedro Henrique Nobre[3d]
Antonio Celso de Arruda Campos[4e]
João Tadeu Arruda[5f]

Resumo - As localidades fossilíferas do município de General Salgado compreendem um dos maiores complexos fossilíferos já descobertos na Bacia Bauru, Cretáceo Superior. Até o momento foram identificados cerca de 20 esqueletos de crocodiliformes, vértebras de um ofídeo (Anilioidea), ovos fósseis, icnofósseis de invertebrados e coprólitos de vertebrados. A sucessão sedimentar revela aspectos relativos à ciclicidade climática durante o Cretáceo nas áreas continentais do território brasileiro, apresentando uma herpetofauna diversificada, única em todo o contexto gondwânico. Os fósseis já descritos formalmente, tais como *Baurusuchus salgadoensis, Baurusuchus albertoi e Armadillosuchus arrudai*, revelam as estratégias adotadas pelos crocodiliformes para ambientes áridos e que até o momento são desconhecidas em qualquer outro registro paleontológico deste grupo fóssil. Além disso, os exemplares descritos para a região revelam singularidades evolutivas para a paleoherpetofauna mundial, conduzindo a uma identidade própria para os estudos paleontológicos no Brasil. Ressalta-se também a importância para a comunidade local, que tem buscado a difusão de seus fósseis através dos meios de comunicação e por ações de apoio ao trabalho dos geocientistas brasileiros.

Palavras-chave: General Salgado; Cretáceo; Crocodyliformes; Icnofósseis; Paleoecologia

Fossil Reptiles from General Salgado, SP – Record of environmental changes in the Bauru Basin during the Cretaceous

Abstract - The fossiliferous localities on the municipality of General Salgado comprise one of the most important fossil sites in the Bauru Basin, Upper Cretaceous. To this date nearly 20 skeletal remains of crocodyliformes, ophidian vertebrae, fossil eggs shells, vertebrate coprolites and invertebrate ichnofossils were discovered. The sedimentary succession reveals traits of a climatic cyclicity in Brazilian continental areas during the Cretaceous, associated to a diversified and singular gondwanic herpetofauna. Formally described fossil taxa, as *Baurusuchus salgadoensis, Baurusuchus albertoi and Armadillosuchus arrudai*, unravels life strategies adopted by these crocodilians to endure arid environments, unknown so far in the crocodyliform fossil record. Apart from it, the herpetological specimens represent world evolutionary novelties, conducting to a stronger Brazilian paleontological identity. But, as far as to the local community, its relevance is being constructed through the midia and the supportive action of Brazilian geosciences researchers.

Key words: General Salgado; Cretaceous; Crocodyliformes; Ichnofossils; Paleoecology

INTRODUÇÃO

No período de 1999 a 2010, diversos fósseis de répteis foram escavados no distrito de Prudêncio e Moraes, município de General Salgado, estado de São Paulo. A grande maioria é proveniente de afloramentos localizados na fazenda São José e arredores. Até o momento, dezessete espécimes de Crocodyliformes, Squamata e Dinosauria puderam ser individualizados.

São encontrados crânios, partes de esqueletos axiais e apendiculares desarticulados, e animais completos. Estes últimos apresentam um nível de preservação incomum para os vertebrados fósseis da Bacia Bauru. Estão presentes séries vertebrais completas (cervicais, torácicas, lombares, sacrais e caudais), cinturas escapular e pélvica articuladas ao esqueleto axial e aos apêndices locomotores, bem como ossos mais frágeis, como os da gastrália. Há inclusive ossos diminutos, como carpais, tarsais, falanges e artelhos, normalmente de fácil desarticulação e transporte, totalmente e funcionalmente articulados (Arruda et al., 2004). Em associação aos restos esqueletais são comuns icnofósseis de vertebrados, como gastrólitos, coprólitos, cascas de ovos, e icnofósseis de invertebrados. Ocorrem também vértebras de ofídeos anilióides.

Nota-se, então, que a região do município de General Salgado apresenta posição de destaque nos achados da paleoherpetofauna nacional, dada a abundância de espécimes, o estado de preservação e articulação dos mesmos. Soma-se a isso, a associação com icnofósseis de vertebrados e invertebrados, possibilitando uma perspectiva mais completa e integrada dos ecossistemas do Cretáceo Superior continental do Brasil.

LOCALIZAÇÃO

O município de General Salgado está localizado sobre uma porção aflorante da Bacia Bauru correspondente à Formação Adamantina (Turoniano-Santoniano).

Destaca-se na região de General Salgado, noroeste de São Paulo, um afloramento batizado de Fazenda São José, nome da propriedade privada onde foi identificado. Atualmente a propriedade intitula-se Fazenda Buriti, e está localizada no distrito de Prudêncio e Moraes (20º33'57"S /50º28'03"W). Este é, histórica e simbolicamente, o afloramento mais importante da região, sendo efetivamente o mais rico quanto a fósseis e estruturas sedimentares.

Além da fazenda São José, dois outros afloramentos com fósseis são relevantes: RaoX (Fazenda RaoX, General Salgado, 20º36'37"S/50º26'11"W) e Usina Generalco (Usina de Cana de Açúcar Generalco, General Salgado, distrito de São José de Iracema, 20º34'5"S/50º22'21"W), com abundantes fósseis de Crocodyliformes, icnofósseis de invertebrados e vertebrados, e raros Dinosauria e Squamata. Geologicamente o sítio encontra-se no contexto da Formação Adamantina da Bacia Bauru (Cretáceo Superior) (Fig. 1).

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Contexto Geológico da Bacia Bauru

A Bacia Bauru situa-se entre as latitudes 18ºS e 24ºS e longitudes 47ºW e 56ºW, distribuindo-se por uma área com cerca de 370.000km^2 no interior do Brasil, abrangendo os estados de São Paulo, Minas Gerais, Mato Grosso do Sul, Goiás e região nordeste do Paraguai (Fernandes & Coimbra, 1996; Fernandes, 1998). Seu



Figura 1 - Fotografias do Sítio Fazenda São José **(a)** e do Sítio Fazenda RaoX **(b)**, registradas em 2006.

Figure 1 - Fazenda São José **(a)** and Fazenda Rao X **(b)** sites´ photographs shot during 2006.

pacote sedimentar é dividido em duas grandes unidades litoestratigráficas: Grupo Caiuá (formações Rio Paraná, Goio Erê e Santo Anastácio) e o Grupo Bauru (formações Birigui, Araçatuba, Adamantina, Uberaba e Marília). A bacia apresenta uma associação de arenitos, carbonatos, siltitos, argilitos/folhelhos, depositados em diversos contextos paleoambientais, como eólicos, aluviais, fluviais e lacustres de pouca profundidade durante o Eo-Neocretáceo, segundo Paula e Silva (2003) e Paula e Silva *et al.* (2005) (Fig. 2).

A Formação Adamantina apresenta-se como a maior extensão aflorante da parte leste da Bacia Bauru, constituindo-se o substrato atual de grande parte da região oeste de São Paulo e do Triângulo Mineiro. Repousa sobre os basaltos da Formação Serra Geral e tem contatos laterais graduais com as formações Santo Anastácio (raros) e Araçatuba no Estado de São Paulo e com o Membro Echaporã da Formação Marília no Estado de Minas Gerais. É composta por uma associação de estratos de espessura decimétrica (geometria tabular típica) de arenitos intercalados com raros siltitos ou argilitos arenosos, apresentando contatos pouco erosivos (Fernandes & Coimbra, 1996). Tem idade turoniana-santoniana (Dias-Brito *et al.*, 2001).

O contexto deposicional proposto para a Formação Adamantina é o de depósitos aluviais e eólicos acumulados em áreas planas na forma de lençóis, intercalados por corpos aquosos rasos e efêmeros, criados por elevações do nível freático e chuvas periódicas, todos primordialmente arenosos (Garcia *et al.*, 1999; Goldberg & Garcia, 2000; Batezelli *et al.*, 2003; Fernandes & Basilici, 2009; Basilici *et al.*, 2009).

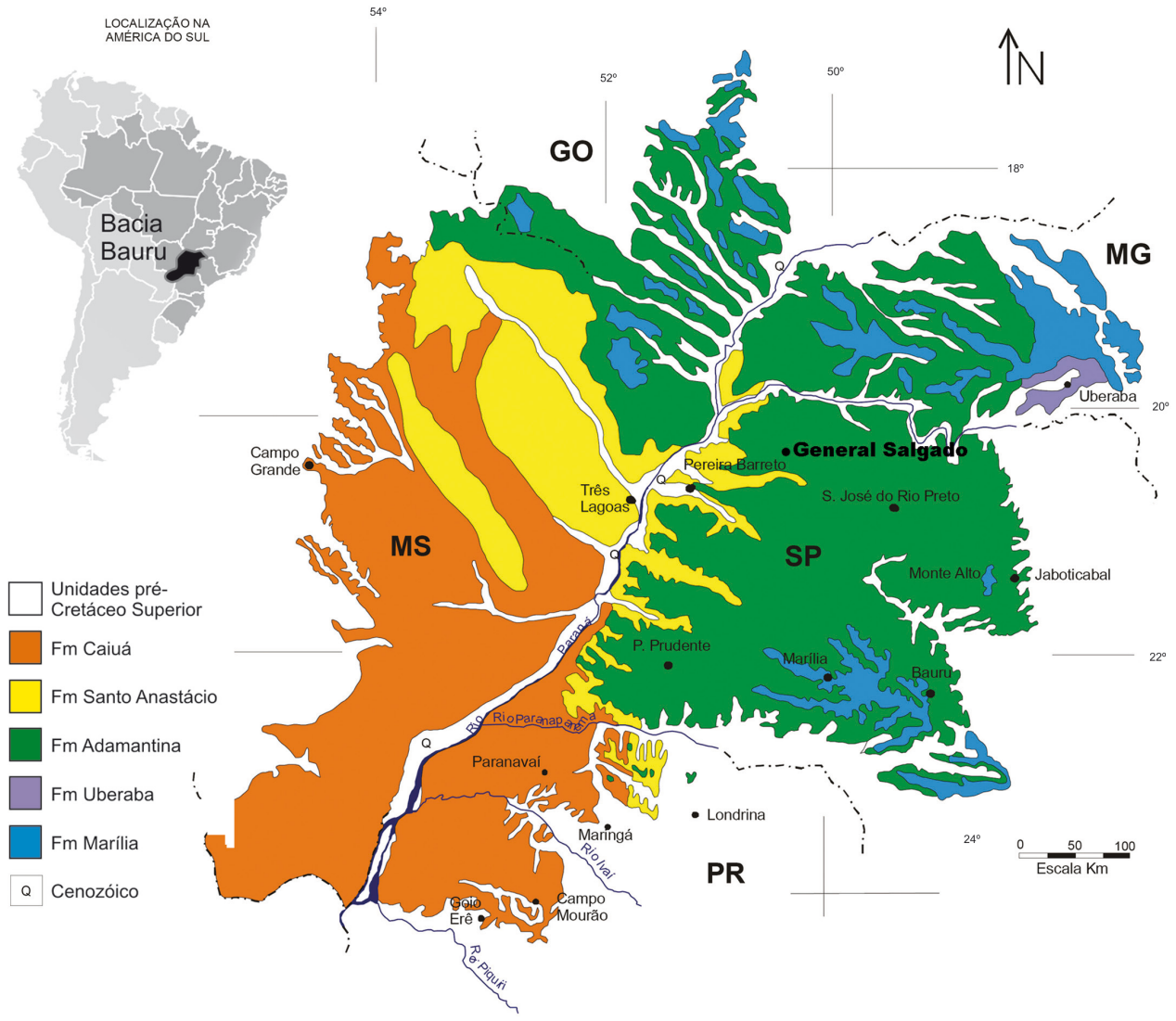


Figura 2 - Mapa geológico da Bacia Bauru (modificado de Paula & Silva,2003).

Figure 2 - Bauru Basin geological map (modified from Paula & Silva,2003).

Contexto Geológico do Sítio de General Salgado

Os afloramentos nas imediações de General Salgado, do noroeste do Estado de São Paulo, são pequenos, não excedendo 50 metros de comprimento e suas porções verticais contínuas raramente excedem 4 metros de altura. A altimetria onde os afloramentos foram encontrados é aproximadamente de 370 a 420 metros. Estão distribuídos no entorno dos centros urbanos do município e em distritos vizinhos, muitas vezes parcialmente cobertos por campos cultivados e pastos, sendo apenas visíveis nas ravinas de drenagem e barrancos (Fig. 3).

O pacote sedimentar onde são abundantes os restos esqueletais de répteis é caracterizado litologicamente por uma alternância de arenitos finos a médios, avermelhados, por vezes dispostos em camadas com estratificação cruzada tabular e plano-paralela com diferentes estruturas sedimentares, por vezes maciças, ambas apresentando bioturbações. É notável a ocorrência de intraclastos de argila, muitas vezes mineralizados por manganês ou ferro e camadas com intensa cimentação carbonática sobrepondo-se a camadas com estratificação plano-paralela. Os níveis onde ocorrem os fósseis, em geral maciços e muito ricos em cimento carbonático, representariam os momentos de maior aridez, momentos estes de escassez e morte para a herpetofauna (Bertini *et al*., 1999; Carvalho *et al*., 2005; Fernandes & Carvalho, 2006; Vasconcellos & Carvalho, 2007; Vasconcellos, 2009) (Fig. 2, 3).

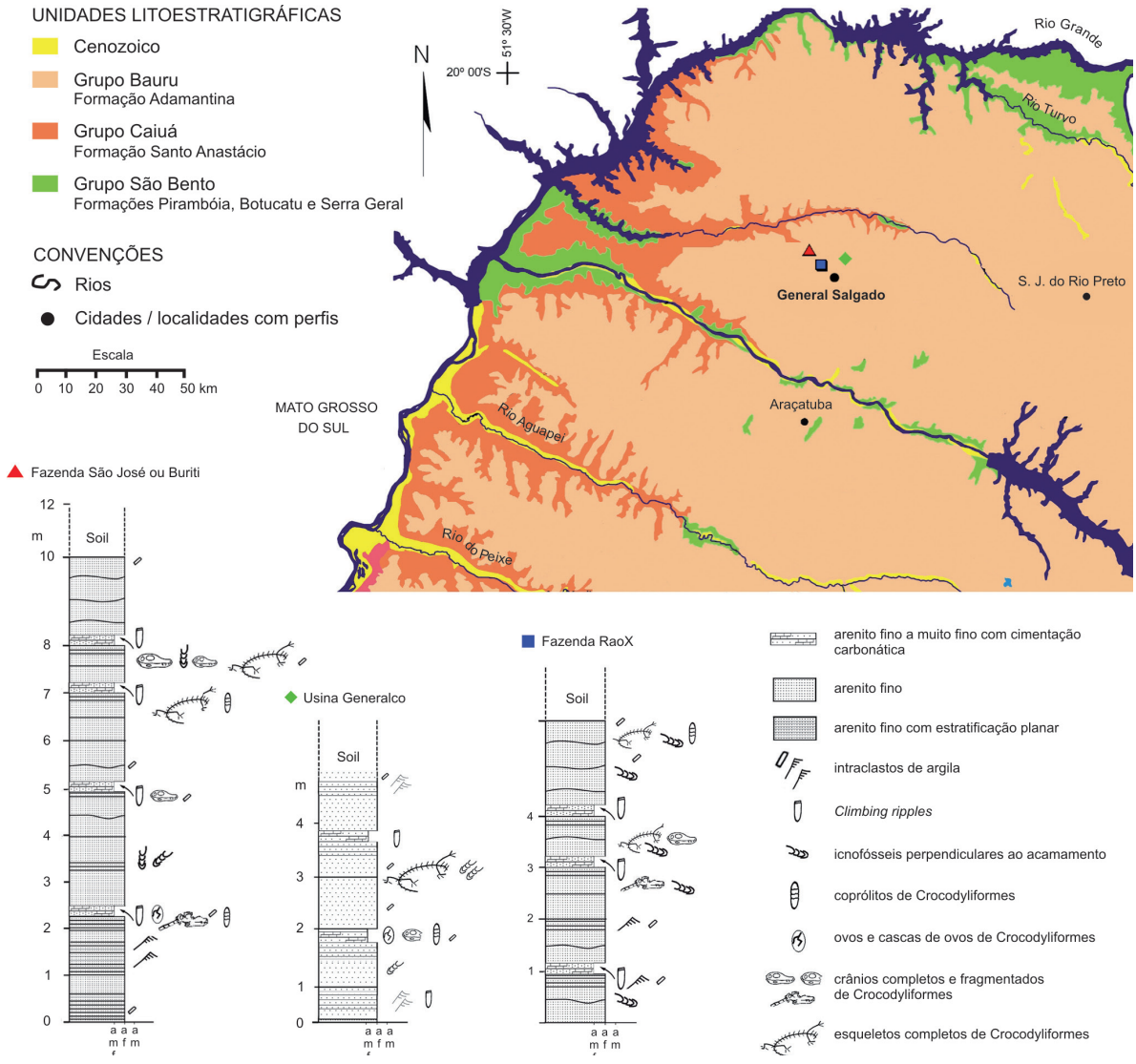


Figura 3 - Mapa Geológico do Noroeste do Estado de São Paulo (modificado de Paula & Silva, 2003); e Perfis litológicos dos afloramentos da fazenda São José; fazenda RaoX, e Usina Generalco, todos em General Salgado.

Figure 3 - Northeastern São Paulo Geological map (modified from Paula & Silva, 2003) and lithological profiles from the outcrops of fazenda São José, fazenda RaoX and Usina Generalco, all from General Salgado municipality.

Paleobiota de General Salgado

O registro fossilífero é abundante e finamente preservado. Os fósseis de crocodiliformes descritos formalmente nos afloramentos de General Salgado foram, até o momento, três: *Baurusuchus salgadoensis* Carvalho, Campos & Nobre, 2005, *Armadillosuchus arrudai* Marinho & Carvalho, 2009 e *Baurusuchus albertoi* Nascimento & Zaher, 2010.

Baurusuchus salgadoensis definido por Carvalho *et al*. (2005) com base em um crânio completo e bem preservado, possui rostro longo e comprimido lateralmente. B. *salgadoensis* era um crocodiliforme de médio à grande porte, dentição curta, zifodonte e com dentes hipertrofiados (caninos dentes de sabre) destinados a hipercarnivoria. Com base na morfologia cranina, pós-craniana e dentária foi proposto hábito terrestre cursorial e predador a este crocodiliforme. A segunda espécie para o gênero *Baurusuchus* em General Salgado, *B. albertoi*, apresenta a mesma preservação diferencial encontrada em outros exemplares de *B. salgadoensis*. (Price, 1945; Riff & Kellner, 2001; Carvalho *et al*., 2005; Vasconcellos *et al*., 2005; Vasconcellos, 2009; Nascimento & Zaher, 2010) (Figuras 4 e 5).

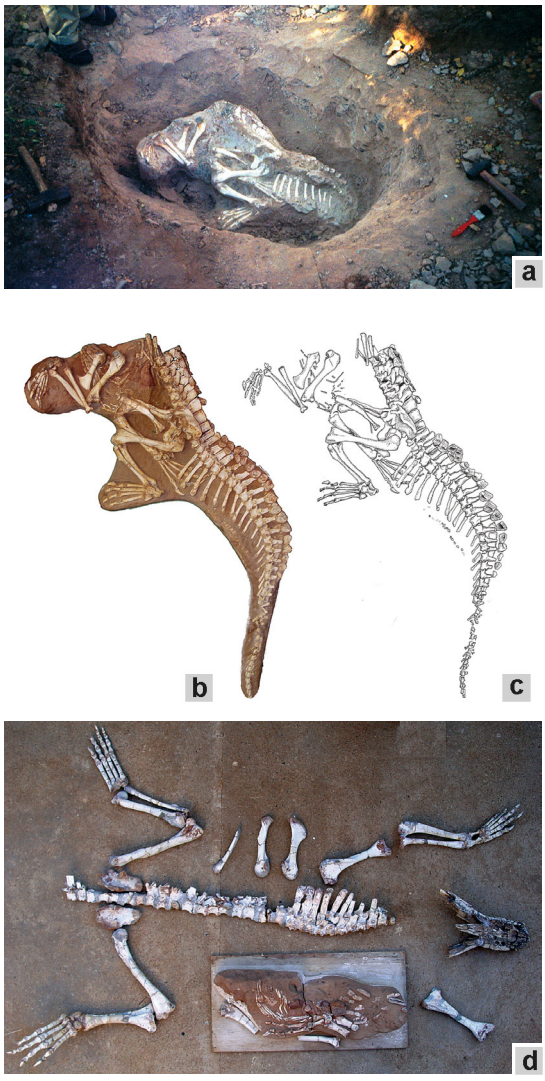


Figura 4 - (a) Fotografia de campo de um exemplar de *Baurusuchus salgadoensis* (UFRJ DG 285-R); Exemplar **(b)** e esquema **(c)** de *B. salgadoensis* depois de parcialmente preparado e **(d)** outro exemplar de *B. salgadoensis* totalmente preparado (UFRJ DG 288-R).

Figure 4 - (a) Field photograph of a specimen of *Baurusuchus salgadoensis* (UFRJ DG 285-R); same specimen **(b)** and squematic drawing **(c)** of *B. salgadoensis* after mechanical preparation, and **(d)** another specimen of *B. salgadoensis* fully prepared (UFRJ DG 288-R).

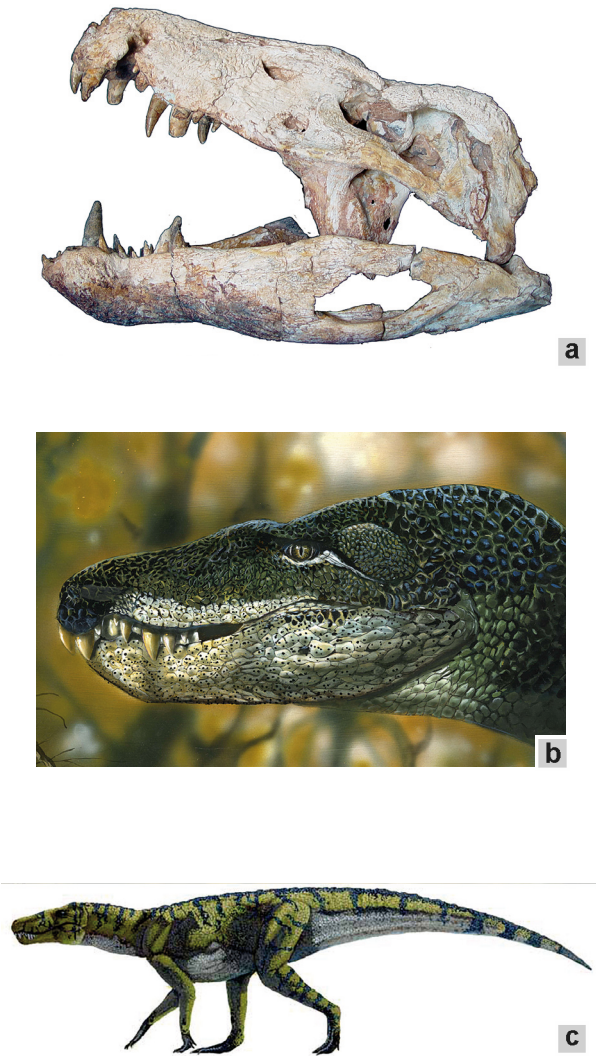


Figura 5 - (a) Crânio holótipo de *Baurusuchus salgadoensis* (MPMA-62-0001-02), e respectivamente, **(b)** e **(c)** reconstruções artísticas do crânio e corpo de *B. salgadoensis* por Deverson da Silva.

Figure 5 - (a) Skull of the Holotype of *Baurusuchus salgadoensis* (MPMA-62-0001-02), and, respectivelly, **(b)** and **(c)** artistic reconstructions of the head and body of *B. salgadoensis* by Deverson da Silva.

Armadillosuchus arrudai, descrito por Marinho & Carvalho (2009), é um crocodiliforme peculiar, que apresenta uma organização dos osteodermos anteriores do dorso em formato de escudo rígido seguido por séries de osteodermos organizados em bandas móveis, à semelhança de tatus atuais. *A. arrudai* teria médio a grande porte e dentição e articulações mandibulares bastante especializadas, que promoveriam movimentos anteroposteriores e uma mastigação efetiva, fato incomum entre os crocodiliformes fósseis e desconhecida entre os atuais. Esta mastigação possibilitaria a *A. arrudai* uma dieta variada, desde invertebrados e pequenos vertebrados, até material vegetal (Marinho & Carvalho, 2007a e b; Marinho & Carvalho, 2008) (Fig. 6 e 7).

Atualmente, alguns répteis, tais como os crocodilos e jacarés são climaticamente controlados por uma temperatura média anual igual ou maior que 14,2º C, sendo que as condições hidrológicas locais têm um importante papel, funcionando como um controlador das temperaturas extremas. Apesar da continentalidade, expressa por climas sazonais e de aridez progressiva, ser um fator limitante para a distribuição dos crocodiliformes atuais, aqueles encontrados em General Salgado, suportavam um clima quente e árido. A ocorrência de esqueletos completos, articulados, em distintos níveis estratigráficos, sugere

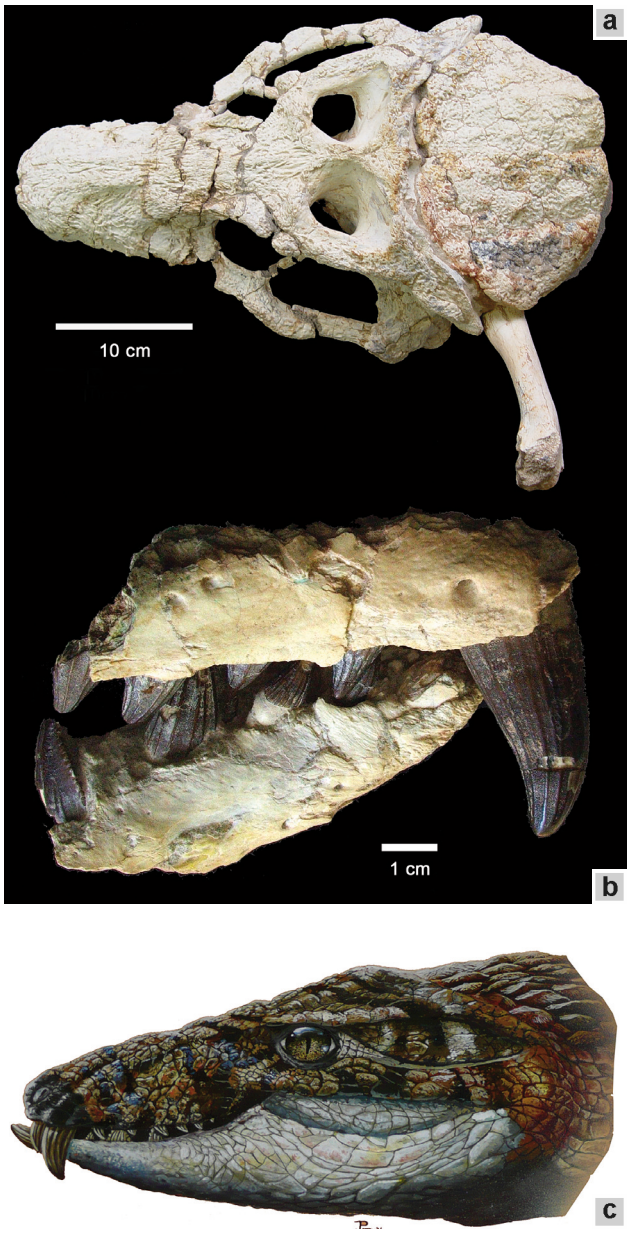


Figura 6 - Fotografias de dois exemplares de *Armadillosuchus arrudai*: **(a)** UFRJ DG 303-R, um crânio parcialmente preservado, e **(b)** MPMA-64-0001-04, Fragmento anterior de premaxila e mandíbula, **(c)** reconstruções artísticas do crânio de *A. arrudai* por Deverson da Silva.

Figure 6 - Photographs of two specimens of *Armadillosuchus arrudai*: **(a)** UFRJ DG 303-R, a partially preserved skull, and **(b)** MPMA-64-0001-04, premaxilae and mandible fragments, **(c)** artistic reconstructions of the head of *A. arrudai* by Deverson da Silva.



Figura 7 - Reconstruções artísticas de **(a)** *Baurusuchus salgadoensis* em vida (por Deverson da Silva), e **(b)** *Armadillosuchus arrudai* em vida (por Ariel Milani).

Figure 7 - Life representations of **(a)** *Baurusuchus salgadoensis* (by Deverson da Silva) and **(b)** *Armadillosuchus arrudai* (by Ariel Milani).

que eles estavam habilitados a escavar no substrato, traço paleoetológico de hábito de estivação. Durante períodos de seca prolongada os crocodiliformes escavariam depressões rasas, semelhantes a bacias, no leito de rios secos ou na planície de inundação, cobrindo-se de sedimento e acumulando umidade, como uma estratégia de proteção contra altas temperaturas e dessecação. Este hábito é observado em diversos casos entre crocodilos e jacarés e suas construções nomeadas *alligator holes* ou *gator holes*, ainda que algumas espécies possam efetivamente construir tocas longas e complexas em barrancos de rios. Isto afetaria o registro fossilífero, uma vez quando da morte destes animais, seus restos estariam já "sepultados" e teriam maior chance de uma preservação otimizada (Vasconcellos & Carvalho, 2006; Vasconcellos, 2009) (Fig. 8).

Foram identificados restos vertebrais de uma serpente com características típicas do grupo dos Anilioidea, serpentes sem dentes inoculadores de peçonha, que tradicionalmente abrange as formas recentes *Anilius* sp. (Zaher *et al*., 2003) e restos isolados de Dinosauria compostos principalmente por dentes de Theropoda, possivelmente Abelisauroidea, e fragmentos ósseos (Vasconcellos *et al*., 2008).

Além dos fósseis corporais de vertebrados foram observados em associação a estes icnofósseis como fragmentos de ovos, coprólitos e gastrólitos. Alguns dos fragmentos de ovos estão bem preservados e inclusive sugerem uma estrutura de nidificação, um ninho. Os últimos são encontrados isolados, mas também são registrados agrupados (Ribeiro et al., 2004; Vasconcellos & Carvalho, 2010). Gastrólitos foram registrados em associação a esqueletos de *Baurusuchus* em pelo menos 3 espécimes, sempre agrupados e em proximidade dos delicados ossos da gastrália (Vasconcellos *et al*., 2005, Vasconcellos *et al*., 2008; Vasconcellos & Carvalho, 2010).

Nos mesmos níveis onde fósseis e icnofósseis de crocodiliformes foram encontrados, registrou-se a ocorrência de icnofósseis de invertebrados como *Taenidium* isp., *Palaeophycus* isp., *Skolithos* isp., e *Coprinisphaera* cf. *C. ecuadoriensis* Sauer, 1955. Alguns destes icnogêneros estavam diretamente associados aos níveis de paleossolo ricos em carbonatos (*Palaeophycus e Skolithos*) e aos restos de crocodiliformes (*Taenidium*). *Coprinisphaera*, icnito possivelmente resultante da atividade de construção de câmaras de nidificação de besouros, que costuma ser associado a ambientes de grandes planícies, como savanas, pradarias ou estepes, e região de inundações fluviais em clima quente (Carvalho *et al*., 2009) (Fig. 9, 10).

O provável contexto ambiental onde estes sedimentos se depositaram foi o de planícies aluviais retrabalhadas por canais fluviais de carga mista e lagos rasos temporários em um clima semi-árido quente. A alternância de níveis de arenitos maciços, estratificação cruzada tabular, intraclastos de argila com outras apresentando paleossolos carbonáticos, provavelmente do tipo aridsol, bioturbações concordantes e discordantes denotam uma ritmicidade com momentos de maior aporte hídrico, na forma de chuvas e inundações, intercaladas por momentos de maior aridez, com ação de deposição eólica e formação de solos.

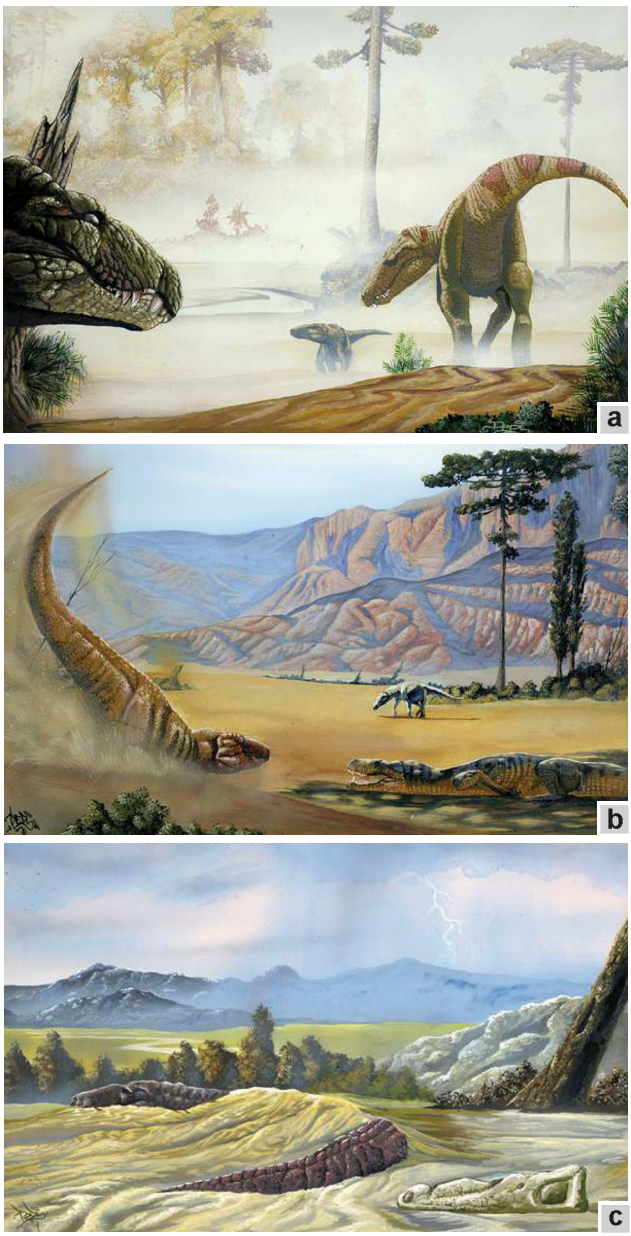


Figura 8 - Representações de *Baurusuchus salgadoensis* **(a)** em seu paleoambiente, **(b)** durante processo de construção dos *gatorholes* e **(c)** durante período longo seca, estivando ou morrendo (por Deverson da Silva).

Figure 8 - Representations of *Baurusuchus salgadoensis* **(a)** in its paleoenvironment, **(b)** during the gatorhole construction process, **(c)** during the arid season, aestivating or dying (by Deverson da Silva).

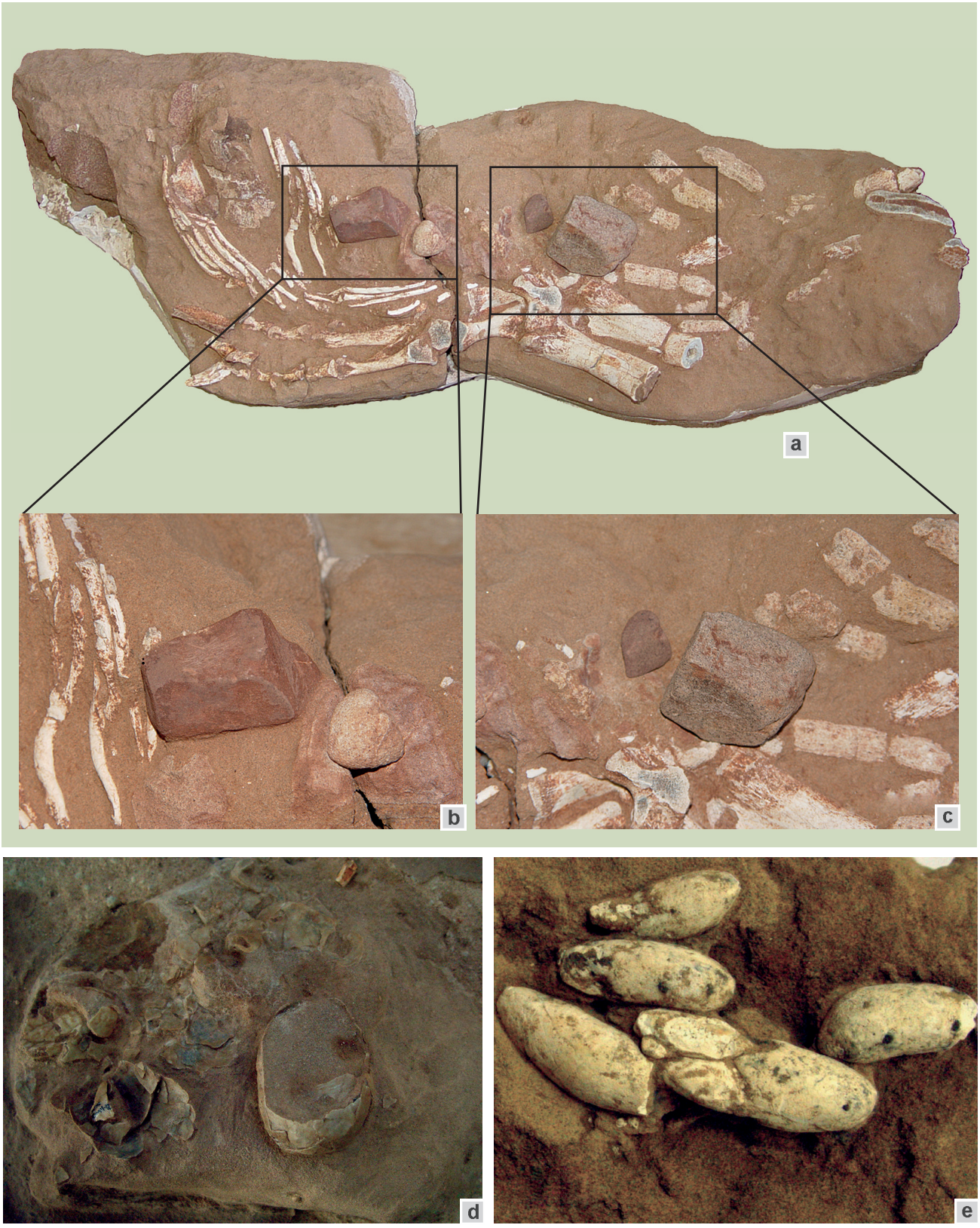


Figura 9 - Icnofósseis de vertebrados registrados nos sítios de General Salgado: **(a)** Região abdominal de *Baurusuchus* (UFRJ DG 288-R) apresentando gastralia, costelas, um membro anterior, associados a gastrólitos; **(b)** e **(c)** vista ampliada dos gastrólitos; **(d)** ovos e fragmentos de ovos de crocodiliformes organizados como um ninho; **(e)** grupo de coprólitos de crocodiliformes orientados (UFRJ DG 349-IcV).

Figure 9 - Vertebrate ichnofossils from the General Salgado site: **(a)** The belly of *Baurusuchus* (UFRJ DG 288-R) bearing gasthalia, ribs, a fore limb, all associted to gastroliths; **(b)** and **(c)** close view of the gastroliths; **(d)** crocodilian egg and egg shells fragments set in a nest; **(e)** crocodilian coprolite association (UFRJ DG 349-IcV).

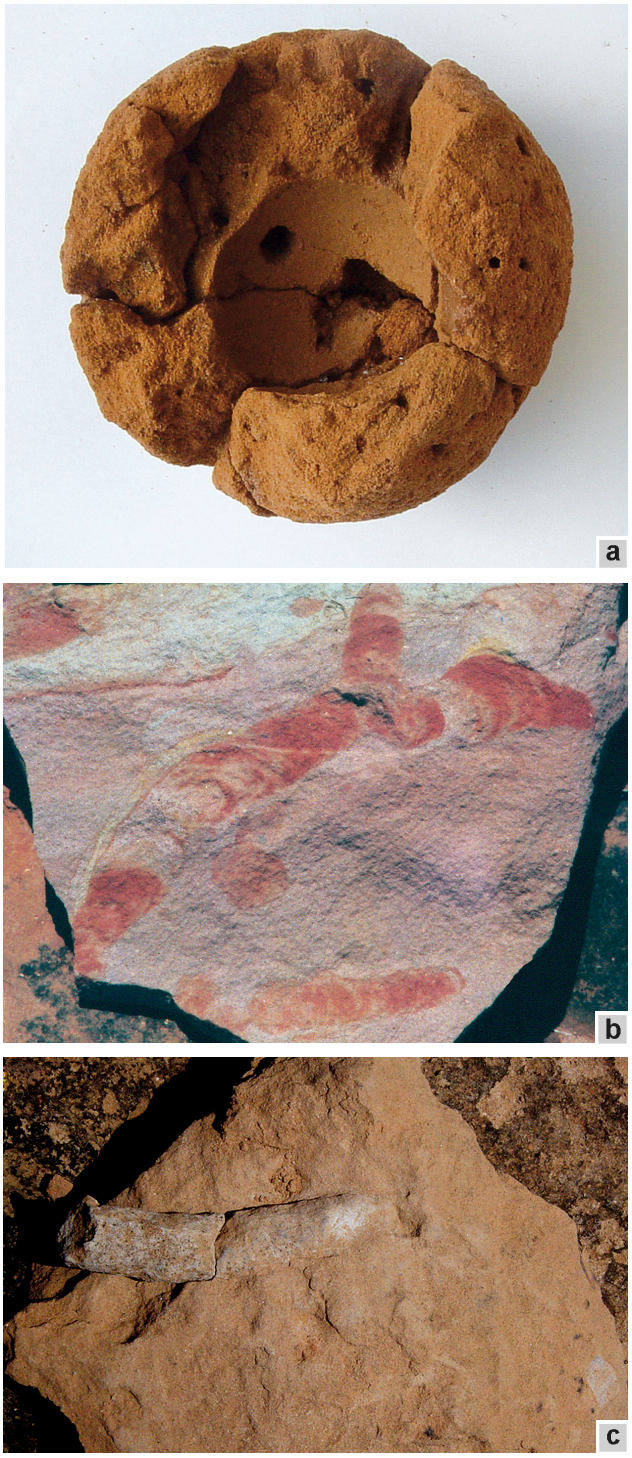


Figura 10 - Icnofósseis de invertebrados registrados nos sítios de General Salgado:
(a) *Coprinisphaera* cf. *C. ecuadoriensis* (UFRJ DG 521-Ic)
(b) *Taenidium* isp. (UFRJ DG 271-Ic)
(c) *Palaeophycus* isp.

Figure 10 - Invertebrate ichnofossils from General Salgado sites:
(a) *Coprinisphaera* cf. *C. ecuadoriensis* (UFRJ DG 521-Ic)
(b) *Taenidium* isp. (UFRJ DG 271-Ic)
(c) *Palaeophycus* isp.

SINOPSE SOBRE A ORIGEM, EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E IMPORTÂNCIA DO SÍTIO

Os sítios fossilíferos de General Salgado, em especial a Fazenda São José, apresentam diversidade e abundância singular para a Bacia Bauru e para o Cretáceo continental do Brasil. Os achados da paleoherpetofauna de General Salgado são de caráter singular na Bacia Bauru, dada sua conservação (articulação de elementos e presença de diversos tipos fossilíferos) e concentração (grande número de exemplares em uma área relativamente pequena). Seu significado e relevância abrangem campos diversos dentro da Paleobiologia, Tafonomia, Paleoecologia e Paleoclimatologia.

O clima global do Cretáceo Superior era controlado pelo intenso vulcanismo, alta concentração de gases de efeito estufa, ciclagem e sepultamento de matéria orgânica nos oceanos, conformação e posicionamento paleogeográfico dos continentes e sua dinâmica de ventos. Este desenvolveu temperaturas comparativamente altas, tanto nas regiões equatoriais e intertropicais, quanto polares.

Neste panorama desenvolveu-se, a partir de uma depressão continental, distante da costa leste da América do Sul, a Bacia Bauru , confinada por altos estruturais (serras e montanhas) em seus flancos norte, noroeste, leste e sudeste, quase que completamente impedindo a chegada de umidade do recém formado Oceano Atlântico sul. O posicionamento isolado, dominado por uma sombra de pluviosidade e de continentalidade, somado ao perfil global de temperaturas e dinâmica eólica do Cretáceo Superior, desenvolveu, durante a deposição da Bacia Bauru, ambientes dominados por longos períodos secos, pontuados alternadamente por eventos extemporâneos de umidade, ambos enormemente quentes. A sedimentação da bacia evoluiu em três fases distintas: uma inicial para o Grupo Caiuá, marcada por uma forte influência de sistemas desérticos e clima árido, e outras duas para o Grupo Bauru. Uma intermediária para as formações Araçatuba e Adamantina, e outra terceira, sob a ação em clima semi-árido mais ameno, com a presença de sistemas aluviais, flúvio-eólicos e lacustres, representados pelas formações Uberaba e Marília.

A fase intermediária, onde os sítios de General Salgado estão contextualizados, é caracterizada por depósitos lacustres/palustres temporários oxidantes, colmatados por leques aluviais retrabalhados localmente por processos fluviais e eólicos, em um clima semi-árido de marcada sazonalidade. A paisagem teria dois cenários alternados pelas estações de chuva e seca. A primeira, mais viva e curta, dominada por planícies aluviais sob a influência de inundações, formação de corpos aquosos e a consequente revitalização da biota. A segunda, a estação seca, mais prolongada, seria marcada pela redução

ou extinção dos corpos d água e a formação de solos de clima árido. Esta seria especialmente estressante à biota que, provavelmente, desenvolveria estratégias para seu enfrentamento.

Nos arenitos vermelhos temos preservados cenários de vida e morte de uma biota particular de répteis que enfrentou um clima sazonal extremo, desenvolvendo estratégias para sua sobrevivência. Tal possibilidade de vislumbrar estes cenários só foi proporcionada pela preservação singular desta biota, seus restos corporais e vestígios de atividade. A preservação completa dos esqueletos de crocodiliformes, como vista em General Salgado, é uma anomalia tafonômica entre os depósitos de vertebrados da Bacia Bauru. Em geral, os vertebrados da bacia apresentam-se muitas vezes em avançado grau de degradação pré-soterramento, levando a depósitos com elementos ósseos desarticulados, selecionados, com sinais de abrasão, assinatura típica de uma assembléia fossilífera afetada por transporte.

A articulação e preservação especiais dos crocodiliformes de General Salgado, provavelmente, resultariam de uma estratégia de sobrevivência, que consistia de seu enterramento em sedimentos arenosos à procura de umidade e isolamento térmico anterior à morte dos indivíduos, impedindo seu transporte, desarticulação e destruição. Como observada em espécies recentes, tal estratégia evita a dessecação em estações de grande estiagem, além de protegerem os animais durante dias especialmente quentes.

Paralelamente, observa-se a preservação de uma população bem estruturada destes organismos, baseada nos achados fósseis de restos e vestígios: indivíduos jovens e adultos, ovos e ninhos e coprólitos (excrementos fósseis), todos preservados *in situ*, sem sinais de transporte. Esta associação rica permite o estudo mais aprofundado da paleoecologia do sítio e o enriquecimento do conhecimento acerca da paleobiota do Cretáceo (Vasconcellos & Carvalho, 2010).

Esses achados possibilitam, ainda, uma extensa gama de estudos, desde a tafonomia até taxonomia e paleoecologia, não só dos Crocodyliformes, mas dos icnofósseis de vertebrados e invertebrados. O bom estado de preservação, com a articulação dos elementos esqueletais, é ideal para estudos de reconstrução biomecânica e morfofuncional. A direta associação de vestígios de invertebrados com restos esqueletais de vertebrados amplia o conhecimento acerca da paleobiologia de organismos que não deixaram restos corporais e sua interação com os demais organismos presentes na unidade.

Estudos acerca da bioestratinomia e litofaciologia trarão nova luz a respeito dos ambientes de vida e morte desses organismos, assim como as condições e mudanças climáticas que enfrentavam. As associações dos restos esqueletais com icnofósseis de invertebrados e de vertebrados, estudos sobre a bioestratinomia e diagênese, juntamente com dados acerca da geologia da área, enriquecerão as interpretações paleoambientais para o Cretáceo Superior da Bacia Bauru, e para o Cretáceo continental do Brasil.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

A principal área onde se encontram os elementos representativos da paleoherpetofauna de General Salgado, fazendas Buriti e RaoX, são propriedades privadas em áreas de ravinas e encontram-se protegidas por cercas de proteção relacionadas à delimitação das propriedades.

Ainda que não existam atividades extrativistas de natureza mineira na região, os sítios não estão livres de perigos efetivos. O crescimento da cultura canavieira da região constitui um possível perigo aos sítios. Os afloramentos estão localizados nas margens ou no interior dos campos cultivados. Com as atividades de aragem, plantio e queima da cana-de-açúcar, o que é diretamente danoso às superfícies dos mesmos e, indiretamente, a monocultura extrativista promove uma maior degradação e erosão dos solos da região, podendo em longo prazo constituir ameaça à preservação dos afloramentos e seus fósseis.

As ações de proteção na região foram iniciadas a partir do inventário dos dados científicos, com o propósito de ressaltar a importância do local para o meio acadêmico. Tal sensibilização decorre do fato que os sítios foram alvo de coletas intensivas de fósseis, desde sua descoberta, dada sua facilidade de acesso e proximidade a centros urbanos. Estas coletas, ainda indispensáveis ao conhecimento geológico e paleontológico, são, em longo prazo, danosas à integridade do sítio e às futuras pesquisas. Para demonstrar a importância da preservação do sítio, buscou-se a publicação e apresentação de trabalhos mostrando que o uso de dados não-invasivos e de campo, sem a necessidade de extração indiscriminada de material e destruição dos afloramentos (Vasconcellos *et al*., 2005).

Paralelamente, visando a proteção dos achados, em âmbito local, visitas às escolas foram realizadas em todas as atividades de campo. O objetivo dessas visitas foi sensibilizar e conscientizar os docentes locais a desenvolver uma educação patrimonial da população nas escolas municipais e estaduais em General Salgado e nos distritos de São João de Iracema, Auriflama e Prudêncio e Moraes. Utilizou-se de recursos visuais (fotos dos afloramentos, dos fósseis, ilustrações de reconstrução da paleobiota e paleoambiente) e exposições simples, buscando alcançar os professores e discentes, sensibilizando-os para a raridade e efemeridade dos sítios e seus fósseis, e a grandeza temporal e ambiental de seu significado (Carvalho & Da-Rosa, 2008).

Outra possibilidade, explorada, foi a divulgação dos achados através da mídia local (rádio, tvs regionais) e global (internet, vídeos institucionais, exposições). Esta iniciativa era baseada nos mesmos preceitos da anterior, buscando um público mais amplo e uma forma mais atraente de sensibilização.

Acredita-se que apenas através da mobilização da população local, os sítios podem ser reconhecidos e protegidos. As visões de geoconservação que permeiam a proposta estão em consenso com a missão obrigatória de pesquisadores em atividade de campo, que é divulgar e informar à população local sobre a importância destes registros no intuito de valorar e preservar os sítios em nível local e regional.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Arruda,J.T.; Carvalho,I.S.; Vasconcellos,F.M.V. 2004. Baurusuquídeos da Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil) *Anuário do Instituto de Geociências*, UFRJ, Rio de Janeiro, **27:** 64-74.

Basilici,G.; Fuhr Dal Bó,P.F.; Sérgio,F.; Ladeira,B. 2009 Climate-induced sediment-palaeosol cycles in a Late Creta-ceous dry aeolian sand sheet: Marilia Formation (North-West Bauru Basin, Brazil). *Sedimentology*, 56: 1876–1904.

Batezelli,A.; Saad,A.R.; Etchebehere,M.L.C.; Perinotto,J.A.J.; Fulfaro,V.J. 2003. Análise Estratigráfica Aplicada à Formação Araçatuba (Bacia Bauru - Ks) no oeste do Estado de São Paulo. *Geociências*, **22:**5-19.

Bertini,R.J.; Manzini,F.F.; Brandt Neto,M. 1999. Novas ocorrências de Baurusuchidae (Sebecosuchia: Crocodylomorpha) na região de General Salgado, Formação Adamantina (Cretáceo Superior) do Grupo Bauru na região noroeste do Estado de São Paulo. *Actas Geologica Leopondensia*, **23**(49): 29-38.

Carvalho,I.S.; Da-Rosa, Á.A.S. 2008. Patrimônio paleontológico no Brasil: relevância para o desenvolvimento sócio-econômico. *Memórias e Notícias - Publicações do Departamento de Ciências da Terra e do Museu Mineralógico e Ecológico da Universidade de Coimbra*, Coimbra, **31:** 15-28.

Carvalho,I.S.; Campos,A.C.A.; Nobre,P.H. 2005. *Baurusuchus salgadoensis*, a new Crocodylomorpha from the Bauru Basin (Cretaceous), Brazil, *Gondwana Research*, **8**(1): 11-30.

Carvalho,I.S.; Gracioso,D.E.; Fernandes,A.C.S. 2009. Uma câmara de coleóptero (*Coprinisphaera*) do Cretáceo Superior, Bacia Bauru. *Revista Brasileira de Geociências*, **39**(4): 679-684.

Dias-Brito,D.; Musachio,E.A.; Castro,J.C.; Maranhão,M.S.S.; Suárez,J.M.; Rodrigues,R. 2001. Grupo Bauru: uma unidade continental do Cretáceo no Brasil–concepções baseadas em dados micropaleontológicos, isótopos e estratigráficos. *Revue Paléobiologique*, Géneve, **20**(1): 245-304.

Fernandes,A.C.S.; Carvalho,I.S. 2006. A Formação Adamantina e seu conteúdo icnológico: um registro da paleofauna de invertebrados continentais na Bacia Bauru. In: Boletim do Simpósio do Cretáceo do Brasil, 7 - Simpósio do Terciário do Brasil, 1, *Boletim de Resumos*, Serra Negra, São Paulo, p.53.

Fernandes,L.A.; Coimbra,A.M. 1996. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **68:** 195-205.

Fernandes,L.A. 1998. *Estratigrafia e evolução geológica da parte Oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil)*. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 216 p.

Fernandes,L.A.; Basilici,G. 2009. Transition of ephemeral palustrine to aeolian deposits in a continental semi-arid environment (Upper Cretaceous Bauru Basin, Brazil). *Cretaceous Research*, doi:10.1016/j.cretres.2008.12.002.

Garcia,A.J.V.; da Rosa,A.A.S.; Goldberg,K. 1999. Paleoenvironmental and paleoclimatic controls on early diagenetic processes and fossil records in continental Cretaceous sandstones in Brazil: a petrologic approach. *In*: Simpósio. sobre o Cretáceo do Brasil, vol. 5. UNESP, *Boletim*, Serra Negra. p. 491–495.

Goldberg,K.; Garcia,A.J.V. 2000. Palaeobiogeography of the Bauru Group, a dinosaur-bearing Cretaceous unit, northeastern Paraná Basin, Brazil. *Cretaceous Research*, **21:** 241-254.

Marinho,T.S.; Carvalho,I.S. 2007. **a** *Revision of the Sphagesauridae Kuhn, 1968 (Crocodyliformes, Mesoeucrocodylia). In*: Carvalho *et al*. (eds.). Paleontologia: Cenários de Vida. Editora Interciência, p. 481-487.

Marinho,T.S.; Carvalho,I.S. 2007. **b** Paleoautoecologia dos Sphagesauridae (Crocodyliformes, Mesoeucrocodylia) do Sudoeste Brasileiro In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 14 e Simpósio de Geologia do Sudeste, 10, *Livro de Resumos*. Diamantina, MG, 2007, p. 72.

Marinho,T.S.; Carvalho,I.S. 2008. Propalinal jaw movements on the Sphagesauridade (Crocodyliformes, Mesoeucrocodylia) *In*: Simpósio Brasileiro de Paleontologia de Vertebrados, 7, *Boletim de Resumos*, Paleontologia em Destaque, Edição Especial, p. 129-130.

Marinho,T.S.; Carvalho,I.S. 2009. An armadillo-like sphagesaurid crocodyliform from the Late Cretaceous of Brazil, Journal of South American Earth Sciences, **27:** 36–41.

Nascimento,P.M.; Zaher,H. 2010. A new species of Baurusuchus (Crocodyliformes, Mesoeucrocodylia) from the Upper Cretaceous of Brazil, with the first complete postcranial skeleton described for the family Baurusuchidae. *Papéis avulsos de Zoologia*, Museu de Zoologia da Universidade de São Paulo, **50**(21):323-361.

Paula e Silva,F. 2003. *Geologia de subsuperfície e hidroestratigrafia do Grupo Bauru no Estado de São Paulo*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Univers. Estadual Paulista (UNESP), Rio Claro, 166 p.

Paula e Silva,F.; Chang,H.K.; Caetano-Chang,M.R. 2005. Estratigrafia de subsuperfície do Grupo Bauru (K) no Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, **35**(1): 77-88.

Price,L.I. 1945. A new reptile from the Cretaceous Brazil. *Notas preliminares e trabalhos da Divisão de Geologia e Mineralogia*, **25:** 1-4.

Ribeiro,C.M.M.; Souto,P.R.F.; Carvalho,I.S. 2004. Ovos e excrementos fossilizados de crocodilomorfos do Cretáceo Superior (Estado de São Paulo, Brasil). *In*: I Congresso Brasileiro de Herpetologia, Curitiba, 2004, Pontífica Universidade Católica do Paraná, CD ROM.

Riff,D.; Kellner,A.W.A. 2001. On the dentition of *Baurusuchus pachecoi* Price (Crocodyliformes, Metasuchia) from the Upper Cretaceous of Brazil. *Boletim do Museu Nacional, Nova Série, Geologia*, **59:** 1-15.

Vasconcellos,F.M. 2009. *Análise morfofuncional e hábitos de vida de Baurusuchus (Crocodyliformes, Mesoeucrocodylia) na Bacia Bauru*. Programa de Pós graduação em Geologia, Univers. Federal do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 185 p.

Vasconcellos,F.M.; Carvalho,I.S. 2006. Condicionante etólogico na tafonomia de *Uberabasuchus terrificus* (Crocodyliformes, Peirosauridae) da Bacia Bauru (Cretáceo Superior). Geociências, **25**(2): 225-230.

Vasconcellos,F.M.; Carvalho,I.S. 2007. Cranial features of *Baurusuchus salgadoensis* Carvalho, Campos & Nobre 2005, a Baurusuchidae (Mesoeucrocodylia) from the Adamantina Formation, Bauru Basin, Brazil: Paleoichnological, Taxonomic and Systematic Implications. *In*: Carvalho *et al*. (eds.). Paleontologia: Cenários de Vida. Editora Interciência, p. 319-332.

Vasconcellos,F.M.; Carvalho,I.S. 2008. Inferência paleoautoecológicas a partir da bioestratinomia de *Baurusuchus salgadoensis* (Crocodyliformes) da Formação Adamantina, Bacia Bauru (Turoniano-Santoniano / Cretáceo Superior), *Anais*. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 5, Curitiba - PR, p. 793.

Vasconcellos,F.M.; Carvalho,I.S. 2010. Paleoichnological assemblage associated with Baurusuchus salgadoensis remains, a Baurusuchidae Mesoeucrocodylia from the Bauru Basin, Brazil (Late Cretaceous). *Bulletin of the New Mexico Museum of Natural History and Science*, **51:** 227-237.

Vasconcellos,F.M.; Carvalho,I.S.; Arruda,J.T. 2005. Evidência de gastrólitos em fóssil de Baurusuquídeo (Crocodylomorpha, Mesoeucrocodylia) da Formação Adamantina, Bacia Bauru (Cretácio Superior, Brasil) In: IX Simpósio de Geologia do Sudeste, *Boletim de Resumos*, Niterói, Rio de Janeiro, p. 53.

Vasconcellos,F.M.; Marinho,T.S.; Carvalho,I.S. 2005. The locomotion pattern of *Baurusuchus salgadoensis* Carvalho, Nobre & Campos, 2005 and the distribution of Baurusuchidae in Gondwanaland. *Gondwana 12*: *Geological and Biological Heritage of Gondwana*, Mendoza, p. 358.

Vasconcellos,F.M.; Marinho,T.S.; Iori,F.V.; Morato,L. 2008. First dinosaur remains from General Salgado surroundings (Adamantina Formation, Bauru Basin - Late Cretaceous), São Paulo state, Brazil. *In*: IV Jornada Fluminense de Paleontologia, 2008, Rio de Janeiro. Paleonoticias Boletim Especial. Rio de Janeiro, p. 47-48.

Vasconcellos,F.M.; Morato,L.; Marinho,T.S.; Carvalho,I.S. 2008. Occurrence of gastroliths in *Baurusuchus* (Baurusuchidade, Mesoeucrocodylia) from Adamantina Formation, Bauru Basin In: Simpósio Brasileiro de Paleontologia De Vertebrados, 7, *Boletim de Resumos*, Paleontologia em Destaque, Edição Especial, p. 200-202.

Zaher,H.D.; Langer,M.C.; Fara, E.; Carvalho,I.S.; Arruda,J.T. 2003. A mais antiga serpente (Anilioidea) brasileira: Cretáceo Superior do Grupo Bauru, General Salgado, SP. *Paleontologia em Destaque*, **44:** 50–51.

* Publicado na Internet em 20/08/2010 no endereço http://www.unb.br/ig/sigep/sitio053/sitio053.pdf

[1] Universidade Federal do Rio de Janeiro – Instituto de Geociências – Depart. de Geologia, CCMN
Av. Athos da Silveira Ramos 274 - Cidade Universitária - Ilha do Fundão, 21.949-900
Rio de Janeiro – Rio de Janeiro

[2] Instituto de Ciências Exatas, Naturais e Educação (ICENE), Universidade Federal do Triângulo Mineiro (UFTM), Av. Dr. Randolfo Borges Jr. 1700 , Univerdecidade, 38064-200, Uberaba, Minas Gerais, Brasil.

[3] Universidade Federal de Juiz de Fora - Colégio de Aplicação da UFJF - Rua José Lourenço Kelmer, s/n Campus Universitário – São Pedro, 36036-330, Juiz de Fora - Minas Gerais

[4] Museu de Paleontologia de Monte Alto - Praça do Centenário, Centro de Artes s/n, 15.910-000, Monte Alto - São Paulo.

[5] Escola Estadual Silvério da Cunha Lacerda - Rua Izaltina C. Marques 1013, 153000-000, General Salgado - São Paulo.

[a] E-mail: ismar@geologia.ufrj.br; [b] E-mail: fmv@geologia.ufrj.br; [c] E-mail: tsmarinho@icene.uftm.educ.br;

[d] E-mail: pedro.nobre@ufjf.edu.br;

[e] E-mail: museudepaleontologia@gmail.com; [f] E-mail: joaotadeuarruda@gmail.com



ISMAR DE SOUZA CARVALHO

Graduado em Geologia pela Universidade de Coimbra (1984), Mestre (1989) e Doutor (1993) em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro. Atualmente é Professor Associado 3 da Universidade Federal do Rio de Janeiro. Pós-doutorado pela Universidade Estadual Paulista (1999). Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Paleontologia Estratigráfica, atuando principalmente nos seguintes temas: Cretáceo, Paleoecologia, Paleoicnologia, Paleontologia e Geologia das bacias sedimentares. Bolsista 1 A do CNPq e participante do Programa Cientistas do Nosso Estado – FAPERJ.



FELIPE MESQUITA DE VASCONCELLOS

Bacharel (2003) e Licenciado (2006) em Ciências Biológicas pela Universidade Federal do Estado do Rio de Janeiro, Mestre (2006) e Doutor (2009) em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro. Atualmente é Professor Adjunto 1 da Universidade Federal do Rio de Janeiro. Tem experiência nas áreas de Paleontologia, Paleoicnologia e divulgação científica, com ênfase em Paleobiologia de Crocodylomorpha.



THIAGO DA SILVA MARINHO

Graduado em Ciências Biológicas pela Universidade Federal de Uberlândia (2003), Mestre (2006) e Doutor (2009) em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Paleontologia de Vertebrados, atuando principalmente em estudos acerca do período Cretáceo, com foco em Paleontologia de Crocodyliformes e Dinosauria. Atualmente é Professor Adjunto da Universidade Federal do Triângulo Mineiro.



PEDRO HENRIQUE NOBRE

Graduado em Ciências Biológicas pela Universidade Federal de Juiz de Fora (1997), Mestre (2000) e Doutor (2006) em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro. Atualmente é professor efetivo no Colégio de Aplicação, Departamento de Ciências, da Universidade Federal de Juiz de Fora. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Paleontologia de vertebrados, atuando principalmente no estudo de Crocodylomorpha do Cretáceo.



ANTONIO CELSO DE ARRUDA CAMPOS

Professor aposentado e atual diretor do Museu de Paleontologia de Monte Alto. Desenvolve há três décadas coletas e estudos de fósseis da região oeste do Estado de São Paulo.

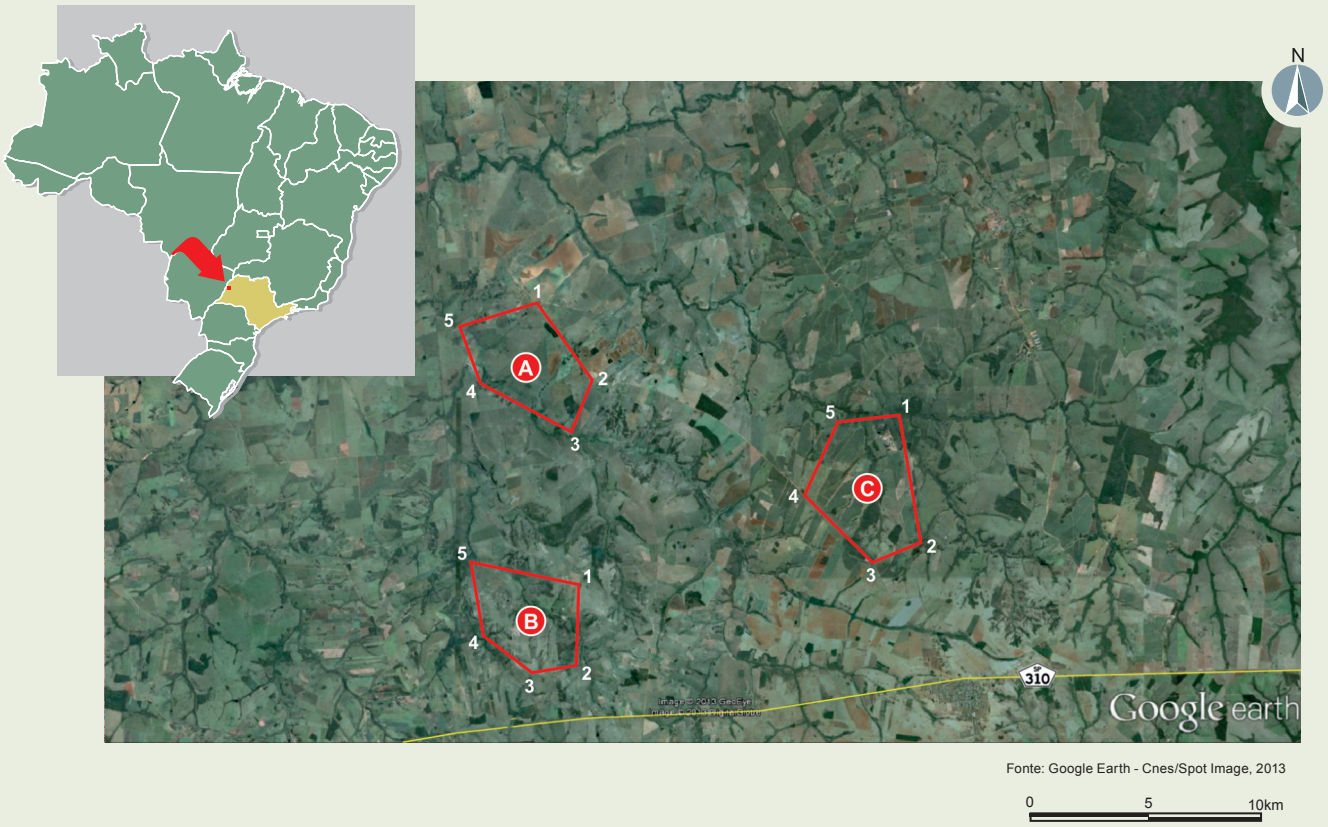


JOÃO TADEU ARRUDA

Licenciado em Ciências. Professor aposentado, coletor e preparador de diversos fósseis da região de General Salgado e São José de Iracema, noroeste do Estado de São Paulo.

SIGEP 053 - RÉPTEIS FÓSSEIS DE GENERAL SALGADO, SP

PROPOSTA DA ÁREA DE PROTEÇÃO



Fonte: Google Earth - Cnes/Spot Image, 2013

0 5 10km

Os polígonos vermelhos indicam as áreas de proteção propostas, localizadas a norte do município de General Salgado (SP), com a SP-310 (em amarelo) limitando-a a sul.
(A) Fazenda Buriti, **(B)** Fazenda RaoX e **(C)** Usina Generalco.

VÉRTICE	COORDENADAS GEOGRÁFICAS	
A 1	20°32'21,85"S	50°29'15,46"W
A 2	20°32'44,68"S	50°30'34,86"W
A 3	20°33'41,54"S	50°30'16,44"W
A 4	20°34'29,80"S	50°28'39,57"W
A 5	20°33'39,49"S	50°28'17,98"W
B 1	20°36'37,08"S	50°30'24,99"W
B 2	20°37'49,46"S	50°30'13,22"W
B 3	20°38'26,63"S	50°29'19,36"W
B 4	20°38'18,12"S	50°28'35,67"W
B 5	20°36'59,17"S	50°28'31,82"W

VÉRTICE	COORDENADAS GEOGRÁFICAS	
C 1	20°34'18,37"S	50°23'58,51"W
C 2	20°35'31,59"S	50°24'35,49"W
C 3	20°36'38,19"S	50°23'23,62"W
C 4	20°36'16,84"S	50°22'34,27"W
C 5	20°34'14,06"S	50°22'55,48"W

Polígono da área de proteção proposto por: Ismar de Souza Carvalho (ismar@geologia.ufrj.br)

Data da proposta: 30/01/2013

Sítio Fossilífero Predebon, Quarta Colônia, RS

SIGEP 045*

Pegadas de vertebrados triássicos no sul da Bacia do Paraná

Rafael Costa da Silva[1a]
Michel Marques Godoy[2b]
Raquel Barros Binotto[2c]
Henrique Zerfass[3d]

Resumo - A região central do Rio Grande do Sul vem ganhando crescente importância devido às descobertas de fósseis do Triássico, o que somado à proposta de criação do Geoparque Quarta Colônia pode transformar a região em uma das mais importantes para a pesquisa, ensino e turismo paleontológico no Brasil. Pegadas e pistas fossilizadas de vertebrados foram encontradas na região apenas recentemente, em especial na localidade conhecida como Sítio Predebon (Membro Alemoa, Formação Santa Maria), Município de São João do Polêsine. A textura fina da rocha permitiu a preservação de detalhes dos icnofósseis, tornando-os valiosos para o conhecimento dos organismos produtores e da gênese das camadas. O afloramento apresenta fácies relacionadas a depósitos de corpos lacustres temporários e canais fluviais efêmeros. Dentre os sítios com pegadas fósseis conhecidos na Bacia do Paraná, o Sítio Predebon apresenta a melhor qualidade de preservação e a maior diversidade, com nove morfotipos. As icnoespécies *Rhynchosauroides retroversipes* e *Dicynodontipus protherioides*, descritas a partir de espécimes deste afloramento, eram inéditas para a ciência e não são conhecidas em nenhuma outra localidade. O sítio é classificado como geossítio de relevância nacional com possível utilização científica e pedagógica. Além disso, foi considerado de fragilidade elevada e alto risco de degradação devido às atividades agropecuárias. No entanto, as perspectivas de conservação dos geossítios da região são encorajadoras. O CONDESUS Quarta Colônia, entidade jurídica de direito privado sem fins lucrativos, tem como prioridades a implementação do parque paleontológico e a criação de mecanismos para conservação dos sítios mais ameaçados.

Palavras-chave: Proposta de Geoparque; Quarta Colônia; Triássico; icnofósseis; vertebrados; Bacia do Paraná

Predebon Fossiliferous Site, Quarta Colônia, State of Rio Grande do Sul – Triassic vertebrate tracks in southern of Paraná Basin

Abstract - The central region of Rio Grande do Sul has become increasingly important due to the discoveries of fossils from the Triassic, which along with the establishment of the Quarta Colônia Geopark could transform the region into one of the most important for palaeontological research and tourism in Brazil. Fossilized footprints and tracks of vertebrates were found in this region only recently, particularly in the locality known as Predebon Site (Alemoa Member, Santa Maria Formation), Municipality of São João do Polêsine. The fine texture of the rock allowed the preservation of details of trace fossils, making them valuable to the knowledge of the producing organisms and the genesis of the deposits. The outcrop shows facies related to temporary lacustrine bodies and ephemeral river channels. Among the sites with fossil footprints in the Paraná Basin, the site Predebon presents the best quality of preservation and the greatest diversity, with nine morphotypes. The icnospecies *Rhynchosauroides retroversipes* and *Dicynodontipus protherioides*, described from specimens of this outcrop, are unprecedented for science and are not known in any other location. The site is classified as a geosite with national relevance to scientific and educational purposes. Furthermore, it was considered of high fragility and high risk of degradation due to agricultural activities. However, the prospects for conservation of geosites in this region are encouraging. The CONDESUS Quarta Colônia, legal entity of private non-profit, has as priorities the implementation of the paleontological park and the creation of mechanisms for conservation of sites under threat.

Key words: Quarta Colônia; Triassic; ichnofossils; vertebrates; Paraná Basin

INTRODUÇÃO

A Quarta Colônia, situada na região central do Estado do Rio Grande do Sul, compreende os municípios de Agudo, Dona Francisca, Faxinal do Soturno, Ivorá, Nova Palma, Pinhal Grande, Restinga Seca, São João do Polêsine e Silveira Martins. Esta região vem ganhando crescente importância para a ciência nos últimos anos devido às frequentes descobertas efetuadas em rochas do período Triássico. Somada a isso, a criação do Geoparque Quarta Colônia proposto pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) com o apoio do Consórcio de Desenvolvimento Sustentável da Quarta Colônia (CONDESUS Quarta Colônia) pode transformar a região em uma das mais importantes para a pesquisa e turismo paleontológico no Brasil.

Os fósseis encontrados na região da Quarta Colônia são muito diversificados e entre eles estão alguns dos dinossauros mais antigos e diversos cinodontes avançados, relacionados com a origem dos mamíferos. Apesar de registros osteológicos serem estudados no Rio Grande do Sul há mais de um século (*e.g.* Holz & De Ros, 2000), apenas recentemente foram encontradas, em especial na localidade conhecida como Sítio Predebon, pegadas e pistas fossilizadas de vertebrados (Azevedo *et al*., 1999; Silva *et al*., 2007; 2008a; 2008b; 2008c) e icnitos de invertebrados (Netto, 2007). A textura fina da rocha permitiu a preservação de detalhes morfológicos dos icnofósseis (Fig. 1), o que os torna valiosos para a identificação dos organismos produtores e para uma melhor compreensão da gênese das camadas. Além disso, a maior parte dos tetrápodes registrados nessa unidade litoestratigráfica consiste em animais de médio a grande porte (e.g. Holz & De Ros, 2000), mas a maior parte dos icnitos registrada no Sítio Predebon foi produzida por animais de pequeno porte. Assim, seu estudo é importante para o conhecimento desses animais, trazendo informações sobre morfologia funcional e hábitos de vida dos organismos produtores das pegadas.

A Paleoicnologia de Vertebrados é uma área do conhecimento que muito tem progredido nas últimas décadas, e as descobertas de icnofósseis cada vez mais trazem informações sobre o comportamento, biomecânica e hábitos de vida dos animais que os produziram. Através dos icnofósseis é possível obter o registro de animais que não tiveram seus esqueletos preservados no registro fossilífero e um maior conhecimento da sua distribuição geográfica e temporal, além de informações acerca das propriedades físicas originais dos depósitos sedimentares, tais como plasticidade e conteúdo d'água.



Figura 1 - Amostra com pegadas fósseis do Sítio Predebon, Quarta Colônia, RS. Foto: Rafael Costa da Silva.

Figure 1 - Sample with fossil footprints from Predebon Site, Quarta Colônia, RS. Photo: Rafael Costa da Silva.

LOCALIZAÇÃO

O Sítio Predebon (Figs. 2 e 3), coordenadas 29º38'29"S - 53º26'52" W, situa-se no Município de São João do Polêsine, Estado do Rio Grande do Sul, integrando a região da Quarta Colônia. Localiza-se em terreno particular e de fácil acesso a partir da estrada pavimentada (RS-149), sendo que o ponto de visitação se encontra próximo desta estrada. O acesso a partir de Porto Alegre ou de Santa Maria pode ser feito a partir da rodovia BR-287; o afloramento dista aproximadamente 2,6 km da sede do Município de São João do Polêsine, no sentido sul.



Figura 2 - Vista geral do Sítio Predebon, Quarta Colônia, RS. Foto: Rafael Costa da Silva.

Figure 2 - General view of Predebon Site, Quarta Colônia, RS. Photo: Rafael Costa da Silva.

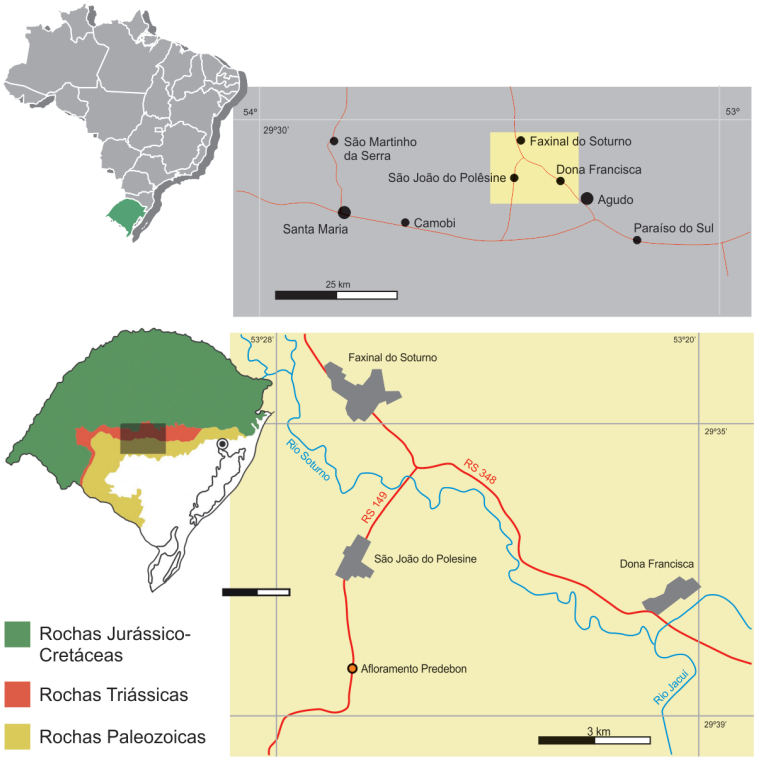


Figura 3 - Localização do Sítio Fossilífero Predebon, RS.

Figure 3 - Location of the Fossiliferous Predebon Site, RS.

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Contexto Geológico

A Bacia do Paraná apresenta grande extensão horizontal (mais de 1.400.000 km^2), ocorrendo nas regiões Sul, Centro-Oeste e Sudeste do Brasil, bem como na Argentina, Uruguai e Paraguai, e grande espessura (mais 7.000 m), sendo constituída por rochas sedimentares e ígneas formadas entre o Ordoviciano Superior e o Cretáceo Inferior (Schneider *et al*., 1974; Milani *et al*., 1994;). A seção triássica na Bacia do Paraná foi posicionada estratigraficamente por Milani (2002) nas supersequências Gondwana I e Gondwana II, definidas pelo mencionado autor. Os depósitos do Triássico englobados nestas duas supersequências são sedimentos fluviais, lacustres e eólicos que constituem as formações Sanga do Cabral, Santa Maria e Caturrita do Grupo Rosário do Sul.

As idades atribuídas às formações Santa Maria e Caturrita são geralmente baseadas na bioestratigrafia de vertebrados e são controversas, visto que os afloramentos são descontínuos devido à acentuada cobertura vegetal da região, onde poucas exposições apresentam mais que vários metros, o que diminui a quantidade de dados disponíveis e dificulta as correlações estratigráficas. De acordo com Scherer *et al*. (2000) e Rubert & Schultz (2004), as formações Santa Maria e Caturrita correspondem à Sequência Ladiniana-Eonoriana. Segundo Milani (2000), estes depósitos estão inclusos na Supersequência Gondwana II, que se distribui temporalmente entre o Triássico Médio e Superior. Entretanto, Lucas (1998, 2001) e Lucas e Heckert (2002) dataram a porção superior do Membro Alemoa e a Formação Caturrita como Carniano. Segundo Langer (2005), a porção superior do Membro Alemoa e a base da Formação Caturrita podem ser tentativamente correlacionadas à Formação Ischigualasto (Carniano) na Argentina, mas algumas associações faunísticas da Formação Caturrita parecem corresponder ao pós-Ischigualastiano (Noriano?). De qualquer forma, a idade carniana (entre ~ 228,7 e 216,5 ± 2.0 Ma) é admitida para a porção superior do Membro Alemoa, onde está posicionado o Sítio Predebon.

As rochas triássicas do Rio Grande do Sul foram ainda estudadas por Zerfass *et al*. (2003) no contexto da estratigrafia de sequências e divididas em duas sequências deposicionais de segunda ordem: supersequência Sanga do Cabral (equivalente à Formação Sanga do Cabral) e supersequência Santa Maria (equivalente às formações Santa Maria, Caturrita e ao Arenito Mata de Faccini, 1989). A primeira teria sido formada por sistemas fluviais efêmeros e de baixa sinuosidade, possivelmente durante o Induano tardio. A supersequência Santa Maria incluiria rios de baixa sinuosidade, lagos e deltas e pode ser dividida em três sequências de terceira ordem: Santa Maria 1 (Ladiniano), Santa Maria 2 (Carniano a Eonoriano) e Santa Maria 3 (possivelmente Rético a Jurássico Inferior) (Zerfass *et al*., 2003).

Descrição do Sítio Predebon

O Sítio Predebon apresenta cerca de 100 m de extensão e seis metros de altura. Corresponde a um corte realizado para a construção de um açude. A seção estudada corresponde à porção superior do Membro Alemoa da Formação Santa Maria, próxima do contato com a Formação Caturrita (ver Figs. 4 e 5). De maneira geral, o afloramento apresenta associação de fácies sedimentares relacionados a depósitos de corpos lacustres temporários e canais fluviais efêmeros (Zerfass, 2007).

O afloramento apresenta quatro fácies distintas (Figs. 4 e 5):

(1) siltito argiloso avermelhado maciço contendo nódulos calcíferos e fósseis de Rhynchosauria (Fácies1);

(2) arenito fino avermelhado ou esbranquiçado de geometria tabular, geralmente maciço, com nódulos calcíferos no topo da camada e icnofósseis de invertebrados, principalmente *Skolithos* isp. (Fácies 2);

(3) arenito fino maciço avermelhado tabular, apresentando laminação plano-paralela no topo da camada e grande densidade de bioturbações, principalmente *Skolithos* isp. (Fácies 3);

(4) arenitos finos avermelhados a alaranjados com laminação horizontal, formando lentes de poucos metros de extensão e 30 cm de espessura máxima, com icnofósseis de invertebrados (*Skolithos* isp. e *Arenicolites* isp.) e pegadas fósseis de vertebrados. Esta fácies apresenta ainda gretas de ressecamento e estruturas de deformação por fluidização (Fácies 4).

As fácies 2 e 3 ocorrem intercaladas na fácies 1 na porção inferior do afloramento ao passo que a fácies 4 ocorre intercalada na fácies 1 na porção superior. As interpretações faciológicas para as rochas da porção superior da Formação Santa Maria têm sido controversas e algumas interpretações diferentes podem ser encontradas na literatura especializada. Por exemplo, os pelitos são tradicionalmente interpretados como corpos d'água lacustres (*e.g.* Faccini, 1989; Zerfass *et al*., 2003), enquanto que as camadas lenticulares representadas pela fácies 4 poderiam corresponder a pequenos canais resultantes de eventos de exposição subaérea. Outra hipótese sugere que esta sequência poderia ser formada por um sistema fluvial com canais sinuosos a estáveis, onde a associação de fácies descrita corresponderia a depósitos de *overbank*; níveis contendo paleosolos também podem ocorrer; os arenitos tabulares correspondem aos canais principais enquanto as pequenas lentes de arenito são interpretadas como depósitos de *crevasse splay* (*e.g.* Fonseca & Scherer, 1998; Schultz *et al*., 2000).

Mais de 30 amostras procedentes do Sítio Predebon contendo icnofósseis de invertebrados e vertebrados, coletadas entre 2002 e 2005, encontram-se na coleção paleontológica do Museu de Ciências Naturais (MCN), Fundação Zoobotânica do Rio Grande do Sul, em Porto Alegre.

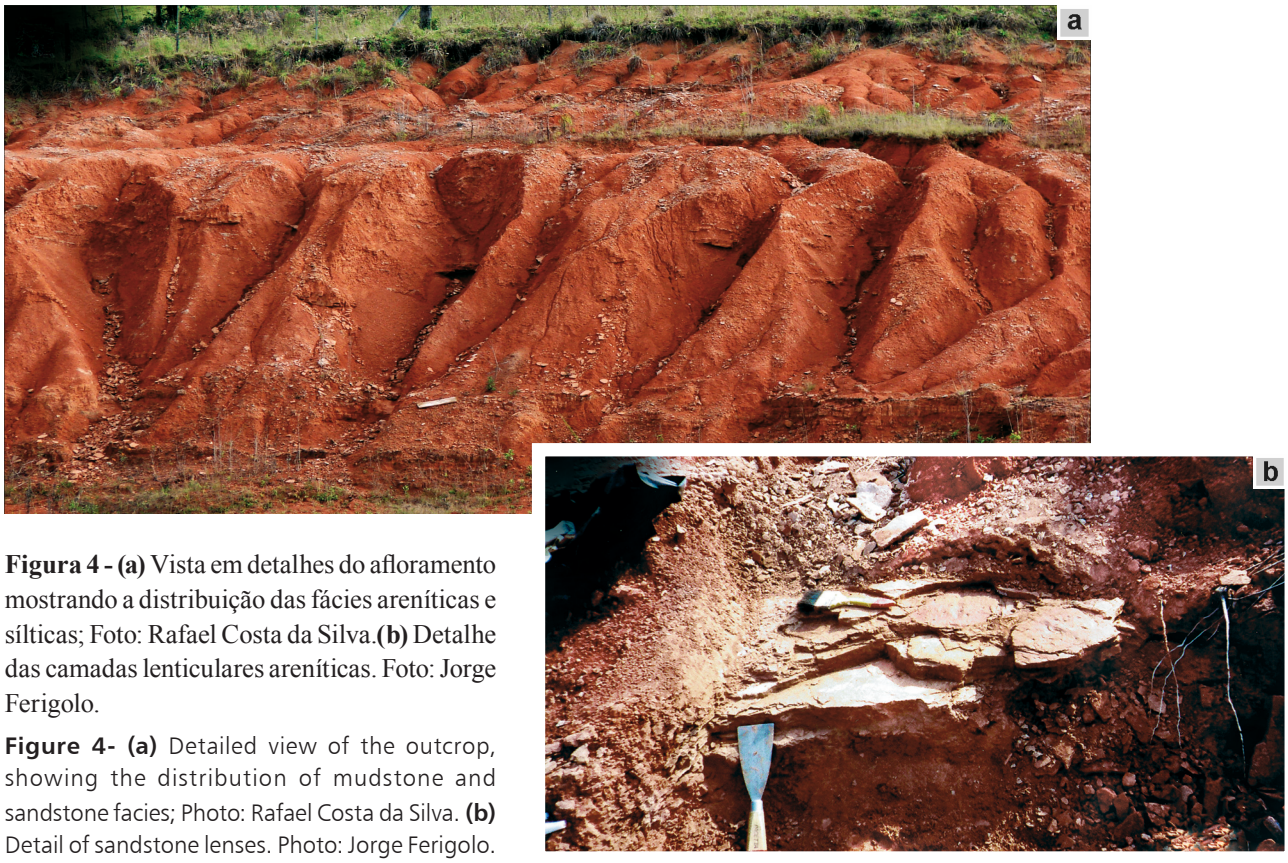


Figura 4 - (a) Vista em detalhes do afloramento mostrando a distribuição das fácies areníticas e sílticas; Foto: Rafael Costa da Silva.**(b)** Detalhe das camadas lenticulares areníticas. Foto: Jorge Ferigolo.

Figure 4- (a) Detailed view of the outcrop, showing the distribution of mudstone and sandstone facies; Photo: Rafael Costa da Silva. **(b)** Detail of sandstone lenses. Photo: Jorge Ferigolo.

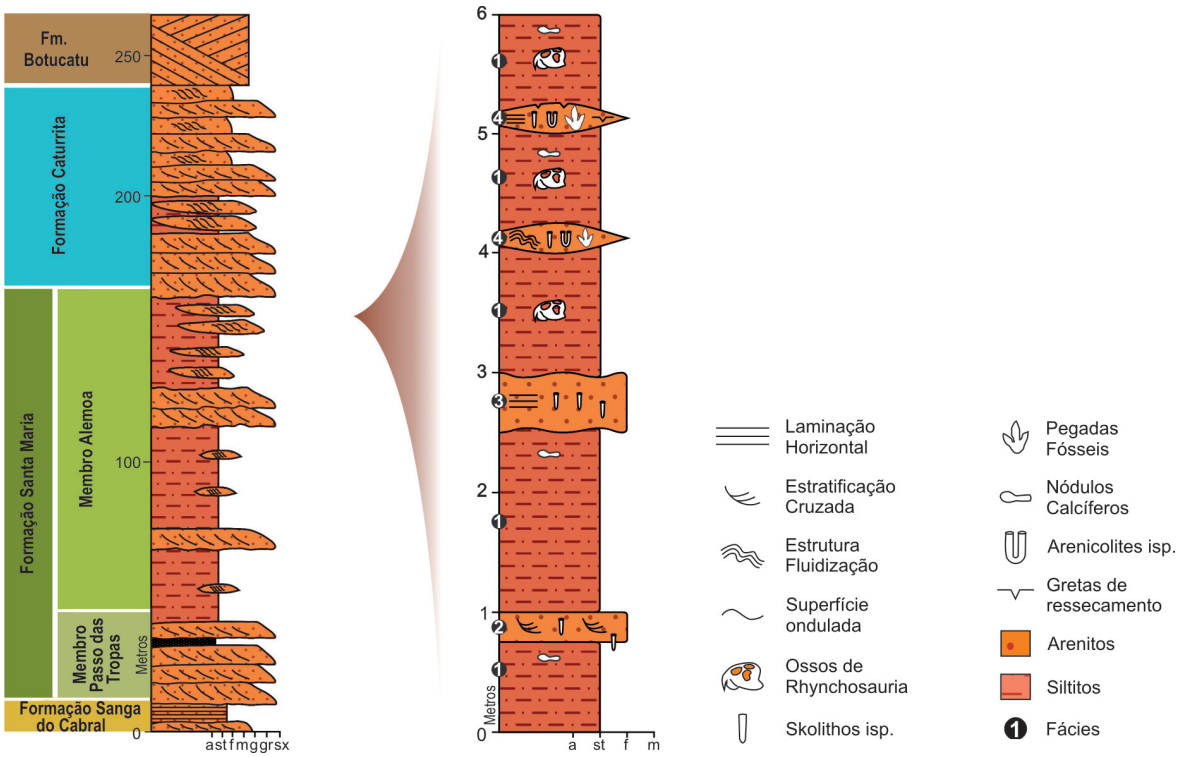


Figura 5 - Seção composta das formações Santa Maria e Caturrita (Triássico, Bacia do Paraná) e seção detalhada do Sítio Predebon.

Figure 5 - Compound section of the Santa Maria and Caturrita formations and detailed section of Predebon outcrop.

As Pegadas Fósseis do Sítio Predebon

Segundo Silva *et al*. (2007; 2008a; 2008b; 2008c), nove morfotipos de pegadas fósseis foram descritos para o Sítio Predebon: *Rhynchosauroides* isp., *Rhynchosauroides retroversipes, Rhynchosauroides*? isp., Marcas de arraste de autopódios, *Dicynodontipus* isp., *Dicynodontipus protherioides*, Pegadas teromorfóides *Incertae sedis*, pegadas de dinossauros indet. e *Grallator*? isp.

O produtor de *Rhynchosauroides retroversipes* (Fig. 6) corresponde a um tetrápode lacertóide, quadrúpede, com autopódios de padrão primitivo, postura espraiada e cauda longa; os pés são rotacionados posteriormente e lateralmente (Silva *et al*., 2008b). Com características arborícolas, este animal teria uma locomoção pouco eficiente no chão, embora pudesse atingir maiores velocidades em curtas distâncias com postura bípede. O conjunto das pegadas estudadas, incluindo *Rhynchosauroides retroversipes*, *Rhynchosauroides* isp., pegadas de semi-natação e *Rhynchosauroides*? isp., pode ser atribuído a animais lacertóides, possivelmente esfenodontídeos, cujos esqueletos são encontrados na Formação Caturrita, sobreposta à Formação Santa Maria.

O produtor de *Dicynodontipus protherioides* corresponde a um animal quadrúpede, cursorial, com andar alternado, mas pouca flexão lateral da coluna vertebral; a postura era semi-ereta e os autopódios palmígrados/plantígrados a semipalmígrados/semi-plantígrados, sem garras longas e agudas e com almofadas falangeais e plantares/palmares. As pistas foram produzidas com andar caminhado e com a cauda tocando o chão (Silva *et al*., 2008c). As pegadas estudadas, incluindo *Dicynodontipus protherioides* e *Dicynodontipus* isp., podem ser atribuídas a cinodontes avançados de pequeno porte, possivelmente tritelodontídeos, cujos esqueletos são encontrados nas formações Santa Maria e Caturrita. As pegadas identificadas como pegadas de dinossauros indet. e *Grallator*? isp. são atribuídas a dinossauros basais. Os gêneros *Staurikosaurus*, *Saturnalia* e *Sacisaurus*, conhecidos em rochas da sequência Alemoa-Caturrita, seriam próximos morfologicamente do animal produtor das pegadas (Silva *et al*., 2008a).

Detalhes morfológicos permitiram conhecer características comportamentais dos animais produtores dos icnitos, como a atividade de natação, o possível bipedalismo ocasional e o hábito escalador em *Rhynchosauroides retroversipes*, além do andar alternado e com arraste da cauda, típicos de amniotas basais, em cinodontes não-mamalianos produtores de *Dicynodontipus protherioides*. A preservação das pegadas do Afloramento Predebon (Formação Santa Maria) foi influenciada pela presença e espessura de uma lâmina d'água durante a sua produção e pela exposição subaérea posterior, sendo classificadas em cinco categorias: pegadas subaquáticas, pegadas



Figura 6 - Reconstituição do animal produtor das pegadas *Rhynchosauroides retroversipes*, Sítio Predebon, RS. Ilustração: Renata Cunha.

Figure 6 - Reconstruction of the trackmaker of *Rhynchosauroides retroversipes*¸ Sítio Predebon, RS. Drawing: Renata Cunha.

semi-aquáticas, pegadas semi-terrestres, pegadas em substrato encharcado e pegadas em substrato úmido (Silva *et al*., 2007). O grau de exposição subaérea aumenta da primeira para a última. As pegadas em substrato encharcado e úmido proporcionaram a melhor preservação. A presença de pequenos canais temporários em clima sazonal, onde as pegadas foram produzidas, implica em regiões com lâmina d'água mais profunda, na parte central do canal, e outras mais rasas, nas margens, ambas sujeitas a um ressecamento gradativo. As regiões mais profundas poderiam ter gerado as pegadas subaquáticas e semi-aquáticas, ao passo que aquelas mais próximas às margens e mais sujeitas à exposição subaérea teriam originado as demais formas preservacionais. Esses dados constituem a base para a reconstituição da forma dos animais produtores das pegadas, seus hábitos e relação com o ambiente em que viviam (Fig. 7).

SINOPSE SOBRE A ORIGEM, EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E IMPORTÂNCIA DO SÍTIO

Durante o Triássico desenvolveram-se sistemas deposicionais continentais na porção sul da Bacia do Paraná, deixando como registro o Grupo Rosário do Sul (*sensu* Andreis *et al*., 1980). Uma importante biocenose instalou-se na região, tendo sido preservados principalmente registros de vertebrados e coníferas (*e.g.* Holz & De Ros, 2000). Posteriormente, os primeiros movimentos relacionados à fragmentação do Gondwana causaram a elevação de partes da bacia, levando a um estágio erosivo que continuou até a metade do Jurássico (Milani *et al*., 1994).

Dentre os sítios com registros de pegadas fósseis conhecidos na Bacia do Paraná, o Sítio Predebon apresenta a melhor qualidade de preservação e também a maior diversidade (Silva *et al*., 2007; 2008a; 2008b; 2008c). As icnoespécies *Rhynchosauroides retroversipes* e *Dicynodontipus protherioides*, descritas a partir de espécimes deste afloramento, eram até então inéditas para a ciência, e não são conhecidas em nenhuma outra localidade. As ocorrências de pegadas de dinossauros da Formação Santa Maria constituem às únicas do Triássico do Rio Grande do Sul e correspondem às mais antigas do Brasil.

A associação de diversos tipos morfológicos de pegadas em um mesmo afloramento da Formação Santa Maria possibilitou a identificação de uma icnocenose complexa, formada por pelo menos dois tipos de esfenodontídeos, cinodontes e dinossauros, mostrando uma composição paleofaunística diferente daquela conhecida para o topo do Membro Alemoa através dos esqueletos fossilizados. Curiosamente, esta icnocenose evidencia a presença de uma paleofauna similar àquela encontrada na Formação Caturrita, mostrando que os icnofósseis podem antecipar o registro dos grupos em relação aos fósseis corpóreos (*e.g.* Lockley, 1991; Sarjeant, 1988) e complementar as informações fornecidas por eles.

Entretanto, ainda restam questões em aberto e lacunas a serem preenchidas, e há a necessidade da continuidade dos estudos e descoberta de novos espécimes para que um conhecimento mais completo das icnocenoses do Sul do Brasil seja possível. Há a possibilidade de se encontrar novos icnitos da Formação Santa Maria não apenas no Afloramento Predebon, mas também em outros sítios faciologicamente similares que ocorrem na mesma região, embora prospecções anteriores tenham apresentado resultados negativos.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

No ano de 2009, a CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais) – Serviço Geológico do Brasil, realizou o mapeamento geológico da região da Quarta Colônia na escala 1:100.000 e o inventário dos geossítios potenciais da região. Durante este trabalho o Sítio Predebon foi enquadrado como geossítio de relevância nacional com possível utilização científica e pedagógica. Além disso, o sítio foi considerado de fragilidade elevada e alto risco de degradação devido às atividades agropecuárias realizadas no entorno e à retirada de material de empréstimo. No entanto, as perspectivas de conservação dos geossítios

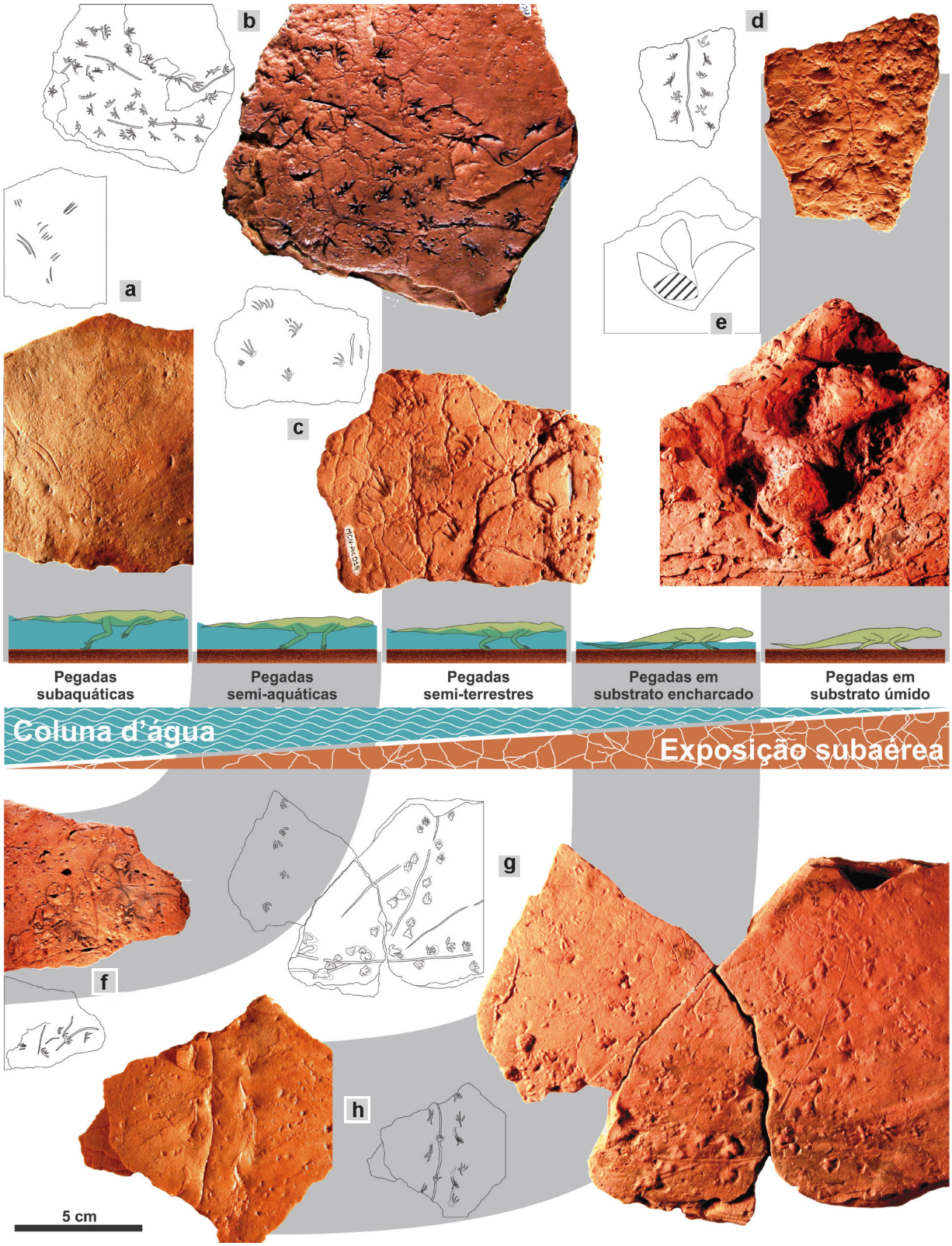


Figura 7 - Relação entre a preservação das pegadas fósseis do Sítio Predebon, o conteúdo de água na ocasião da sua geração e a posterior exposição subaérea. **(a, f)** pegadas de natação de esfenodontes; **(b, c, d, h)** pegadas de esfenodontes; **(e)** pegada de dinossauro; **(g)** pegadas de cinodontes. Fotos: Rafael Costa da Silva.

Figure 7 - Relationship between the preservation of the tracks from the Predebon Site, the water content of the substrate when the tracks were produced and subsequent subaerial exposure. **(a, f)** swimming traces of sphenodontians; **(b, c, d, h)** sphenodontian footprints; **(e)** dinosaur footprint; **(g)** cinodont footprints. Photos: Rafael Costa da Silva.

da região são bastante encorajadoras. Além disso, o Sítio Predebon está estável há pelo menos 10 anos e sua situação preservacional é muito melhor do que muitos dos sítios triássicos do Rio Grande do Sul, que costumam apresentar níveis consideráveis de intemperismo.

As comunidades locais estão mobilizadas através do Consórcio de Desenvolvimento Sustentável da Quarta Colônia (CONDESUS Quarta Colônia) no sentido de desenvolverem um parque paleontológico, com um centro de pesquisas (Centro de Apoio à Pesquisa Paleontológica - CAPPA) e três unidades museológicas em sítios fossilíferos importantes. O primeiro módulo do CAPPA, situado em São João do Polêsine, já foi construído e inaugurado. Além disso, com base na proposta de criação do Geoparque Quarta Colônia apresentada pela CPRM, o CONDESUS Quarta Colônia pretende elaborar dossiê de candidatura à UNESCO, visando sua aprovação para a Rede Global de Geoparques sob os auspícios desse organismo internacional.

De acordo com os critérios estabelecidos pela UNESCO para a criação de geoparques, a Quarta Colônia cumpre com os pré-requisitos básicos. Entre eles, destaca-se (i) a presença de relevantes sitios paleontológicos de importância científica e pedagógica, (ii) potencial para o desenvolvimento sustentável das comunidades locais através do geoturismo e (iii) existência de infra-estrutura que possibilitará a criação de mecanismos dirigidos à preservação do seu rico patrimônio geológico. Não menos importante é o envolvimento das comunidades locais que, através do CONDESUS Quarta Colônia, vêm realizando uma série de iniciativas relevantes, demonstrando seu grande interesse na consolidação do Geoparque.

O CONDESUS Quarta Colônia, entidade jurídica de direito privado sem fins lucrativos, tem entre seus princípios básicos: a) conservação da biodiversidade do ecossistema; b) promover o desenvolvimento sustentado em suas áreas de abrangência; c) promover a pesquisa científica, educação e monitoramento permanente.

Com a implementação do parque paleontológico, uma das prioridades do CONDESUS será a criação de mecanismos para conservação dos sítios mais ameaçados, tais como o Sítio Predebon.

Durante os anos de atuação do CONDESUS se destacam importantes projetos de pesquisa e levantamento do patrimônio natural e cultural da Quarta Colônia, tais como Inventário de Flora e Fauna e Levantamento das Edificações de Interesse Histórico.

REFERÊNCIAS

Andreis, R.R.; Bossi, G.E.; Montardo, D.K. 1980. O Grupo Rosário do Sul (Triássico) no Rio Grande do Sul - Brasil. *Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia*, vol. 2. SBG, Camboriú, p. 659–673.

Azevedo, S.A.K.; Rosa, Á.A.; Kellner, A.W.A.; Schultz, C.L.; Carvalho, L.B.; Boelter, R.; Leal, L.A. 1999. Sitio Polesine, uma nova localidade fossilífera para o Neotriássico do Rio Grande do Sul, Brasil. Boletim de Resumos do XVI Congresso Brasileiro de Paleontologia, vol. 1. SBP, Crato, p. 22–23.

Faccini, U.F. 1989. O Permo-Triássico do Rio Grande do Sul. Uma análise sob o ponto de vista das seqüências deposicionais. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil. 121 pp.

Fonseca, M.M.; Scherer, C.M.S. 1998. The Meso and Late Triassic of Southbrazilian Gondwanaland: a process-oriented analysis and the fluvial deposits. *Hallesches Jahrbuch fur Geowissenschaften*, **B**(5), 51–52.

Holz, M.; De Ros, L.F. (ed.). 2000. *Paleontologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: CIGO/UFRGS. 398 p.

Langer, M.C. 2005. Studies on continental Late Triassic tetrapod biochronology. I. The type locality of *Saturnalia tupiniquim* and the faunal succession in south Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 19:205–218.

Lockley, M.G. 1991. *Tracking Dinosaurs*. Cambridge: University Press, 238 p.

Lucas, S.G. 1998. Global Triassic tetrapod biostratigraphy and biochronology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **143**(4):347–384.

Lucas, S.G. 2001. Age and correlation of Triassic tetrapod assemblages from Brazil. *Albertiana*, 26:13–20.

Lucas, S.G.; Heckert, A.B. 2002. The Hyperodapedon Biochron, Late Triassic of Pangea. *Albertiana*, 27:30–38.

Milani, E.J. 2002. Geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental e a evolução geológica da Bacia do Paraná. In: Holz, M.; De Ros, L.F. (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul*. UFRGS/Instituto de Geociências - CIGO, Porto Alegre, pp. 275–302.

Milani, E.J.; França, A.B.; Schneider, R.L. 1994. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, 8(1):69–82.

Netto, R.G. 2007. *Skolithos*-dominated piperock in non-marine environments: An example from the Triassic Caturrita Formation, southern Brazil. In: Bromley, R.G., Buatois, L.A., Mángano, M.G., Genise, J.F. and Melchor, R.N.. (Org.). *Sediment-Organism Interactions: a Multifaceted Ichnology - SEPM Special Publication*. Tulsa: SEPM, v. 88, p. 109-121.

Rubert, R.R.; Schultz, C.L. 2004. Um novo horizonte de correlação para o Triássico Superior do Rio Grande do Sul. Pesquisas em Geociências, 31:71–88.

Sarjeant, W.A.S. 1988. Fossil vertebrate footprints. Geology Today, London, 4(4):125-130.

Scherer, C.M.S.; Faccini, U.F.; Lavina, E.L. 2000. Arcabouço estratigráfico do Mesozóico da Bacia do Paraná. In: Holz, M.; De Ros, L.F. (Eds.), Geologia do Rio Grande do Sul. UFRGS/Instituto de Geociências - CIGO, Porto Alegre, pp. 335–354.

Schneider, R.L.; Mülmann, H.; Tommasi, E.; Medeiros, R.A.; Daemon, R.F.; Nogueira, A.A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, vol. 1. SBG, Porto Alegre, pp. 41–65.

Schultz, C.L.; Scherer, C.M.S.; Barberena, M.C. 2000. Biostratigraphy of Southern Brazilian Middle--Upper Triassic. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(3):495–498.

Silva, R.C.; Carvalho, I.S.; Fernandes, A.C.S.; Ferigolo, J. 2007. Preservação e contexto paleoambiental das pegadas de tetrápodes da Formação Santa Maria (Triássico Superior) do Sul do Brasil. In: I.S. Carvalho, R.C.T. Cassab, C. Schwanke, M.A. Carvalho, A.C.S. Fernandes, M.A.C. Rodrigues, M.S.S. Carvalho, M. Arai e M.E.Q. Oliveira (eds.), *Paleontologia: Cenários da Vida*. Editora Interciência, Rio de Janeiro 1: 525-532.

Silva, R.C.; Carvalho, I.S.; Fernandes, A.C.S. 2008a. Pegadas de dinossauros do Triássico (Formação Santa Maria) do Brasil. *Ameghiniana*, **45**(4):783-790.

Silva, R.C.; Ferigolo, F.; Carvalho, I.S.; Fernandes, A.C.S. 2008b. Lacertoid footprints from the Upper Triassic (Santa Maria Formation) of Southern Brazil. Palaeogeography, *Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **262**(3-4):140-156.

Silva, R.C.; Carvalho, I.S.; Fernandes, A.C.S.; Ferigolo, J. 2008c. Pegadas teromorfóides do Triássico Superior (Formação Santa Maria) do Sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**(1):100-115.

Zerfass, H. 2007. *Geologia da Folha Agudo*, SH.22-V-C-V. (Cartas, mapas ou similares/Mapa).

Zerfass, H., Lavina, E.L., Schultz, C.L., Garcia, A.G.V., Faccini, U.F.; Chemale Jr., F. 2003. Sequence stratigraphy of continental Triassic strata of southernmost Brazil: a contribution to Southwestern Gondwana palaeogeography and palaeoclimate. *Sedimentary Geology*, 161: 85-105.

* Publicado na Internet em 26/01/2011 no endereço http://www.unb.br/ig/sigep/sitio045/sitio045.pdf

[1] CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – Serviço Geológico do Brasil, Departamento de Geologia, Divisão de Paleontologia, Rio de Janeiro, RJ

[2] CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de Porto Alegre, Porto Alegre, RS

[3] Petróleo Brasileiro S/A – Universidade Petrobras, Escola de Ciência e Tecnologia do E&P, Rio de Janeiro, RJ

[a] rafael.costa@cprm.gov.br, paleoicno@yahoo.com.br ; [b] michel.godoy@cprm.gov.br ; [c] raquel.binotto@cprm.gov.br ; [d] henrique.zerfass@petrobras.com.br



RAFAEL COSTA DA SILVA

Possui graduação (Bacharelado e Licenciatura) em Ciências Biológicas pela Universidade Federal do Paraná (2001), mestrado em Ciências Biológicas (Zoologia) pelo Museu Nacional, Universidade Federal do Rio de Janeiro (2004) e doutorado pelo Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro (2008). Tem experiência nas áreas de Paleontologia e Zoologia, atuando principalmente em Paleozoologia e Icnologia de Vertebrados e Invertebrados. Atualmente é Paleontólogo da Divisão de Paleontologia, Departamento de Geologia, da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM - Serviço Geológico do Brasil.



MICHEL MARQUES GODOY

Geólogo graduado pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul em 2005; possui curso técnico em hidrologia pelo Instituto de Pesquisas Hidráulicas/UFRGS em 1999. Possui experiência na área de geologia ambiental, tendo atuado em projetos de investigação e remediação de áreas contaminadas por hidrocarbonetos. Ingressou na CPRM no ano de 2008, e atualmente executa atividades de mapeamento geológico básico e inventariação do patrimônio geológico na Gerência de Recursos Minerais da Superintendência Regional de Porto Alegre do Serviço Geológico do Brasil (CPRM).



RAQUEL BARROS BINOTTO

Geóloga graduada pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul em 1993; pós-graduada ao nível de Mestrado em 1997 pelo Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Minas, Metalúrgica e dos Materiais da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, com ênfase em contaminação de águas subterrâneas, e ao nível de especialização (Saneamento e Engenharia Ambiental de Obras Civis) em 2000, possui larga experiência profissional na área de recursos hídricos e ambiental, tendo atuado no órgão ambiental do estado do Rio Grande do Sul (FEPAM/RS). Atualmente, executa atividades de pesquisa/desenvolvimento na área de Geologia/Geoprocessamento na Gerência de Relações Institucionais e Desenvolvimento da Superintendência Regional de Porto Alegre do Serviço Geológico do Brasil (CPRM).



HENRIQUE ZERFASS

Realizou a graduação em Geologia pela Universidade do Vale do Rio dos Sinos (1998) e doutorado pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (2003). Suas principais áreas de atuação são Tectônica de Bacias, Geologia Estrutural e Estratigrafia. Trabalhou no Serviço Geológico do Brasil (CPRM), Superintendência Regional de Porto Alegre, de 2004 a 2008, tendo-se dedicado a atividades de mapeamento geológico em projetos do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos. Desde 2008 é Geólogo da Petrobras - Universidade Petrobras, Escola de Ciência e Tecnologia do E&P.

SIGEP 045 - SÍTIO FOSSILÍFERO PREDEBON, QUARTA COLÔNIA, RS

PROPOSTA DA ÁREA DE PROTEÇÃO



VÉRTICE	COORDENADAS GEOGRÁFICAS	
1	29°38'28,05"S	53°26'47,71"W
2	29°38'27,58"S	53°26'49,54"W
3	29°38'28,01"S	53°26'50,40"W
4	29°38'28,21"S	53°26'52,46"W
5	29°38'29,19"S	53°26'53,74"W

VÉRTICE	COORDENADAS GEOGRÁFICAS	
6	29°38'30,85"S	53°26'54,65"W
7	29°38'31,43"S	53°26'53,85"W
8	29°38'32,94"S	53°26'50,09"W
9	29°38'32,46"S	53°26'48,21"W

Polígono da área de proteção proposto por: Rafael Costa da Silva (rafael.costa@cprm.gov.br); Michel Marques Godoy (michel.godoy@cprm.gov.br); Raquel Barros Binotto (raquel.binotto@cprm.gov.br); Henrique Zerfass (henrique.zerfass@petrobras.com.br)

Data da proposta:15/01/2012

Parte

6 Sítios Sedimentológicos



Guaritas do Camaquã, RS

Exuberante cenário com formações geológicas de grande interesse didático e turístico

SIGEP 076*

Paulo Sérgio Gomes Paim[1a]
Claus Fallgatter[1b]
Ariane Santos da Silveira[1c]

Resumo - As Guaritas do Camaquã compreendem belas feições geomorfológicas na forma de morros escarpados que, em conjunto, definem uma aparência ruiniforme. Essa paisagem deriva da erosão diferencial ao longo de sistemas de fraturas, aproximadamente ortogonais entre si, que recortam arenitos e conglomerados horizontalizados e avermelhados. A alteração química e biológica, intensificada ao longo das zonas mais permeáveis definidas pelas fraturas, facilitou e orientou a erosão dominantemente pluvial e, assim, o desenvolvimento do aspecto ruiniforme. A sucessão sedimentar que aflora no sítio compreende as aloformações Pedra Pintada e Varzinha (Alogrupo Guaritas), depositadas durante o Cambriano no interior do Rifte Guaritas, o qual representa o último estágio de evolução da Bacia do Camaquã. O sítio abarca quatro regiões contíguas, com geomorfologia ruiniforme bem desenvolvida. Em duas destas áreas (Pedra Pintada e Pedra da Arara), os morros compreendem arenitos de origem dominantemente eólica (Aloformação Pedra Pintada) recobertos, em discordância erosiva, por arenitos e conglomerados aluviais (Aloformação Varzinha). Nas demais regiões (Pedra das Guaritas e Capão do Cedro) afloram arenitos e, secundariamente, conglomerados fluviais da Aloformação Varzinha. Atualmente, a área não sofre grandes impactos, sendo utilizada apenas para a criação de gado de corte e ovinocultura. Nesse sentido, a implantação de um parque pode provocar algum impacto ambiental devido ao incremento no tráfego de pessoas. Por outro lado, fomentaria a economia da região com um aumento na diversidade de uso da terra e na intensidade das atividades de turismo na área cujo entorno inclui outras localidades que possuem também bom potencial turístico (e.g. Minas do Camaquã, Serra do Segredo).

Palavras-chave: Guaritas; ruiniforme; sedimentologia; Bacia do Camaquã; Cambriano

Guaritas of Camaquã, State of Rio Grande do Sul – An exuberant geomorphological and sedimentological scenario

Abstract - The Guaritas of Camaquã region presents an exuberant ruiniform landscape defined by abundant, steep sided inselbergs related to the erosion of flat lying red beds. This scenario is due to a prevailing pluvial erosion taking place mostly along two almost orthogonal fracture sets where chemical and biological rock alteration is favored. The exposed sedimentary succession records the last stage of the Camaquã Basin tectonic evolution (Guaritas Rift) and comprises the Pedra Pintada and Varzinha alloformations of the Cambrian Guaritas Allogroup. The Guaritas of Camaquã site covers four regions where ruiniform morphology is well-developed. In two areas (Pedra Pintada and Pedra da Arara), the inselbergs comprise eolian sandstone (Pedra Pintada Alloformation) that is unconformably overlain by alluvial sandstone and conglomerate. In the other two regions (Pedra das Guaritas and Capão do Cedro) only sandstone and conglomerate of the Varzinha Alloformation are exposed. Currently, this region is not seriously impacted by human activities as it is used only for cattle and sheep breeding. If the risks of degradation due to a more intense visitation are foreseen, the creation of a park could enhance and diversify local and regional economy through an increment on the tourism activities in the site region as well as in some nearby areas, such as the Camaquã Mine and the Segredo Hill areas.

Key words: Guaritas; ruiniform landscape; inselberg; Camaquã basin; Cambrian

INTRODUÇÃO

O Sítio Guaritas do Camaquã apresenta um exuberante cenário paisagístico repleto de recursos naturais, o que o torna um dos lugares mais espetaculares do Rio Grande do Sul (Fig. 1). As formas de relevo se caracterizam por morros isolados com aspecto de ruínas, esculpidos por processos erosivos, formando grutas e abrigos, utilizados como guaritas, casamatas e de lugar para guarda e emboscadas durante a Revolução Farroupilha, daí advindo o nome "Pedras das Guaritas".

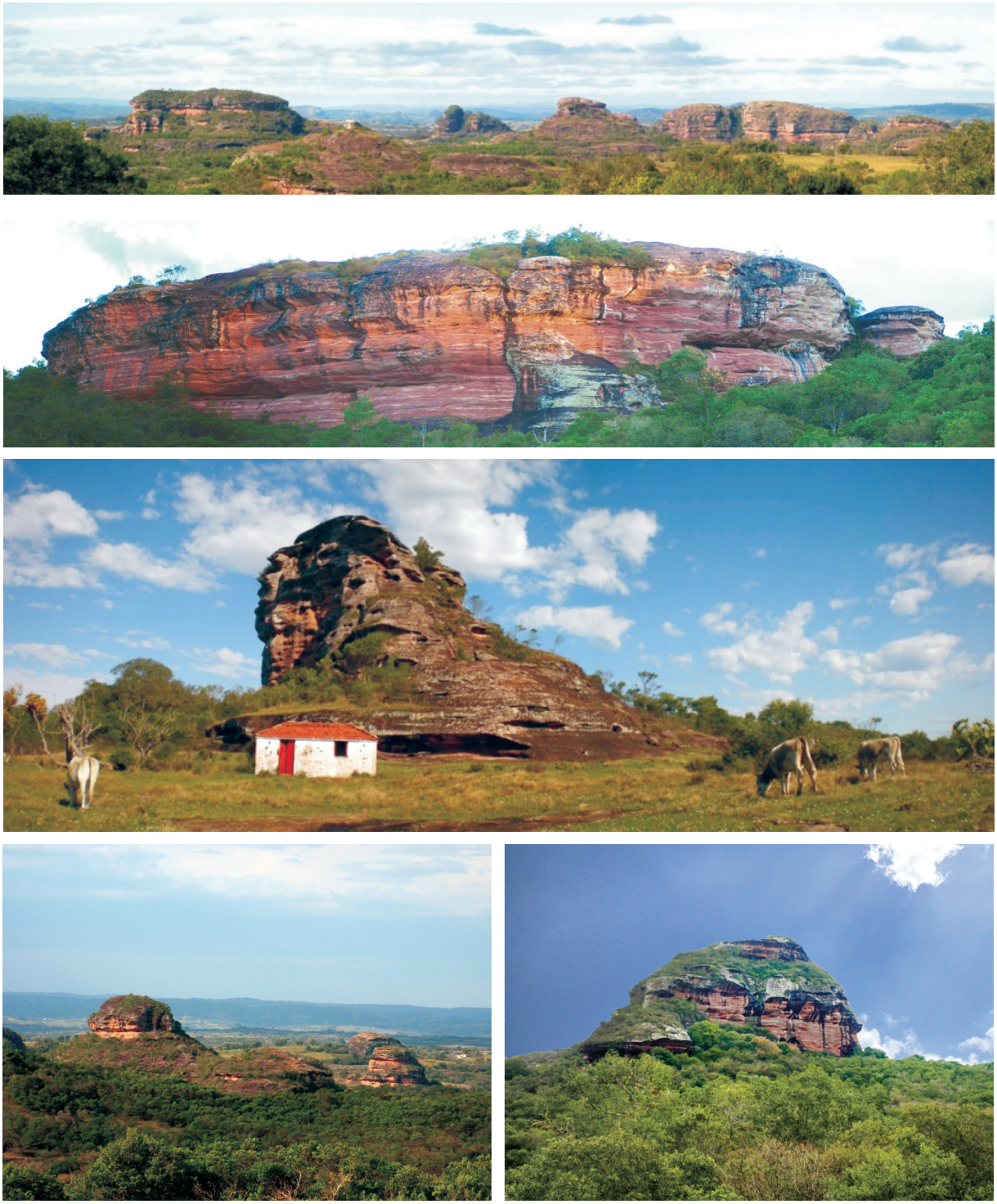


Figura 1 - Região das Guaritas do Camaquã, uma área caracterizada pela morfologia ruiniforme, com morros testemunhos associados, produzida pela erosão diferencial ao longo de fraturas que cortam rochas sedimentares horizontais de tonalidade avermelhada. Fotos: Claus Fallgatter.

Figure 1 - Guaritas of Camaquã, a ruiniform landscape with associated inselbergs derived from the enhanced erosion along fractures that crosscut flat-lying red beds. Photos: Claus Fallgatter.

Além disso, as paredes escarpadas dos morros inibem a vegetação e, assim, mostram imponentes exposições de rochas derivadas de depósitos sedimentares que registram didaticamente a história geológica da área cerca de 500 milhões de anos atrás. No decorrer da deposição, a paisagem da região incluiu desertos arenosos com imensos campos de dunas, por vezes inundados por lagos rasos, e planícies aluviais e lagos rasos que substituíram os campos de dunas em função de uma importante mudança climática.

Portanto, a região das Guaritas do Camaquã conjuga uma riqueza cênica ímpar, elementos históricos e culturais valiosos e exposições que reportam, de forma detalhada, a evolução paleogeográfica da área. Se bem explorados, esses aspectos podem produzir um incremento nas atividades turísticas na região, inclusive como área de divulgação científica devido a excelência de suas exposições. Acredita-se que um aumento ordenado na atividade turística traga repercussões positivas na pujança e diversidade da economia local, essa seriamente abalada com a diminuição na atividade mineira que ocorreu no decorrer da década de 90 do século passado.

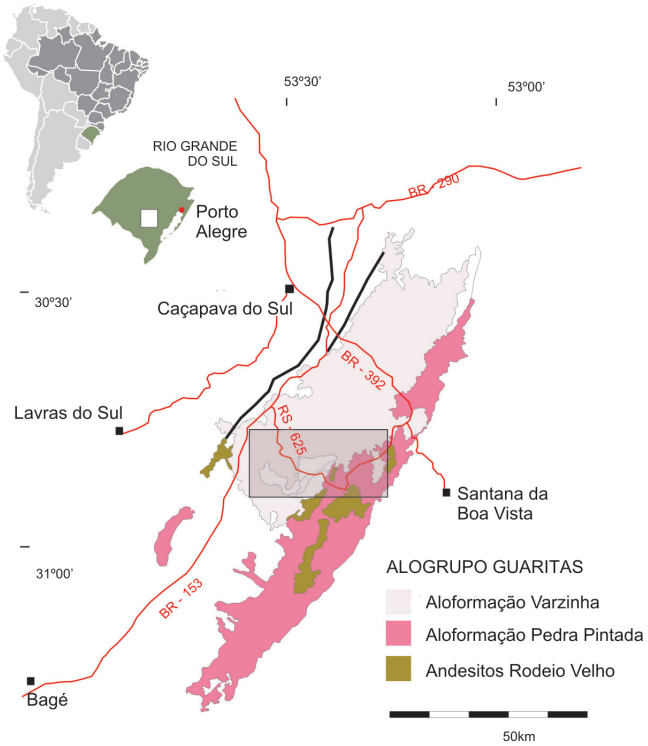


Figura 2 - Localização e mapa geológico do rifte Guaritas (modificado de Paim *et al*. 2000). O retângulo em destaque situa o Sítio Guaritas do Camaquã e corresponde, aproximadamente, à área mostrada na Fig. 3.

Figure 2 - Location and general geology of the Guaritas rift (modified from Paim *et al*. 2000). The rectangle in the map locates the Guaritas of Camaquã site and is roughly equivalent to the area shown in Fig. 3.

LOCALIZAÇÃO

A região das Guaritas do Camaquã situa-se no Município de Caçapava do Sul, a norte do Rio Camaquã (de onde advém seu nome), na porção central do Estado do Rio Grande do Sul e a cerca de 300 km de Porto Alegre (Fig. 2). Sua posição central é, aproximadamente, definida pelas coordenadas 30°50'43''S e 53°29'57''W. O acesso à área, a partir do Porto Alegre, é feito pela BR-290, no sentido oeste, até o entroncamento com a BR-153, de onde se segue em direção sul até a entrada para as Minas do Camaquã, na RS 625. A partir deste ponto, são então percorridos aproximadamente 11 km em estrada de terra até a região do Sítio (retângulo na Fig. 2).

As melhores exposições ocorrem nas localidades de Capão do Cedro, Pedra das Guaritas, Pedra Pintada e Pedra da Arara. Como mostrado na Fig. 3, o sítio é cortado por estradas vicinais que propiciam um deslocamento relativamente fácil no seu interior, pois com clima seco essas vias, não pavimentadas, apresentam boas condições de uso. Condições climáticas adversas (chuvas intensas), no entanto, podem tornar o acesso e o tráfego temporariamente precário. Nesse sentido, o clima no Rio Grande do Sul é subtropical (mesotérmico úmido), com temperatura média de 21°C, inverno frio (eventuais geadas) e verão quente e precipitação variando entre 1000 e 2000 mm bem distribuídos ao longo do ano (SEPLAG, 2010).

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Contexto Geológico

Paim *et al*. (2000) descreveram a Bacia do Camaquã como um *locus* deposicional que se manteve ativo entre o Ediacarano e o Ordoviciano. Durante este intervalo, quatro episódios tectono-sedimentares maiores (formação, preenchimento e deformação de bacias) tiveram lugar e ficaram registrados como unidades estratigráficas de grande hierarquia (escala de grupos ou alogrupo, como adotado pelos autores supramencionados) limitadas entre si por discordâncias angulares. As descontinuidades que limitam os alogrupos representam sucessivos episódios de deformação, soerguimento e erosão (gênese das discordâncias angulares) que foram seguidos pela retomada da subsidência, atividade magmática e acumulação sedimentar (deposição dos alogrupos). Nesse sentido, o Alogrupo Guaritas, ao qual pertencem as rochas sedimentares aflorantes no Sítio Guaritas do Camaquã, representa o preenchimento de uma estrutura tectônica extensional originada durante o último estágio evolutivo da Bacia do Camaquã (Rifte Guaritas).

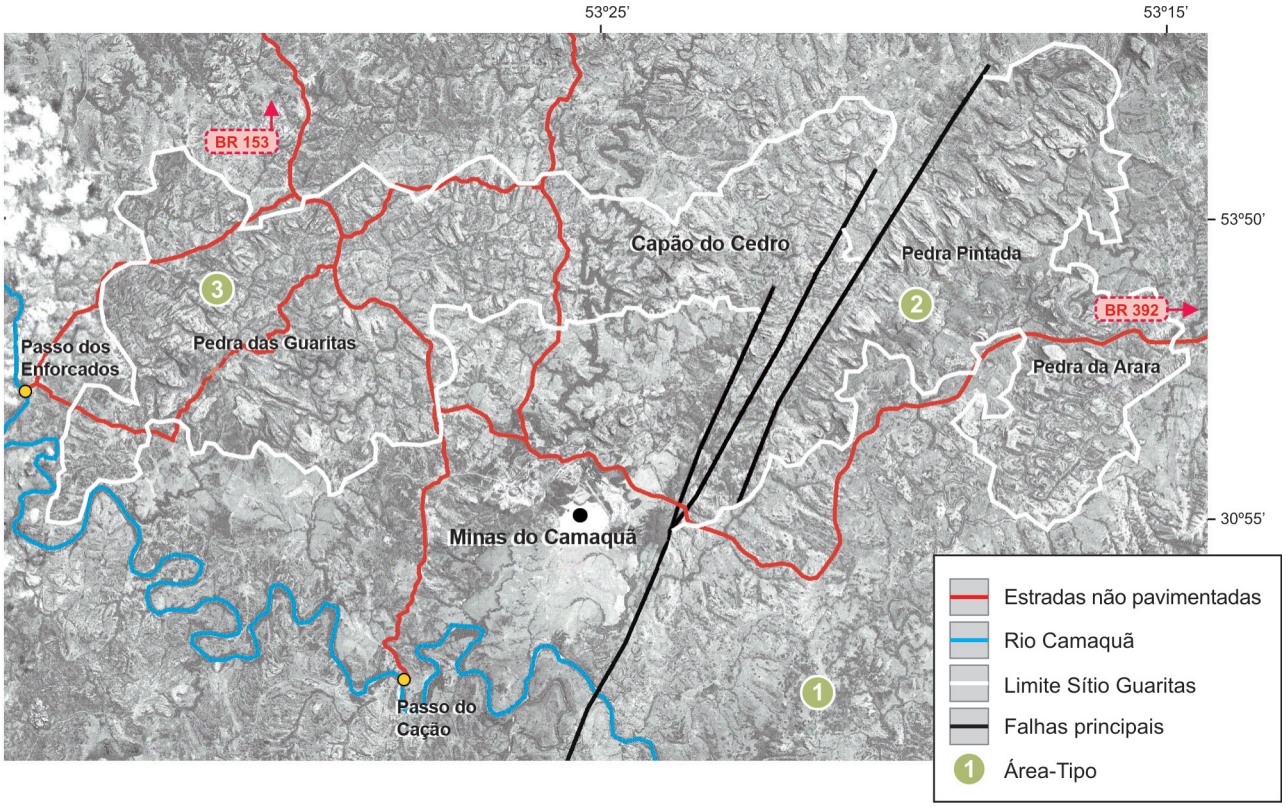


Figura 3 - Sítio Guaritas do Camaquã (ver localização na Fig. 2): limites, rede de estradas vicinais e localização das regiões citadas no texto. 1, 2 e 3 – ver coordenadas na Fig. 4. Imagem: Google Earth™ serviço de mapa.

Figure 3 - Guaritas of Camaquã site (see location In Fig. 2): boundaries, network of roads and location of regions quoted in the text. 1, 2 e 3 - See geodetic coordinates in Fig. 4.

Na literatura geológica clássica, que versa sobre o tema, esta feição tectônica é vinculada, de forma explícita ou implícita, ao colapso orogênico que caracterizaria o final do Ciclo Brasiliano no RS (Almeida *et al*. 1976, 1981; Fragoso César *et al*. 1982, 1984; Jost 1984; Beckel 1992; Gresse *et al*. 1996; Paim *et al*. 2000). Mais recentemente, no entanto, vêm surgindo propostas alternativas desvinculando a formação deste rifte da orogenia Brasiliana (Fragoso *et al*. 2003; Almeida 2005, Almeida *et al*. 2009), por vezes, inclusive associando-o à formação da Bacia do Paraná (Fragoso *et al*. 1999; Lopes *et al*. 1999).

O Alogrupo Guaritas (Paim *et al*. 2000), com cerca de 800 m de espessura, ocorre em discordância angular sobre o Alogrupo Santa Bárbara. Não obstante pequenas divergências, o Alogrupo Guaritas equivale à Formação Guaritas de Robertson (1966), incluindo a área situada a oeste das Minas do Camaquã, inicialmente correlacionada por Ribeiro *et al*. (1966) à Formação Santa Bárbara. O Alogrupo Guaritas compreende duas unidades limitadas entre si por uma importante discordância erosiva que ocorre ao longo de toda a bacia, recobrindo a Aloformação Pedra Pintada e sendo recoberta pela Aloformação Varzinha (Fig. 4).

A Aloformação Pedra Pintada possui aproximadamente 200 m de espessura. Esta unidade inclui um espesso intervalo basal (70 m de espessura) onde dominam rochas magmáticas máficas (Membro Rodeio Velho de Ribeiro *et al*., 1966). Apesar de descritas como intrusivas por alguns autores (*e.g.* Silva Filho *et al*., 1996; Fragoso-César *et al*., 1999; Almeida 2005), entendemos, de forma similar a outros autores (e.g. Lopes *et al*., 1996, 1999; Almeida *et al*., 2000; Lima *et al.,* 2002; Wildner *et al*., 1997, 2002), que essa sucessão ocorre intercalada com níveis decamétricos (10-30 m de espessura) de estratos fluviais e eólicos na porção basal do Alogrupo Guaritas, e representa episódios vulcânicos, com intrusões associadas, geneticamente vinculados à própria formação do rifte Guaritas. Acima desse intervalo, dominantemente vulcânico, ocorre um pacote com cerca de 130 m de espessura de estratos eólicos contendo delgadas (0,5-2 m de espessura) intercalações flúvio-lacustres (Fig. 4). Os estratos eólicos, pioneiramente descritos por Becker & Fernandes (1982), Fragoso-Cesar *et al*. (1984) e Lavina *et al*. (1985), representam *paleoergs* (antigos desertos arenosos) formados por campos de dunas crescentes, simples e compostas, que migravam preferencialmente para NNE (Fig. 4) e eram, eventualmente, inundados

(Paim, 1994; Paim & Scherer, 2003, 2007). Lateralmente, próximo à borda leste do Rifte Guaritas (Fig. 2), conglomerados e arenitos substituem as acumulações eólicas e representam leques aluviais contemporâneos que se desenvolveram junto à margem ativa do rifte (Almeida, 2005, Marconato *et al*., 2009).

A Aloformação Varzinha possui espessura em torno de 200 m e compreende estratos de origem aluvial seguidos por acumulações eólicas, na base, recobertos por uma sucessão lacustre e deltas associados. O intervalo eólico ora mencionado representa um paleodeserto gerado por ventos com direção oposta (ventos para

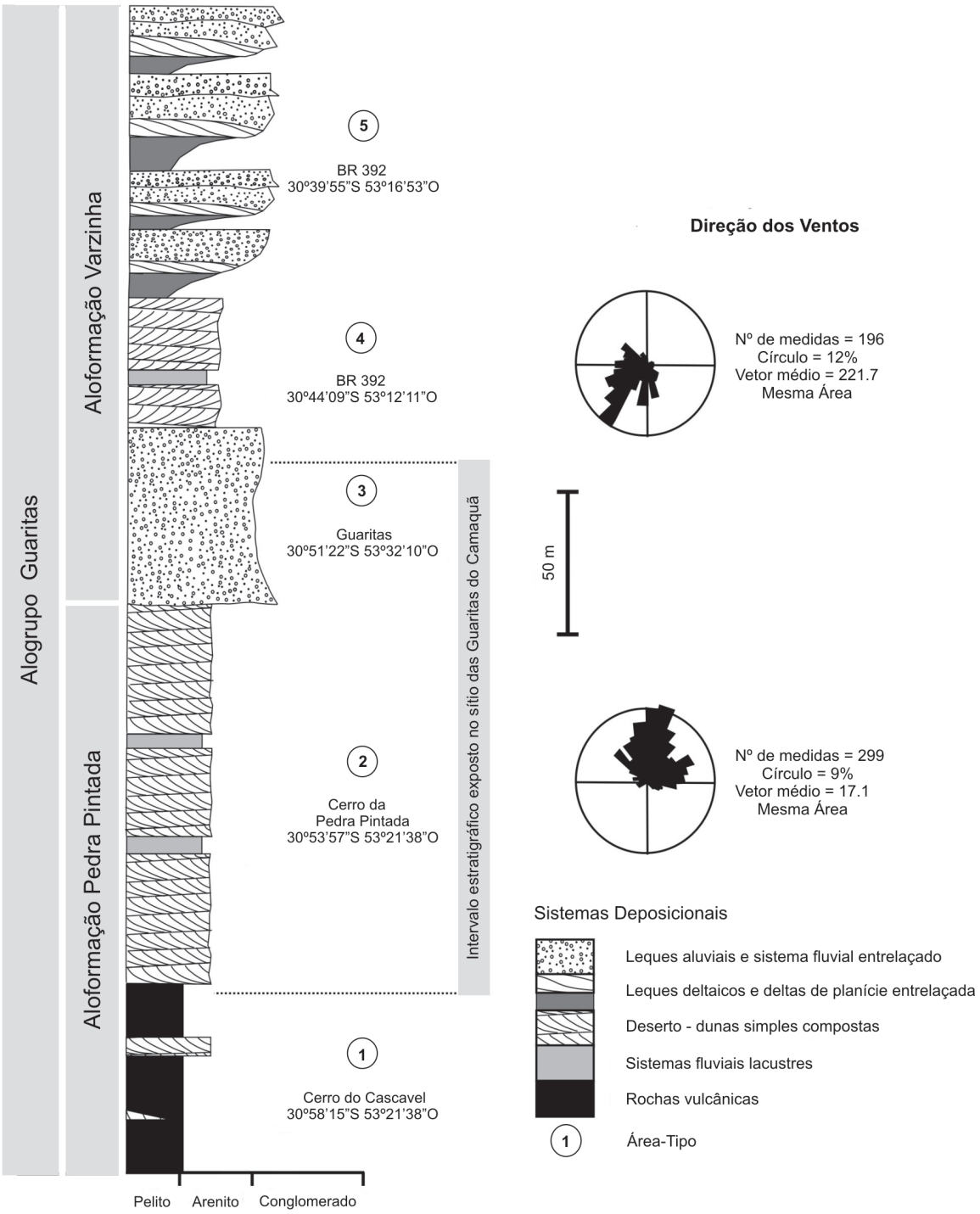


Figura 4 - Alogrupo Guaritas: estratigrafia, sistemas deposicionais, localização de áreas tipo e paleocorrentes eólicas (paleoventos).

Figure 4 - Guaritas Allogroup: stratigraphy, depositional systems, type areas location and eolian paleocurrents (paleowinds).

SSW) ao padrão de circulação reinante quando da deposição da Aloformação Pedra Pintada (Fig. 4). Tanto as fácies aluviais (base) quanto as de deltas lacustres (topo) incluem sistemas transversais (leques aluviais e leques deltaicos lacustres provenientes da borda leste do rifte) e longitudinais (planície fluvial entrelaçado e deltas lacustres de planície entrelaçada na metade NW do rifte) em relação a orientação da bacia (Paim, 1995; Paim *et al*., 2000). Os sistemas aluviais foram vinculados a correntes efêmeras em canais largos e rasos durante períodos de inundação, aos quais se seguiram períodos mais longos de inatividade fluvial, e consequente exposição subaérea, retrabalhamento eólico e dissecação de lama (Paim, 1993). As fácies deltaicas representam a progradação de leques deltaicos e deltas de planície entrelaçada em lagos rasos submetidos a intensas oscilações de lâmina de água, vide as abundantes feições de dissecação de lama.

Datando um grão de zircão pelo método U/PB, Hartmann *et al*. (1998) calcularam uma idade Ordoviciana (470 ± 19 Ma) para as rochas vulcânicas da base do Alogrupo Guaritas. Mais tarde, Almeida (2005), empregando o método Ar-Ar (*step heating*) na análise de uma amostra de basalto do mesmo intervalo estratigráfico, encontrou resultados que remetem à base do Alogrupo Guaritas ao Cambriano Inferior (535,2 ± 1,1 Ma). As datações realizadas pelo método K/Ar em ilitas autigênicas contidas em estratos que se situam logo acima das rochas vulcânicas da base da Aloformação Pedra Pintada, apresentadas por Maraschin *et al*. (2010), indicam idades entre 473.7 ± 9.4 e 521.7 ± 10.3 Ma (Cambriano Inferior ao Ordoviciano). Considerando a origem diagenética deste mineral, a maior idade obtida indicaria o início de formação desta ilita autigênica, se aproximando assim da idade deposicional da unidade amostrada. Esse valor (~522 Ma) é bastante consistente com o esperado para uma sucessão situada de forma concordante imediatamente acima das rochas vulcânicas mais recentemente vinculadas ao Cambriano Inferior (~ 535 Ma). Assim, estima-se uma idade próxima a 535 Ma para a gênese do rifte, entre 535 e 525 Ma para a efusão das lavas que recobrem campos de dunas incipientes associados aos estágios iniciais de preenchimento do rifte Guaritas e entre 525 e 520 Ma quando, então, campos de dunas eólicas mais perenes se desenvolveram (Fig. 4).

Guaritas do Camaquã: Feições Geomorfológicas

A região das Guaritas do Camaquã possui uma aparência de ruínas, daí a designação ruiniforme para descrever a geomorfologia geral do sítio (Fig. 1). Dominam morros de paredes íngremes, parcialmente conectados e contíguos, e localmente isolados (*inselbergs* ou morros testemunhos), nas áreas onde a erosão encontra-se em um estágio mais avançado. Esse relevo resulta de processos erosivos pluviais, amplamente dominantes, e fluviais agindo sobre um substrato sedimentar fraturado e horizontalizado e inclui algumas grutas e formas naturais que lembram guaritas e casamatas.

A rede de drenagem, em sua maior parte constituída por cursos de água de natureza intermitente, ativos apenas para dar vazão ao escoamento superficial das águas das chuvas, apresenta um padrão dendrítico que resulta da erosão de rochas sedimentares horizontais e homogêneas (arenitos e, secundariamente, conglomerados). Esse padrão geral de drenagem, no entanto, é influenciado por dois conjuntos de fraturas que recortam as rochas sedimentares na forma de planos verticais orientados para NW-SE e NE-SW (Figs. 3 e 5) e que conferem ao mesmo uma componente angular.

A maior intensidade do intemperismo químico e biológico ao longo das fraturas, uma consequência da maior permeabilidade do meio fraturado, facilita a desagregação do material e, assim, condiciona o escoamento superficial das águas da chuva ao longo dessas feições estruturais lineares.

Desse modo, a natureza horizontal e homogênea dos estratos sedimentares bem como a orientação dos conjuntos de fraturas que os afetam acaba por controlar a intensidade dos processos intempéricos e erosivos e, por fim, a formação da exuberante paisagem local.

Guaritas do Camaquã: Fácies Sedimentares

Os estratos sedimentares que constituem o Sítio Guaritas do Camaquã incluem fácies eólicas do intervalo superior da Aloformação Pedra Pintada até depósitos aluviais do intervalo basal da Aloformação Varzinha (Fig. 4). Enquanto nas localidades de Capão do Cedro e Pedra das Guaritas afloram estratos dominantemente fluviais, nas regiões da Pedra da Arara e Pedra Pintada predominam fácies eólicas (Fig. 3).

Os depósitos eólicos expostos nas regiões da Pedra Pintada (Fig. 6), detalhados por Paim & Scherer (2003, 2007), e da Pedra da Arara compreendem arenitos finos a médios, bem selecionados com impressionantes estratificações cruzadas de grande a muito grande porte (Figs. 6A, B, C). Essas fácies eólicas constituem o registro sedimentar de campos de dunas simples e compostas de formato crescente que migravam ao longo do eixo da bacia no sentido

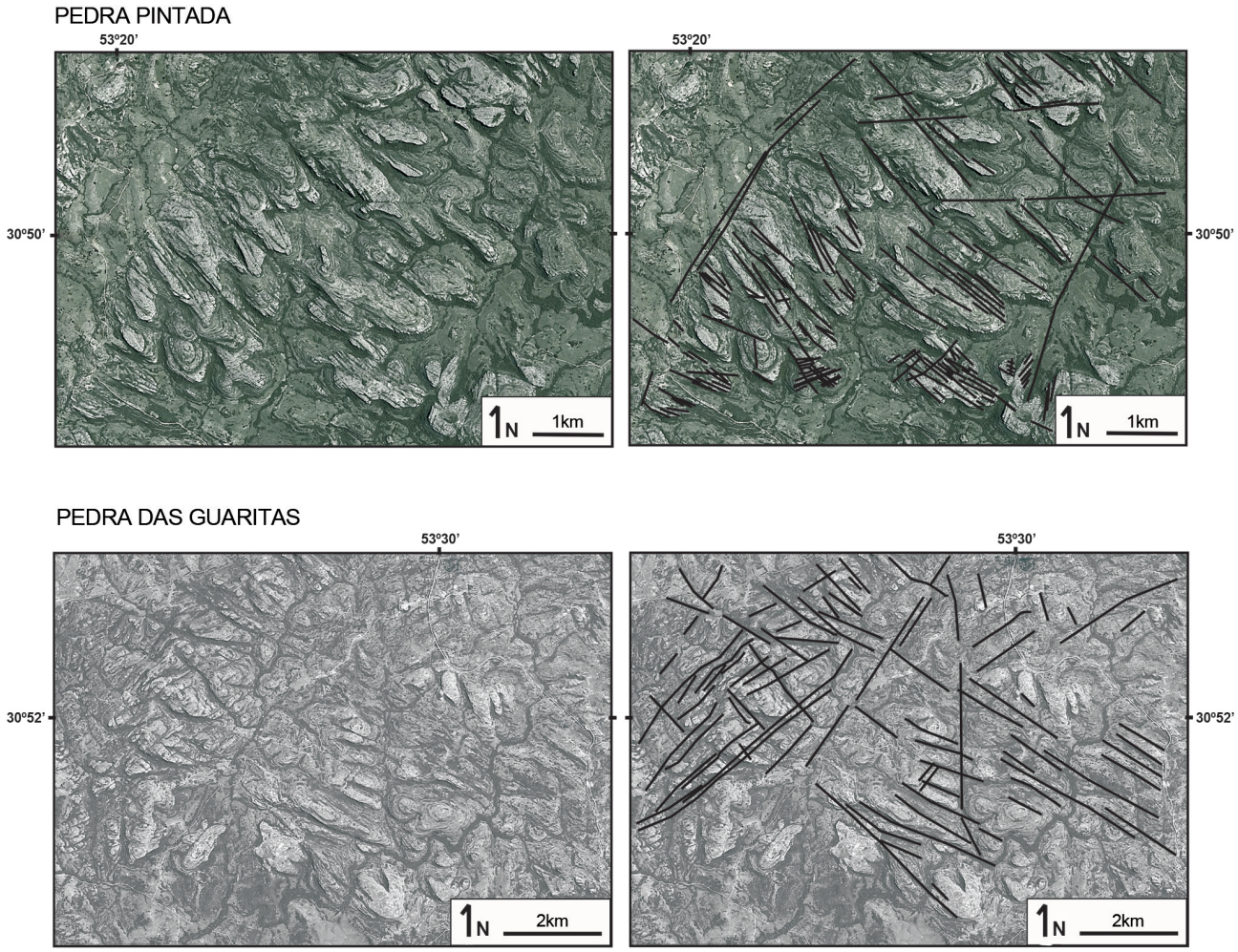


Figura 5 - Imagens de satélite salientando a morfologia ruiniforme e sua relação com o padrão aproximadamente ortogonal das fraturas nas regiões da Pedra Pintada e da Pedra das Guaritas. Imagem: Google Earth™ serviço de mapa.

Figure 5 - Satellite images drawing attention to the ruiniform landscape and its relationship to the almost orthogonal trend of the fractures in the Pedra das Guaritas and Pedra Pintada regions.

NE (Figs. 4 e 6A). De forma secundária ocorrem delgados níveis de arenitos finos a médios, bem selecionados, maciços ou estratificados (estratificações cruzadas de baixo ângulo e/ou ondulações e laminações cruzadas por ondas, Fig. 6D), que se alternam com siltitos e argilitos com abundantes feições indicativas de dissecação subaérea (Fig. 6E). Essas intercalações representam periódicas interrupções no desenvolvimento do deserto arenoso devido a inundações flúvio-lacustres. Depósitos aluviais relacionados à Aloformação Varzinha recobrem os estratos eólicos na região da Pedra Pintada e da Pedra da Arara.

Já a seção exposta nas regiões do Capão do Cedro e da Pedra das Guaritas representa um sistema fluvial entrelaçado desenvolvido sob condições semi-áridas (Fig. 7). Esse sistema fluvial, que fluía para SW, caracterizava a metade oeste do rifte (Fig. 2) e era alimentado por leques aluviais tributários desenvolvidos na metade leste desta mesma estrutura (Paim, 1995). Esses depósitos são compostos por pacotes com grande continuidade lateral, constituídos, em sua maioria, por camadas lenticulares de arenitos (Fig. 7A) e arenitos conglomeráticos com estratificações cruzadas tangenciais e acanaladas, de médio e grande porte, com grânulos e seixos pequenos a médios nos planos de estratificação (Fig. 7B). Em menor proporção ocorrem camadas tabulares de arenito médio com estratificação plano-paralela (Fig. 7C) e camadas lenticulares de ortoconglomerado maciço. Localmente, observam-se estruturas de escape de fluidos (Fig. 7D) e lentes de siltito com gretas de contração (Fig. 7E).

SINOPSE SOBRE A ORIGEM, EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E IMPORTÂNCIA DO SÍTIO

Um evento tectônico de natureza extensional gerou, no Cambriano Inferior (~ 530 Ma), uma bacia tipo rifte. De início, essa bacia apresentou intenso vulca-

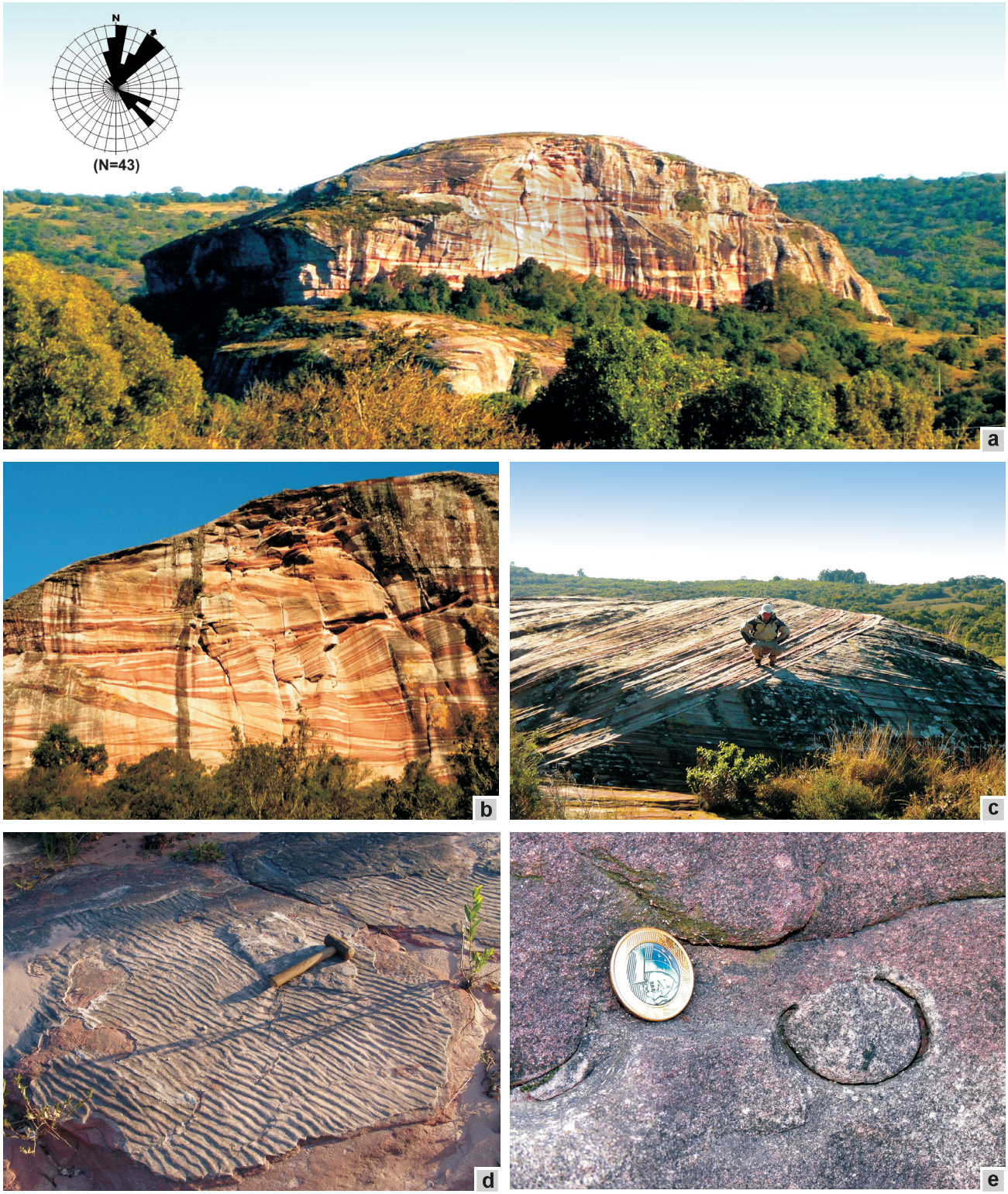


Figura 6 - Feições sedimentares associadas às Guaritas do Camaquã na região da Pedra Pintada. **A)** Estratificações cruzadas de muito grande porte em arenitos dominantemente eólicos no Cerro da Pedra Pintada (diagrama de rosas com paleocorrentes eólicas medidas no local); **B)** estratificações cruzadas de muito grande porte (detalhe de A); **C)** relações de truncamento entre *sets* de estratificações cruzadas de muito grande porte; D) ondulações produzidas por ondas em depósitos flúvio-lacustres que se intercalam de forma secundária na sucessão eólica; e **E)** clastos de argilas recurvadas relacionadas ao mesmo contexto deposicional referido para a foto D. Fotos: Claus Fallgatter.

Figure 6 - Examples of sedimentary features in the Pedra Pintada region. **A)** Very large-scale trough cross bedded eolian sandstone in the Pedra Pintada hill (rose diagram displays the local paleocurrent readings); **B)** Very large-scale trough cross bedding (detail of A); **C)** truncation relationship between two sets of very large-scale cross bedding; **D)** wave-ripples within minor fluvial-lacustrine strata; and **E)** curved clay flakes also related to fluvial-lacustrine deposits. Photos: Claus Fallgatter.

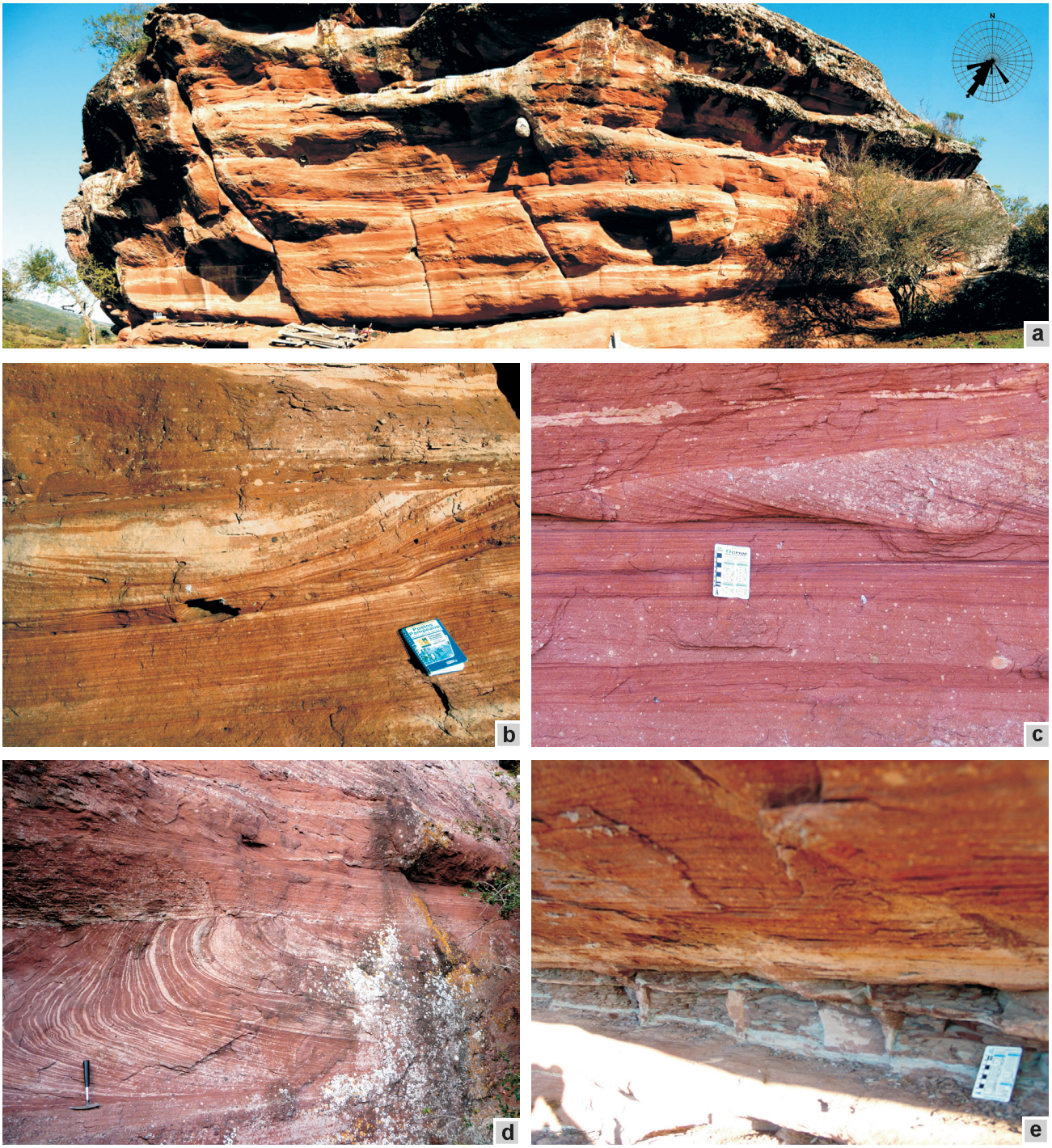


Figura 7 - Feições sedimentares associadas às Guaritas do Camaquã na região do Capão do Cedro. **A)** Depósitos fluviais (*red beds*) de sistemas fluviais entrelaçados arenosos com indicação das paleocorrentes medidas (transporte médio para SW); **B)** estratificação cruzada acanalada com seixos pequenos nos planos de estratificação; **C)** estratificação plano-paralela truncada por *set* lenticular com estratificação cruzada tangencial; **D)** feições de fluidização em estratos previamente estratificados; e **E)** gretas de contração vistas em corte. Fotos: Claus Fallgatter.

Figure 7 - Illustration of sedimentary features in the Capão do Cedro area. **A)** Red beds related to southwestward sandy braided rivers (rose diagram displays the local paleocurrent readings); **B)** small pebbles scattered along trough cross bedding planes; **C)** upper flow regime plane-bedded deposits scoured by a set of tangential cross bedding; **D)** fluidized aspect of formerly cross-bedded sandstone; and **E)** frontal view of desiccation cracks. Photos: from Claus Fallgatter.

nismo intermediário a básico associado ao incipiente desenvolvimento de campos de dunas eólicas e fácies de leques aluviais de margem ativa (borda leste do rifte Guaritas). O clima árido, somado à diminuição e eventual cessação da atividade vulcânica, levou à acumulação de uma espessa sucessão de depósitos eólicos, bem expostos na Pedra Pintada (Fig. 8), associados a uma franja de fácies de leques aluviais junto à margem ativa do rifte, bem representada na Pedra da Arara. Mais tarde, uma mudança climática propiciou a substituição dos campos de dunas por sistemas aluviais e de deltas lacustres. Esses depósitos aluviais constituem a Pedra das Guaritas (Fig. 9) e o Capão do Cedro assim como o topo das sucessões expostas nas áreas da Pedra Pintada e da Pedra da Arara.

A história do soerguimento e erosão do Rifte Guaritas não é bem conhecida, até por se estender por mais de 500 milhões de anos e ser multi-episódica. De forma geral, estima-se que do Ordoviciano ao Carbonífero o Alogrupo Guaritas esteve exposto à ação intempérica e erosão em vista da ausência de estratos sedimentares pré-permianos. Do Permiano ao Cretáceo o rifte esteve encoberto por rochas sedimentares da Bacia do Paraná. No Paleógeno, acompanhando toda Serra do Mar, o Arco do Rio Grande começou a ser soerguido, e a Bacia do Paraná a sofrer erosão, processo esse hoje ainda em andamento, pois boa parte do rifte ainda encontra-se por debaixo da sucessão Gonduânica. De todo o modo, após ser submetida a um soterramento moderado e ser completamente litificada (= sedimento transformado em rocha), a sucessão descrita foi soerguida, fraturada e exposta à ação intempérica, esta em boa parte direcionada e intensificada ao longo dos planos de fratura. A ação preferencial do fluxo superficial das águas da chuva ao longo destes planos mais alterados, e por isto de menor resistência à erosão, somado a atitude horizontal de estratos relativamente homogêneos acabou por gerar a morfologia ruiniforme, definida por morros mais ou menos isolados com encostas escarpadas que caracterizam esta magnífica paisagem local (Figs. 6, 7, 8 e 9).

Assim as esplêndidas feições morfológicas esculpidas em morros isolados ou contíguos, o relevo ruiniforme diferenciado e os vales fechados e profundos com escarpas e vertentes íngremes desta área das Guaritas do Camaquã formam um conjunto paisagístico de beleza plástica ímpar no Rio Grande do Sul.

Além destas admiráveis paisagens ocorrem excelentes afloramentos cujas estruturas sedimentares e características faciológicas estimulam o estudo de seus ambientes deposicionais e contexto geológico, facultando a este sítio que se constitua em um verdadeiro laboratório ao ar livre de geologia sedimentar.

Assim, as principais características que tornam esta área um excelente local para implantação de um sítio de preservação incluem sua beleza cênica, excelência dos afloramentos para estudos e divulgação científica e seu fácil acesso.



Figura 8 - Cerro escarpado constituído por estratos dominantemente eólicos da Aloformação Pedra Pintada, recobertos, bem no topo, por fácies aluviais da Aloformação Varzinha na região da Pedra Pintada. Foto: Claus Fallgatter.

Figure 8 - Eolian deposits of the Pedra Pintada Alloformation overlain by alluvial deposits of the Varzinha Alloformation exposed in a cliff in the Pedra Pintada region. Photo: Claus Fallgatter.



Figura 9 - Cerro escarpado constituído por estratos de origem fluvial (sistema entrelaçado arenoso) característico das Guaritas do Camaquã na região de Pedra das Guaritas. Foto: Claus Fallgatter.

Figure 9 - Sandy braided river strata of the Varzinha Alloformation exposed in a cliff in the Pedra das Guaritas region. Photo: Claus Fallgatter.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Vulnerabilidade do Sítio a Atividades de Mineração ou Degradação Ambiental

A região das Guaritas de Camaquã, por ser uma área isolada e relativamente afastada dos grandes centros urbanos, não sofre, a princípio, maiores impactos ambientais. As poucas casas localizadas dentro dos limites do sítio correspondem a construções de fazendas utilizadas para a pecuária de corte (bovinos e ovinos). Os maiores impactos visíveis concentram-se no entorno das Minas do Camaquã, vila próxima ao sítio, onde a atividade mineradora ao longo de décadas contribuiu para uma acentuada degradação do meio ambiente. A intensa onda de reavaliação mineral ora em curso no município de Caçapava do Sul, e no seu entorno, com um real potencial de implementação de novas minas visando à extração de metais (Cu, Pb, Zn, Au e Ag), deve considerar e conciliar o potencial científico, turístico e educativo das áreas delineadas como pertencendo ao sítio das Guaritas do Camaquã (Fig. 3).

Sugestões e Medidas Previstas

Uma recomendação, visando dirimir possíveis impactos que possam derivar de um acesso mais intenso à área fruto do natural e já perceptível aumento na atividade turística na região, seria a implementação de um parque, visto o potencial turístico da área e a boa infra-estrutura já existente, como, por exemplo, na vila das Minas do Camaquã. Vale lembrar que, no escopo do projeto da Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais (CPRM), esta medida já vem sendo apresentada na forma da constituição do Parque Geológico Minas do Camaquã. Além disso, algumas propostas referentes a medidas de proteção, desenvolvimento sustentável e planejamento ambiental da região das Minas do Camaquã, incluindo a área do sítio das Guaritas, podem ser encontradas em Ronchi & Lobato (2000). Nesse livro, Fensterseifer & Hansen (2000) propõem uma ordenação territorial da região das Guaritas e do entorno da vila das Minas do Camaquã através de um planejamento integrado da área, visando, dentre outros aspectos, a recuperação das zonas degradadas e seu melhoramento paisagístico e o revigoramento socio-econômico da vila através do turismo ecológico ligado a mecanismos de participação da comunidade. O desenvolvimento sustentável desta região pode ser promovido mesmo com a retomada da atividade de mineração via implementação de políticas de preservação de áreas apropriadas ao turismo, com o envolvimento da comunidade local e do poder público.

No anexo está indicada a área desse sítio a ser protegida conforme sugestão dos autores.

REFERÊNCIAS

Almeida,F.F.M.; Hasui,Y.; Brito Neves,B.B. 1976. The Upper Precambrian of South America. In:: Boletim do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, **7**, 45-80.

Almeida,F.F.M.; Hasui,Y.; Brito Neves,B.B.; Fuck,R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, **17**, 1-29.

Almeida,D.P.M.; Lopes,R.C.; Lima,L.; Gomes,C.H. 2000. Petrography and geochemistry of the volcanic rocks of the Rodeio Velho Member, ordovician of the Camaquã basin (RS-Brazil): preliminary results. *Revista Brasileira Geociências*, **30**(4):763-768

Almeida,R.P. 2005. *Tectônica e sedimentação do Ediacarano ao Ordoviciano: exemplos do Supergrupo Camaquã (RS) e do Grupo Caacupé (Paraguai Oriental)*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 203 p.

Almeida,R.P.; Janikian,L.; Fragoso-Cesar,A.R.S.; Marconato,A. 2009. Evolution of a rift basin dominated by subaerial deposits: The Guaritas Rift, Early Cambrian, Southern Brazil. *Sedimentary Geology* **217**:30-51

Beckel,J. 1992. Evolução geotectônica da Bacia do Camaquã, RS. *In*: UNISINOS, Workshop sobre Bacias Molássicas Brasilianas, 1, *Boletim de Resumos Expandidos*., p. 1-5.

Becker,R.; Fernandes,L.A.D. 1982. Caracterização faciológica de uma seqüência vulcano-sedimentar Eo-Paleozóica na Folha Passo do Tigre, RS. *Acta geológica Leopoldensia*, **6**: 287-322.

Fensterseifer,H.C.; Hansen, M.A.F. 2000. A ordenação territorial da área de destaque ambiental Guaritas-Minas do Camaquã, RS: uma proposta de planejamento ambiental integrado. *In*: Minas do Camaquã: Um estudo multidisciplinar. São Leopoldo, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, 273-306.

Fragoso César,A.R.S.; Wernick,E.; Soliani Jr,E. 1982. Evolução geotectônica do Cinturão Dom Feliciano – uma contribuição através da aplicação do modelo de tectônica de placas. *In*: Sociedade Brasileira de Geologia, Congresso Brasileiro de Geologia, **32 (1)**, 13-23.

Fragoso César,A.R.S.; Lavina,E.L.; Paim,P.S.G.; Faccini,U.F. 1984. A antefossa molássica do cinturão Dom Feliciano no escudo do Rio Grande do Sul. *In*: Sociedade Brasileira de Geologia, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, *Anais*, V.7, p. 3272-3283.

Fragoso-Cesar,A.R.S.; Silva Filho,W.F.; Fambrini,G.L.; Machado,R.; Riccomini,C.; Almeida,R.P.; Pelosi,A.P.M.R.; Janikian,L. 1999. Significado tectônico do magmatismo Rodeio Velho no rift Guaritas (Eopaleozóico do Rio Grande do Sul, Brasil). In: Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 1, *Boletim de Resumos*, p. 16

Fragoso-Cesar,A.R.S.; Paes-de-Almeida,R.; Fambrini,G.L.; Pelosi,A.P.M.R.; Janikian,L. 2003. A Bacia do Camaquã: um sistema intracontinental anorogênico de rifts do Neoproterozóico III-Eopaleozóico no Rio Grande do Sul. *In*: I Encontro sobre a estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias, *Anais*, p. 139.

Gresse,P.G.; Chemale Jr.; F.; Silva,L.C.; Walravens,H.; Hartman,L.A. 1996. Late- to post-orogenic basins of the Pan-African-Brasiliano collision orogen in southern Africa and southern Brazil. *Basin Research*, **8**: 157-171.

Hartmann,L.A. 1998. Deepest exposed crust of Brazil: geochemistry of Paleoproterozoic depleted Santa Maria Chico granulites. *In*: *Gondwana Research*, **1**: 331-341.

Jost,H. 1984. Sedimentação e vulcanismo durante o ciclo brasiliano no Rio Grande do Sul: uma revisão. *In*: Sociedade Brasileira de Geologia, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, *Anais*, V.7, p. 3241-3257.

Lavina,E.L.; Faccini,U.F.; Paim,P.S.G.; Fragoso César,A.R.F. 1985. Ambientes de sedimentação da Bacia do Camaquã, Eo-Paleozóico do Rio Grande do Sul. *Acta Geológica Leopoldensia*, **21**:185-227.

Lima,E.F.; Liz,J.D.; Sommer,C.A.; Mallmann,G.; Borba,A.W.; Gonçalves,C.R.H.; Wildner,W. 2002. Membro Rodeio Velho da bacia do Camaquã, RS: identificação de estruturas vulcânicas ordovicianas. *In*: II Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, *Boletim de Resumos*, p. 99.

Lopes,R.C.; Lima,E.F.; Wildner,W.; Camozzato,E. 1996. Estruturação dos derrames de lavas relacionados ao Membro Rodeio Velho, RS. *In*: Sociedade Brasileira de Geologia, XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador *Atas*, 2, p 113-115.

Lopes,R.C.; Wildner,W.; Sander,A.; Camozzato,E. 1999. Alogrupo Guaritas: aspectos gerais e considerações sobre o posicionamento do vulcanismo Rodeio Velho (encerramento do ciclo brasiliano ou instalação da bacia do Paraná?). *In*: Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 1, *Boletim de Resumos*, p. 17.

Maraschin,J.A., Mizusaki A.N., ZwingmannH., Borba A.W., Sbrissa G.F. 2010. Ilite authigenesis in sandstones of the Guaritas Allogroup (Early Paleozoic): implications for the depositional age, stratigraphy and evolution f the Camaquã Basin (Southern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **29**, 400–411.

Marconato A., Almeida R.P., Santos M.G.M., Nóbrega J.E.S., Souza R.B. 2009. Alluvial-eolian interaction in a Cambrian rift margin: the Pedra das Torrinhas and Pedra Pintada formations (Guaritas Group, RS). *In*: Anais da Academia Brasileira de Ciências, **81(4)**: 819- 836.

Paim,P. S. G. 1993. Architectural element analysis of an ephemeral fluvial system (Cambro-Ordovician of Southern Brazil). *In*: The Geological Society, 32nd British Sedimentological Research Group Annual Meeting, Manchester, Abstracts volume, p. 93.

Paim,P.S.G. 1994. The Guaritas desert system (cambro-ordovician of southern Brazil): an example of a wet desert depositional system. *In*: International Association of Sedimentologists, 14th International Sedimentological Congress, Recife, A-15.

Paim,P.S.G. 1995. Alluvial palaeogeography of the Guaritas Depositional Sequence of Southern Brazil. *Special Publication of the International Association of Sedimentologists*, **22**: 03-16.

Paim,P.S.G.; Chemale Jr.,F.; Lopes,R.C. 2000. A Bacia do Camaquã. *In*: Holz M.; De Ros L. F. (eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p. 231-274

Paim,P.S.G.; Scherer,C.M.S. 2003. Arquitetura estratigráfica de sucessões flúvio-eólicas: o exemplo do Alogrupo Guaritas na região da Pedra Pintada, Rio Grande do Sul, Brasil. *In*: Paim P. S. G.; Faccini U. F.; Netto R. G. (eds.)

Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares: estudo de casos. , São Leopoldo, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, p. 38-58

Paim,P.S.G.; Scherer,C.M.S. 2007. High resolution stratigraphy and depositional model of wind-and-water-laid deposits in the Ordovician Guaritas rift (southernmost Brazil). *Sedimentary Geolology*, **202**:776-795

Ribeiro,M.; Bocchi,P.R.; Figueiredo,F.P.M. 1966. *Geologia da quadrícula de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul – Brasil*. Rio de Janeiro, Departamento Nacional de Produção Mineral, Boletim 127, p. 19-231.

Robertson,J.F. 1966. Revision of the stratigraphy and nomenclature of the rock units in Caçapava - Lavras region, State of Rio Grande do Sul, Brazil. *Notas e Estudos*, **1**(2): 41-54.

Ronchi,L.H.; Lobato,A.O.C. 2000. *Minas do Camaquã: Um estudo multidisciplinar*. São Leopoldo,Universidade do Vale do Rio dos Sinos,366 p.

SEPLAG. 2010. Atlas Sócio Econômico do Rio Grande do Sul. Secretaria de Planejamento, Gestão e Participação Cidadã do Rio Grande do Sul

Silva Filho,W.F.; Fragoso César,A.R.S.; Machado,R.; Sayeg,H.S.; Fambrini,G.L.; Almeida,T.I.R. 1996. O magmatismo Rodeio Velho e a Formação Guaritas no Eopaleozóico do Rio Grande do Sul: uma reavaliação de suas relações de contato. *In*: Sociedade Brasileira de Geologia, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, 5: 433-435.

Wildner,W.; Lima,E.F.; Camozzato,E.; Lopes,R.C. 1997. Vulcanismo Neoproterozóico-Cambriano no Rio Grande do Sul: Estratigrafia e aspectos texturais. A Terra em Revista, 3 (3): 19-27.

Wildner,W.; Lima,E.F.; Nardi,L.V.S.; Sommer,C.A. 2002. Volcanic cycles and setting in the Neoproterozoic III to Ordovician Camaquã Basin succession in southern Brazil: characteristics of post-collisional magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **118**: 261-283.

*Publicado na Internet em 01/09/2010 no endereço http://www.unb.br/ig/sigep/sitio053/sitio053.pdf

[1] PPGGeo/ UNISINOS – Av. Unisinos, 950, Cx Postal 275, São Leopoldo, RS – CEP 93022-000

[a] ppaim@unisinos.br; [b] claus.geologia@gmail.com; [c] ariane@unisinos.br



PAULO SÉRGIO GOMES PAIM

Graduado em Geologia (1978) e mestre em Geociências (1983) pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e doutor em Geologia pela University of Oxford (1994). Atuou com geólogo na UFRGS entre 1981 e 1983 e como professor de Oceanografia na Fundação Universidade do Rio Grande (FURG) entre 1983 e 1986. Desde 1987 atua na Universidade do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS) sendo hoje professor titular desta universidade e pesquisador do CNPq. Possui cerca de 30 anos de experiência na área de Geociências, tendo trabalhado em diversas bacias sedimentares, no Brasil e no exterior, englobando do Proterozóico ao Holoceno, com ênfase em Estratigrafia e Sedimentologia de sucessões siliciclásticas e suas aplicações na Geologia do Petróleo, do Carvão e de Aqüíferos Granulares.



CLAUS FALLGATTER

Graduado (2008) e Mestrando em Geologia na Universidade do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS); trabalha como pesquisador nas áreas de sedimentologia e estratigrafia do Programa de Pós-Graduação em Geologia da UNISINOS. Sua experiência de pesquisa está voltada ao estudo do preenchimento de riftes tendo atuado em bacias do Triássico da Argentina e Cambriano do Brasil.

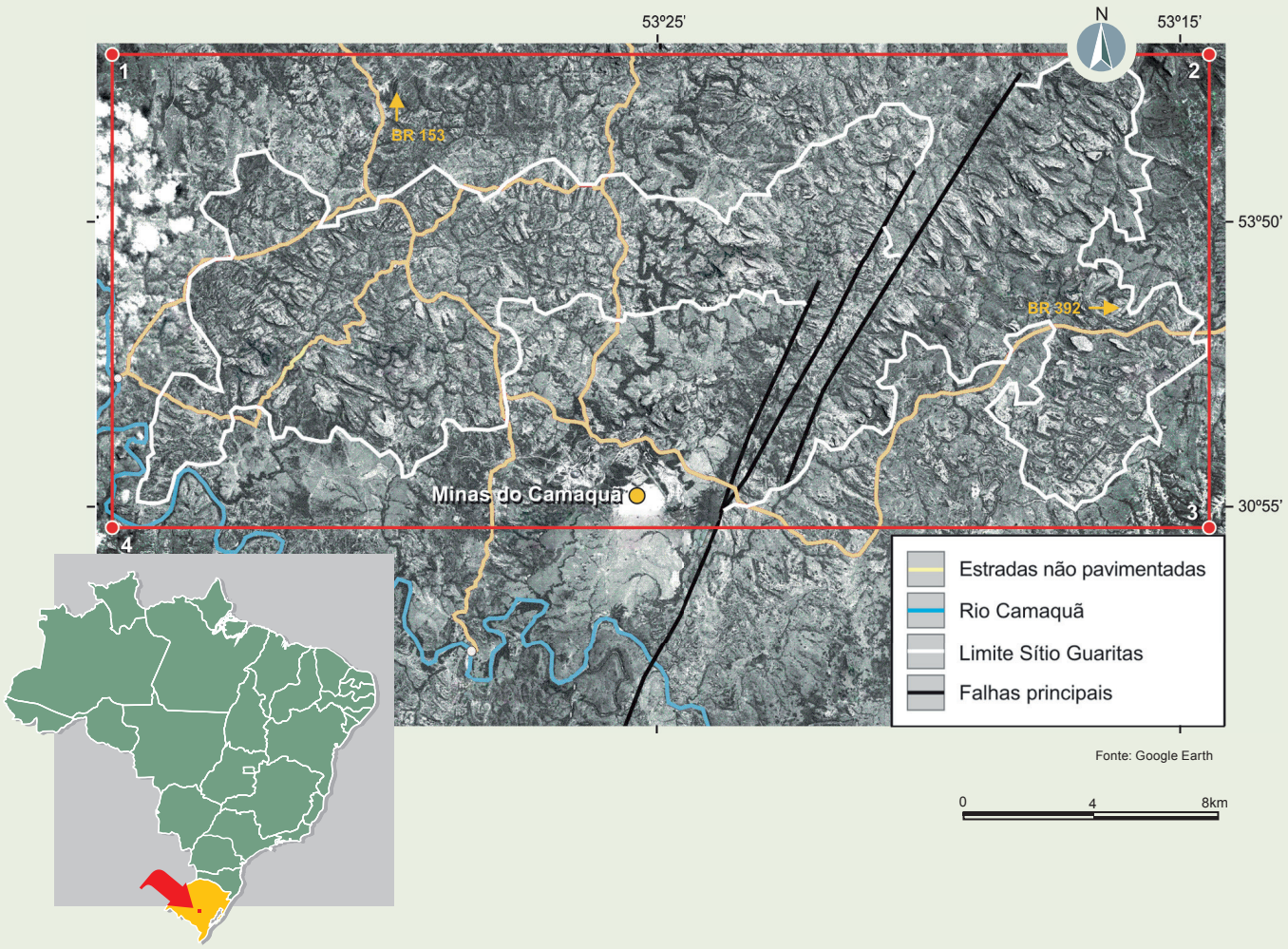


ARIANE SANTOS DA SILVEIRA

Graduada (1991), mestre (2000) e doutoranda em Geologia pela Universidade do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS). Professora do Curso de Graduação em Geologia e, desde 2001, pesquisadora no Programa de Pós-Graduação em Geologia da UNISINOS. Atua nas áreas de sedimentologia, estratigrafia e modelagem (geológica, estratigráfica e sísmica) em projetos de pesquisas desenvolvidos em bacias sedimentares brasileiras e argentinas.

SIGEP 076 - GUARITAS DO CAMAQUÃ, RS

PROPOSTA DA ÁREA DE PROTEÇÃO



VÉRTICE	COORDENADAS GEOGRÁFICAS	
1	30°47'22.58"S	53°35'39.93"W
2	30°47'18.58"'S	53°14'15.35"W
3	30°55'07.50"S	53°14'26.20"W
4	30°55'21.27"S	53°35'57.39"W

Polígono da área de proteção proposto por:
Paulo Sérgio Gomes Paim (ppaim@unisinos.br);
Claus Fallgatter (claus.geologia@gmail.com); Ariane Silveira (ariane@unisinos.br)

Data da proposta: 24/10/2012

Arrecifes, a Calçada do Mar de Recife, PE

Importante registro holocênico de nível relativo do mar acima do atual

SIGEP 040*

Alcina Magnólia Franca Barreto[1]
Hortência Maria Barbosa de Assis[2]
Francisco Hilário Rego Bezerra[3]
Kenitiro Suguio[4]

Resumo - A palavra "arrecife" tem etimologia associada ao árabe "ár-raçif", que significa calçada, caminho, estrada pavimentada, vinculada à forma arcaica de recife. O termo tem sido aplicado como sinônimo de recife rochoso (arrecife, arenito praial, rocha praial ou beachrock), formado por areias e cascalhos depositados em zona de intermaré e posteriormente cimentados por carbonato de cálcio. As linhas de recifes rochosos são reconhecidas no Nordeste brasileiro por refletir nível relativo do mar mais alto do que o atual durante o Holoceno, e por atuar como proteção à erosão costeira. Já para a sociedade em geral, representam importante área de lazer por conformarem piscinas naturais excelentes para banho, em meio à fascinante paisagem. Em Recife (PE), a existência dessas rochas, expostas mesmo em marés altas foi fator geográfico decisivo para estabelecimento do porto, da cidade e seu respectivo nome. Funcionando como ancoradouros naturais, tais rochas facilitaram a chegada dos portugueses e navios europeus. Há, portanto, uma conotação e importância histórica que remonta ao século XVI, época que também marca o início das ações antrópicas de descaracterização do sítio, especialmente pelo desmonte com vistas à edificação de fortes e igrejas. Atualmente, as grandes obras de modernização da cidade põem em risco a integridade do sítio. Como tentativa preliminar de preservação pretende-se divulgar e ilustrar este patrimônio natural por meio de painéis interpretativos mostrando sua origem, evolução e importância histórica, pois consideramos as rochas praiais do Pina e Boa Viagem, com idades de 7.310 ± 60 anos AP e 5.805 ± 40 anos AP respectivamente, bons exemplos de indicadores regionais e nacionais da última transgressão na costa brasileira.

Palavras-chave: recifes de arenito; sitio geológico, histórico e cultural; patrimônio natural; geoconservação; costa do Nordeste do Brasil

Reefs, the Sea Sidewalk of Recife, State of Pernambuco – Important holocenic record of relative sea level above the current

Abstract - The Portuguese word "arrecife" originated from the Arabic one "ár-raçif", means promenade pavement or stony way and was linked to the archaic form of recife or reef. The term reef has been applied as a synonym of stone reef or beachrock. It is formed by sands and pebbles deposited in the intertidal zone and cemented by calcium carbonate. Beachrocks represent a stage in the coastal evolution with sea level higher than the present during the Holocene. Stone reefs have a great importance to the society as a whole, once they show beautiful coastal landscapes forming natural pools, which are leisure places for the community, as well they are useful to protect the shoreline from coastal erosion. Beachrocks outcropping along the State of Pernambuco coastline had historical importance since the arrival of the Portuguese settlers, during the first half of the XVI century, because the natural harbors facilitated the entrance of ships into the estuarine channels. Beachrocks still provide shelter for the Port of Recife and have inspired the name of the city through time, as follows: "Reefs of the ships", "Harbor of Reefs", "Marine Riverside of Reefs" and finally "Recife". These rocks have been cut and removed for construction of buildings such as fortresses, churches and houses during the settlement period. Currentely, the great works of modernization of the city jeopardize the site. In order to promote a first attempt towards the site preservation, it is our intention to built illustrative panels showing this natural feature by means of it interpretative origin, evolution and historical importance, since we consider the Pina and Boa Viagem beachrocks, aged 7,310 ± 60 to 5,805 ± 40 years BP, respectively, good examples of regional and national indicators of the last transgression in the Brazilian coast.

Key Words: sand reefs; beachrocks; geological, historical and cultural site; natural heritage; geoconservation; northeastern coast of Brazil

INTRODUÇÃO

A palavra "arrecife" tem etimologia associada ao árabe "*ár-raçif*", que significa calçada, caminho ou estrada pavimentada, vinculada à forma arcaica de recife. O termo tem sido aplicado como sinônimo de recife rochoso (arrecife, arenito praial, rocha praial ou *beachrock*), sendo constituído de areias e cascalhos cimentados por carbonato de cálcio. É muitas vezes confundido pela população com o termo "recife de coral", formado a partir do crescimento de grande diversidade de organismos coloniais (corais hermatípicos e algas calcárias).

Os recifes rochosos são frequentes na costa do Nordeste brasileiro (Fig. 1). Essas linhas de rochas praiais, dispostas normalmente paralelas à costa e apresentando maiores extensões junto a desembocaduras fluviais, são traços morfológicos e feições características do litoral Nordestino (Silveira, 1964). Numa revisão sobre o assunto Vousdoukas *et al*. (2007), afirmaram que o Brasil, junto com a Grécia e Austrália, são os países com maior freqüência dessas rochas (Fig. 2).

Do ponto de vista histórico, a primeira referência aos recifes rochosos do Nordeste brasileiro foi feita por Pero Vaz de Caminha, escrivão da esquadra do descobridor do Brasil (Branner,1904). Charles Darwin em 1841 mencionou o recife da Cidade do Recife, chamando-o "*a remarkable bar of sandstone*" e John Casper Branner em 1904 (*The Stone reefs of Brazil*), realizou o mais famoso trabalho sobre essa feição fisiográfica, especialmente em Recife (Figs.3 e 4). Ottmann (1960), Mabesoone (1964), Silveira (1964), Assis (1990) e Chaves (2000) realizaram excelentes pesquisas sob aspectos sedimentológicos, petrográficos e geomorfológicos.

Os recifes rochosos ou arenitos de praia representam um estágio na evolução costeira onde, após a sua formação na praia ativa, teria ocorrido um recuo da linha praial. São, portanto, considerados testemunhos de níveis marinhos pretéritos. Hopley (1986), Kelletat (2006 e 2007) e Knight (2007) têm feito observações e críticas sobre aspectos geomorfológicos do uso de *beachrocks* como indicadores de nível relativo do mar (NRM).

Ottmann (1960) diz que os recifes teriam se formado durante as paradas sucessivas de um mar em regressão, quando zonas ricas em calcário se consolidariam, e outras com menor quantidade, permaneceriam inconsolidadas.

Barreto *et al.* (2000) dataram vários arenitos de praia do Rio Grande do Norte e verificaram que a formação dessas rochas holocênicas vem ocorrendo desde 7.000 anos AP até o Presente, sendo que os corpos de maior extensão (acima de 3 km) têm idades próximas às da subida máxima do nível relativo do mar no Holoceno, entre 6.500 e 4.800 anos AP.

Estudos sistemáticos envolvendo datações absolutas de conchas de moluscos em rochas praiais (Martin *et al.,* 1979/1980, 1986, 2003; Suguio *et al.,* 1985) têm permitido um bom conhecimento da história dos níveis relativos do mar ao longo dos últimos 7.000 anos no Nordeste brasileiro.

Os arenitos de praia de Recife (PE) também têm importância histórica, pois permitiram o aporte dos portugueses na região, na primeira metade do século XVI



Figura 1 - Rochas praiais da Praia do Pina, expostas durante uma maré vazante. Foto: Nelson O. Nascimento.
Figure 1 - Pina Beach beachrocks exposed during a low tide. Photo: Nelson O. Nascimento.

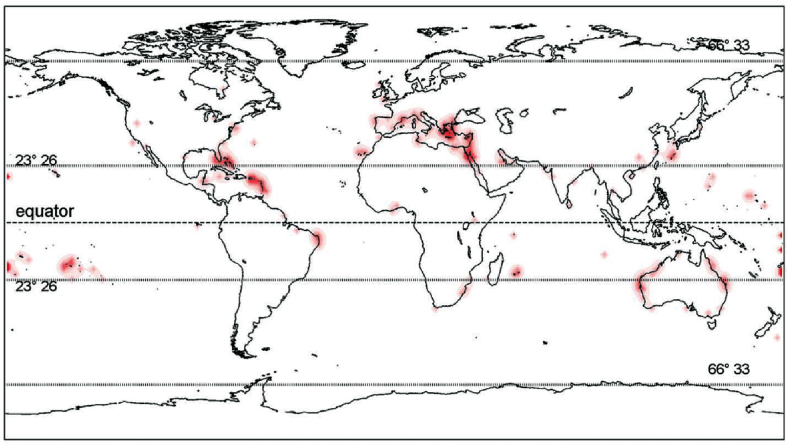


Figura 2 - Distribuição das rochas praiais no mundo. Fonte: Voudoukas *et al*., (2007).

Figure 2 - Location of beachrocks arround the world. Source: Voudoukas *et al*., (2007).

funcionando como ancoradouros naturais e barreira de proteção; as embarcações, provindas especialmente da Europa, ali desfrutavam de um fácil acesso que culminou com o estabelecimento do Porto do Recife. Este é considerado pelos historiadores como o mais importante porto da América do Sul durante o início do século XVII (1600 a 1630). Além disso, esses recifes inspiraram os nomes que a Cidade do Recife teve ao longo do tempo, a saber: "Arrecifes dos Navios", "Porto dos Arrecifes", "Porto dos Navios", "Ribeira Marinha dos Arrecifes" e "Recife" (Fig.3).

Segundo Fonseca (2009), o nome Pernambuco, por sua vez, vem do termo indígena *Paranã-Puca* que significa "onde o mar se arrebenta", também originado pela marcante feição dos recifes na maior parte do litoral do Estado.

O desmonte dessas rochas vem dos primórdios da ocupação, quando eram usadas na edificação de fortes, igrejas e moradias. Atualmente pode-se visitar este registro em muitas igrejas e até no *Shopping Center* no centro de Recife, estabelecido sobre blocos originados das rochas praiais.

O sítio registra aspectos da evolução geológica de formação das planícies holocênicas, incluindo a última transgressão e posterior regressão na costa pernambucana e brasileira. Estas características e a localização em área de intensa atividade turística retratam a importância do sítio para a divulgação das ciências geológicas (geoturismo) em sinergia com o turismo cultural relacionado.

LOCALIZAÇÃO

O sítio localiza-se na linha de costa no Município de Recife, Estado de Pernambuco, abrangendo as desembocaduras dos rios Beberibe e Capibaribe e as praias do Pina e Boa Viagem (Fig. 5), entre as latitudes de 8º04' e 8º08'30''S e as longitudes de 34º51'30'' e 34º54'25''W.



Figura 3 - Os recifes naturais do Porto de Pernambuco, segundo ilustração de Branner (1904).

Figure 3 - The natural reefs of the Pernambuco Harbour, by Branner (1904).



Figura 4 - Rocha praial da Praia do Pina. À esquerda, está a Cidade do Recife e no detalhe, conchas de moluscos. Fotografia obtida 100 anos depois, no local da ilustração de Branner (1904) (Fig.3). Foto: Alcina M.F. Barreto.

Figure 4 - Beachrock of the Pina Beach. The Recife city is located on the left side. In detail, shells of mollusks. Photo obtained 100 years after the illustration of Branner (1904) presented in Fig. 3. Photo: Alcina M.F. Barreto.



Figura 5 - Localização do sítio.

Figure 5 - Site location.

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

O sítio é formado por dois alinhamentos rochosos areníticos cimentados por carbonato de cálcio e dispostos paralelamente à linha de praia atual. A presença de algumas descontinuidades ou aberturas ocasionadas por processos erosivos costeiros, ou mesmo pelas retiradas das rochas no passado para uso na construção civil, definem dois corpos isolados de arenitos praiais. Ambos apresentam pequena largura em relação a sua extensão, não ultrapassando 15-25 m e cerca de 10 km de extensão. O corpo localizado a sul estende-se por cerca de 4 km, ao longo das praias do Pina e Boa Viagem. Fica descoberto durante as marés vazantes (baixa-mar) e por isso é a área mais frequentada pelos banhistas (Figs. 1 e 6).

O outro corpo de rocha praial, estende-se da parte norte da Praia do Pina até o "Marco Zero", ponto de referência da base cartográfica situado junto ao Porto do Recife, na região central da cidade, onde há frequente visitação turística. Este segmento possui cerca de 6 km de extensão e fica exposto parcialmente, mesmo durante as marés cheias (Fig. 6 e 7). A existência desse corpo rochoso que constitui acidente natural de abrigo à costa, favoreceu a instalação do Porto do Recife.



Figura 6 - Vista aérea da linha de rocha praial, junto ao Parque das Esculturas e ao "Marco Zero" (no continente) da Cidade do Recife (PE). Ao fundo, à esquerda, estão as praias do Pina e Boa Viagem. Foto: Nelson O. Nascimento.

Figure 6 - Aerial view of beachrock, close to the "Sculptures Park" and to the "Zero Mark" in the Recife city, State of Pernambuco. Pina and Boa Viagem beaches are in the background. Photo: Nelson O. Nascimento.



Figura 7 - Vista aérea da linha de arenito de praia localizado mais a sul (Pina e Boa Viagem). Ao fundo, o Porto do Recife e Olinda. Foto: Nelson O. Nascimento.

Figure 7 - Aerial view of beachrock (Pina e Boa Viagem). Recife and Olinda cities in the background. Photo: Nelson O. Nascimento.

Desde a instalação do Porto do Recife essa linha de rocha praial vem sofrendo alterações antropogênicas, notadamente várias obras de engenharia, entre as quais: - o Forte do Picão, edificado sobre a rocha praial, no século XVII; - a "Casa de Banhos", construída por volta de 1900, onde atualmente funciona um bar; - o "quebra-mar", onde cimento e asfalto, com cerca de 1 km de extensão, foi colocado para permitir o acesso de carro para facilitar o desembarque das mercadorias dos navios (Fig. 8).

Mais recentemente, em 2000, em comemoração aos 500 anos do descobrimento do Brasil, realizou-se obra arquitetônica sobre as rochas praiais em frente ao "Marco Zero", denominada "Parque das Esculturas", importante ponto de visitação, com mais de 90 peças de cerâmica do famoso artista plástico Francisco Brennand (Figs 6 e 8).



Figura 8 - Imagem do século XIX (1875 de Marc Ferrez) das rochas praiais encimadas pela edificação de uma mureta e do Forte do Picão, construídos pelos portugueses em 1614. Ao fundo avista-se o Porto do Recife.

Figure 8 - XIX century image (1875 from Marc Ferrez) of the beachrocks topped by a low-wall and the Picão Fort edification both built by the Portuguese in 1614. Recife Harbour is in the background.

Cada praia apresenta padrões sócio-culturais de ocupação próprios. A região do corpo ao norte (centro do Recife) é ocupada por uma forte associação de pescadores, que vive da comercialização e culinária de pescado, sendo hoje considerado um ponto turístico cultural relevante. Na praia de Boa Viagem, ao sul, concentram-se numerosos hotéis e edifícios residenciais.

GEOLOGIA E GEOCRONOLOGIA

Os corpos que compõem o sítio estão posicionados na zona de intermarés (estirâncio de Souza *et al.,* 2005), em relação à linha de costa atual, como na Praia de Boa Viagem, ou permanentemente emersos, como em parte do Pina e centro do Recife (Porto do Recife).

A composição mineralógica é de areias predominantemente quartzosas com baixos teores de grãos biodetríticos (fragmentos de conchas de moluscos, briozoários, equinóides, algas calcárias). A litologia varia de conglomerado a arenito grosso, sugerindo mudanças na energia do ambiente deposicional, com influências fluviais, das desembocaduras dos rios Capibaribe e Beberibe, e marinha, ligada as variações holocênicas do nível relativo do mar (Fig. 10). As três microfácies diagenéticas do cimento de natureza micrítica, franja acicular e criptocristalina, testemunham as variações hidrogeoquímicas ambientais (Fig.11).

Análises por difratometria de raios X, petrográfica e isotópica ($\delta^{18}O$ e $\delta^{13}C$) em rochas localizadas no corpo ao sul do sítio demonstram que o cimento carbonático é marinho e composto dominantemente de calcita magnesiana, com predominância do tipo criptocristalino intergranular, especialmente nas rochas praiais mais distantes do continente e com um decréscimo



Figura 9 - Vista aérea do Parque das Esculturas na linha de rocha praial, em frente ao Marco Zero do Recife.
Foto: Nelson O. Nascimento.

Figure 9 - Aerial view of the Sculpture Park on the beachrock, which is located in front of the "Zero Mark" of the Recife City.
Photo: Nelson O.Nascimento.

no teor em Mg^{2+}. A presença de uma segunda geração de cimento criptocristalino, de ambiente diagenético de zona de mistura, sugere influência de água doce, provavelmente provocada pela descida do nível relativo do mar que permitiu maior descarga da água freática doce (Assis, 1990), evidenciando um evento regressivo, posterior ao máximo transgressivo.

Existe consenso na literatura de que as areias e cascalhos de praia são litificados em zonas de intermarés e de arrebentação, tanto em praias de alta quanto de baixa energia, ou mesmo em amplas planícies de maré e canais de maré. As litofácies observadas no sítio são constituídas de arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo e arenitos e conglomerados maciços ou com estratificação incipiente, o que indica que as areias praiais foram depositadas entre a face de praia inferior a antepraia superior. Segundo Bezerra *et al*. (2003) areias praiais depositadas nesses sub-ambientes, em regiões costeiras de meso-marés, podem ser utilizadas como indicadoras de nível relativo do mar com incerteza de ± 1,0 m em relação ao nível médio do mar atual.

Na parte mais inferior das seções das rochas praiais, junto a níveis de conglomerados, há fauna malacológica preservada, composta em geral por conchas com valvas desarticuladas, dispersas irregularmente nas camadas. A coloração nas conchas muitas vezes encontra-se preservada. As espécies de moluscos bivalves identificados no sítio foram de: *Anomalocardia brasiliana,* a mais abundante, seguida por *Anadara* (*Lunarca*) *ovalis*, *Glycymeris sp,*

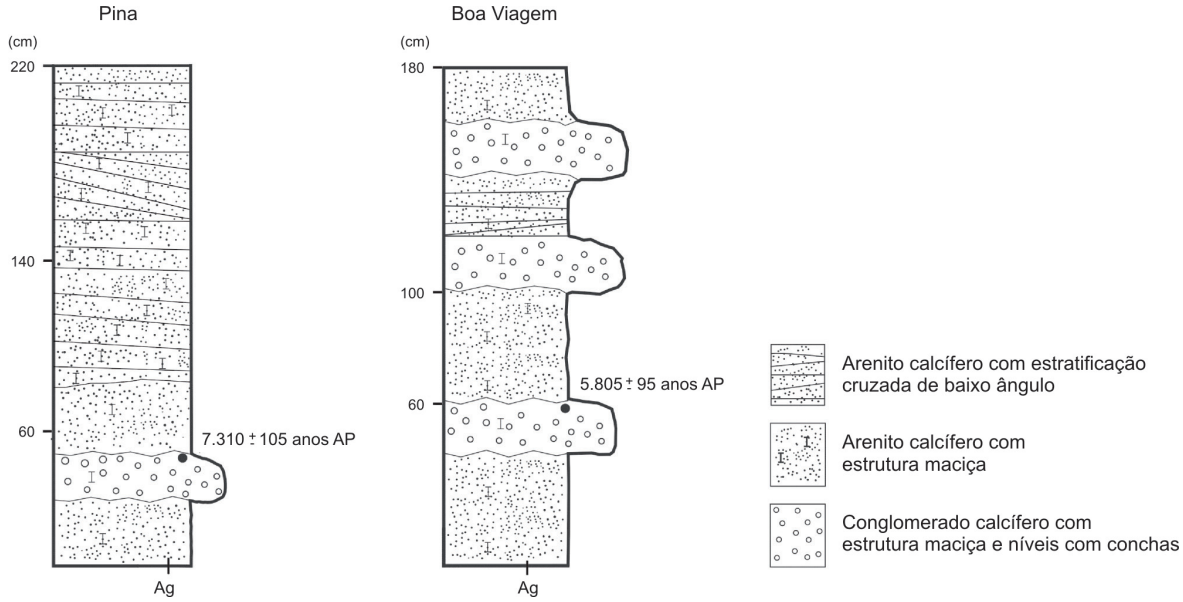


Figura 10 - Seções estratigráficas das rochas praiais do Pina e Boa Viagem.
Figure 10 - Stratigraphic columns of Pina and Boa Viagem beachrocks.

ESTÁGIO	MICRO FÁCIES DIAGENÉTICAS	RAIOS - X MOL % $MgCO^3$	VALOR ISOTÓPICO MÉDIO (PDB)	AMBIENTE DIAGENÉTICO
I	 A - envelope micrítico B - cimento criptocristalino intragranular	———	———	marinho
II	 C - franja isópaca acicular	17-20	+3,0% $\delta^{13}O$ +0,52% $\delta^{18}C$	zona freática marinha
III	 D - cimento criptocristalino intergranular	4	+1,61% $\delta^{13}C$ -0,10 % $\delta^{18}O$	zona de mistura

Figura 11 - Sequência de eventos diagenéticos de cimentação das rochas praiais e os ambientes associados. Fonte: Assis (1990).
Figure 11 - Sequence of diagenetic events of cementation of beachrocks and associated environment. Assis (1990).

Chione subrostrata. Constituem elementos da infauna rasa, comuns na fauna atual. Maury (1934), Silva *et al.* (1964) e Muniz & Oliveira (1974) encontraram associação semelhante em estudo de faunas malacológicas de rochas praiais do Nordeste.

Barreto *et al.* (2009) dataram por C-14 conchas de moluscos das rochas praiais do Pina e de Boa Viagem obtiveram idades, respectivamente de 7.310 ± 60 anos AP e 5.805 ± 40 anos AP (idades calibradas). As altitudes das conchas em relação ao nível médio do mar atual (na hora da coleta), com correções posteriores para a estimativa do nível médio do mar segundo Admiralty (1996), permitiu posicionar os níveis relativos do mar na época de formação da rocha praial em 0,90 ±0,5m na praia do Pina e 1,25 ± 0,5m em Boa Viagem. Quando plotadas essas altitudes e idades na curva de variação do nível relativo do mar para o Rio Grande do Norte (Bezerra *et al.,* 2003) e Salvador (Martin, 2003), nota-se que estão situadas próximas ao último máximo transgressivo na costa brasileira, quando o nível máximo não ultrapassou 3m o atual na região de estudo (Fig. 12).

Dominguez *et al.,* (1990) realizaram datações em conchas de moluscos de rocha praial em corpo em Boa Viagem, a sul da área de estudo (PE-19-BAH-1232) e obtiveram idade de 4.830 ± 210 anos AP, idade convencional. Comparando-se as idades convencionais de conchas de moluscos de arenitos praiais de Boa Viagem, na área de estudo, que é de 5.540 ± 40 anos AP, e a obtida por Dominguez *et al.,* (1990) e considerando-se a margem de erro da idade, nota-se uma diferença de cerca de 500 anos entre a idade das conchas nesses dois corpos.

SINOPSE SOBRE A ORIGEM, EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E IMPORTÂNCIA DO SÍTIO

As rochas praiais do sítio foram originadas a partir de depósitos de areias litorâneas regressivas, cimentadas por carbonato de cálcio, resultantes da progradação da linha de costa, depositados em época de nível relativo do mar mais alto que o nível atual. As estruturas sedimentares e a fauna malacológica observada indicam que esses sedimentos foram depositados entre face de praia inferior e o estirâncio superior.

Após cimentação das areias, a erosão da linha de costa, associada ao abaixamento do nível relativo do mar, resultou na exumação destes depósitos que nos dias atuais afloram na região intermarés. A figura 12 apresenta o posicionamento no tempo e no espaço, em comparação com a curva de variação do nível relativo do mar para Natal (RN) de Bezerra *et al.* (2003), a mais próxima de Recife, e a de Salvador calibrada de Martin (2003) considerada referencia para o Brasil. A figura 13 apresenta esquema simplificado de formação das rochas praiais.

O geossítio é utilizado habitualmente na iconografia turística da cidade e do Estado, em nível nacional e no exterior. Ilustra registros de processos geológicos, de maneira clara e expressiva, ao público com algum conhecimento geológico. É facilmente observável na integridade, sendo exemplo representativo de processo geológico ao nível regional, por isso, considerado potencialmente para uso didático e recreativo. Apresenta aspectos geológico e histórico que deveriam ilustrar os conteúdos curriculares para todos os níveis do sistema educativo brasileiro, colaborando com a divulgação das geociências.

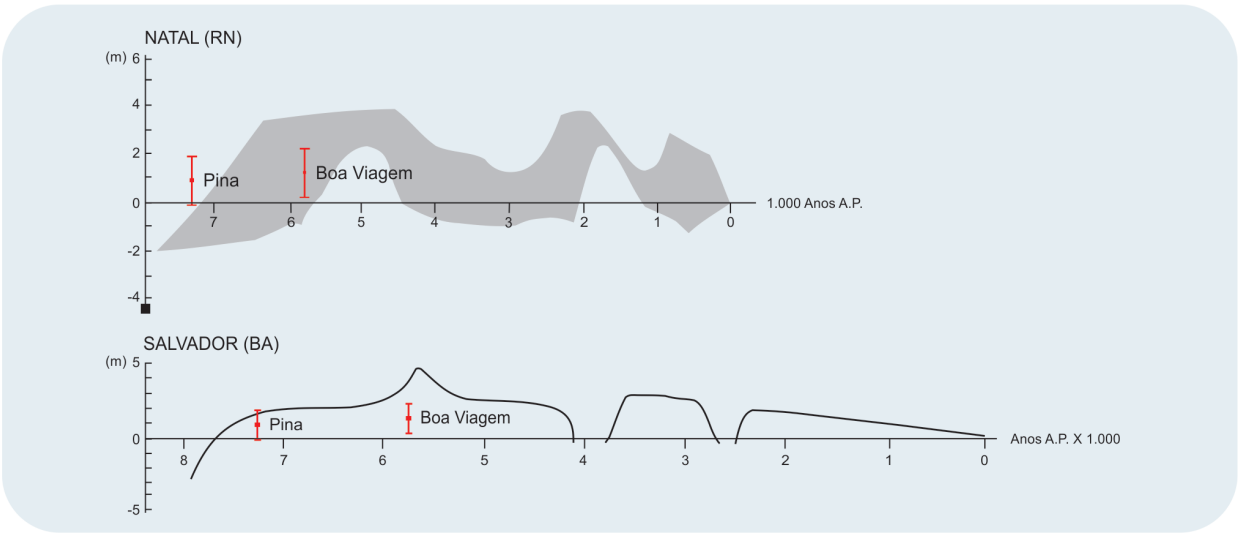


Figura 12 - Posicionamento no tempo e no espaço das rochas praiais do Pina e de Boa Viagem, em relação à curva de variação do nível relativo do mar de Natal (Bezerra *et al.*,2003) e de Salvador (Martin, 2003).

Figure 12 - Position in space and time of the Pina and Boa Viagem beachrocks relative to the Natal sea level curve (Bezerra *et al.,* 2003) and Salvador (Martin, 2003).

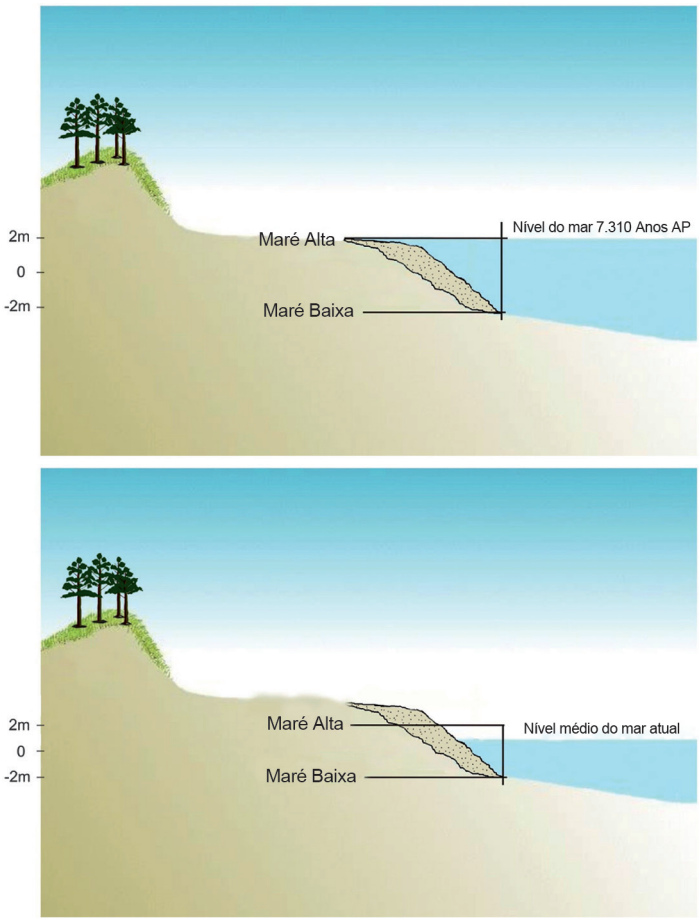


Figura 13 - Esquema simplificado de formação das rochas praiais, Pina, Recife.

Figure 13 - Simplified schematic model of beachrock formation, Pina, Recife.

VULNERABILIDADE E MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Vulnerabilidade do Sítio

O geossítio localiza-se em zona urbana central da capital do Estado, cuja região metropolitana tem mais de dois milhões de habitantes e grade fluxo turístico.

Situa-se em área sem regime de proteção e sem controle de acesso, que se dá pela praia, durante as marés vazantes, em Boa Viagem e Pina, sendo essas as praias as mais frequentadas por banhistas no Estado. No Porto do Recife, veículos e pedestres andam sobre o *monumento*.

Os processos que afetam o sítio atualmente são a ação das ondas e marés, provocando erosão mecânica, e as alterações antrópicas na rocha praial do Porto ao recobrir parcialmente a feição geológica, o que confunde os visitantes sobre a sua verdadeira origem. Portanto, o geossítio é vulnerável tanto à ação natural quanto à antrópica.

Nesse sentido, recentemente a Prefeitura do Recife passou a divulgar projeto de "Requalificação Urbana do Molhe de Brasília Teimosa até o Parque das Esculturas" propondo a melhoria de qualidade ambiental e estética da paisagem geral da área, adequação dos espaços e tratamento paisagístico que envolve o corpo de arenito junto ao Porto do Recife (site: http://www.recife.pe.gov.br/2009/08/12/prodetur_nordeste_ii_168023.php). Esse projeto envolve a construção de um píer, espaços de contemplação, ciclovia, pista de cooper, quiosques, posto policial, sanitários, vias de circulação viária e de pedestres além de um estacionamento para 50 automóveis. Tudo isso será construído em cima do arenito de praia, o que significa que não sobrará nada exposto do cartão postal da Cidade do Recife. O projeto acima referido já se encontra em fase de licitação da obra.

Medidas de proteção

Atualmente não há ações de proteção dos corpos rochosos que compõem o sítio. Entretanto, o artigo 205 da Constituição Estadual diz que *"Compete ao Estado e aos municípios, em consonância com a União, nos termos da lei, proteger áreas de interesse cultural e ambiental, especialmente os* ***arrecifes****, os mananciais de interesse público e suas bacias, os locais de pouso, alimentação e/ou reprodução da fauna, bem como áreas de ocorrências de endemismos e raros bancos genéticos e as habitadas por organismos raros, vulneráveis, ameaçados ou em via de extinção".* As instituições responsáveis são Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade – ICMBio, Marinha do Brasil e o Órgão Estadual de Fiscalização, Controle e Licenciamento Ambiental.

Recomendações para Preservação

De acordo com Lima (2008), uma completa estratégia de geoconservação baseia-se na sistematização de ações de inventário, quantificação, classificação, conservação, valorização, divulgação e monitoramento dos geossítios que compõem o patrimônio geológico de uma região.

A implementação de medidas de geoconservação esbarra na carência de estratégias institucionais integradas e requer o estabelecimento de bases legais que garantam a conservação com uso sustentável, baseada no adequado manejo do patrimônio geológico do sítio.

Sugestões dos Autores

Assim, sugere-se a instalação de painéis explicativos/interpretativos que revelam a evolução geológica e a importância histórico/cultural do sítio de forma análoga

à produzida em projetos (ver Lima, 2008) como os relacionados a seguir:

a) *Projeto Caminhos Geológicos*, lançado em 2000, pelo Departamento de Recursos Minerais do Rio de Janeiro – DRM (Serviço Geológico do Rio de Janeiro), que conta atualmente com cerca de 70 painéis instalados;

b) *Projeto Sítios Geológicos e Paleontológicos do Paraná*, instalado em 2003, pela Mineropar (Serviço Geológico do Paraná), atualmente com 18 painéis, instalados principalmente em rotas e pontos turísticos tradicionais do Estado;

c) *Projeto Monumentos Geológicos do Rio Grande do Norte*, instituído em 2006, atualmente com painéis instalados em 16 pontos de interesse geológico, que relatam a história geológica do estado promovida pelo Instituto de Desenvolvimento e Meio Ambiente do Rio Grande do Norte (IDEMA), PETROBRÁS, e parcerias do Serviço Geológico do Brasil (SGB-CPRM) e Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN) e Centro Federal de Educação Tecnológica do Rio Grande do Norte (CEFET-RN). O estado de Pernambuco ainda é carente nesse tipo de iniciativa.

d) Projeto Caminhos Geológicos da Bahia (http://www.cprm.gov.br/publique/media/Painel_Falha.pdf)

Assim, de maneira semelhante ao que vem sendo realizado no âmbito dos projetos mencionados, para fins didáticos, culturais e preservacionistas, propõe-se que este sítio também seja brindado com a composição de painéis explicativos ricamente ilustrados, de linguagem acessível que revelem com clareza e simplicidade a sua importância geológica e histórica. Esses painéis seriam afixados em áreas turísticas e pontos de grande circulação pública.

REFERÊNCIAS

Admiralty,1996. Admiralty Tide Tables: The Atlantic. Admiralty Hydrographic Department, The Hydrographer of theNavy, Southampton.

Assis,H.M.B. 1990 *Estudo dos Beach Rocks do Litoral sul de Pernambuco com base em evidências petrográficas e isotópicas*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, Recife: 91p.

Barreto,A.M.F.; Assis,H.M.B.; Almeida, J.A.C. Bezerra, F.H.R..; Suguio,K. 2008. Arrecifes, caminhos do mar de recife: importante patrimônio Geológico e histórico em praias urbanas do nordeste brasileiro.2008. Memórias e Notícias, 3 (Nova Série), 2008. Publ. do Dep Ciên. Terra e do Mus. Mineral. Geol.,Univ. Coimbra.411-416.

Barreto,A.M.F.; Bezerra,F.H.R.; Suguio,K. 2000. Variações do nível relativo do mar durante o Holoceno no Rio Grande do Norte, Brasil. In XVIII Simpósio de Geologia do Nordeste. Boletim de Resumos. Recife: 15-16.

Bezerra,F.H.R..; Barreto,A.M.F.; Suguio,K. 2003. Holocene sea-level history on the Rio Grande do Norte State coast, Brazil. *Marine Geology,* 196, 73–89.

Branner,J.C. 1904. The stone reefs of Brazil their geological and geographical relations with a chapter on the coral reefs. *Museum of Comparative Zoology*, Bull.,Harvard College, Cambridge, v.44 (geol.ser.n.7).

Chaves,N.S. 2000. *Mecanismo de cimentação em sedimentos marinhos recentes, exemplo: beachrocks do litoral pernambucano*. Tese de Doutorado, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, São Paulo, 194 p.

Dominguez,J.M.L.; Bittencourt,A.C.S.P.; Leão,Z.M.A.N.; Azevedo,A.E.G. 1990. Geologia do Quaternário Costeiro do Estado de Pernambuco. *Revista Brasileira de Geociências*, 20:208-215.

Fonseca,H. 2009.Pernambucânia – O que há nos nomes das nossas cidades.Companhia Editora de Pernambuco, CEPE. Seg Ed. 245p.

Hopley,D.1986. Beachrock as a sea-level indicator. *In:* O.Plassche (Ed), Sea level research. Galliard printers. Grate Yarmouth, pp.157-173.

Kelletat,D. 2006.Beachrock as Sea-Level Indicator? Remarks from a Geomorphological Point of View, *Journal of Coastal Research*, 22 (6), 1558-1564.

Kelletat,D. 2007. Reply to: Knight, J. 2007. Beachrock Reconsidered. Discussion of: Kelletat, D., 2006. Beachrock as Sea-Level Indicator? Remarks from a Geomorphological Point of View, Journal of Coastal Research, 22 (6), 1558-1564; Journal of Coastal Research, 24(4), 1074-1078. Journal of Coastal Research. 23 (6) 1605-1606.

Knight,J. 2007. Beachrock Reconsidered. Discussion of: Kelletat, D. 2006. Beachrock as Sea-Level Indicator? Remarks from a Geomorfological Point of View. Journal of Coast Research 23 (4) 1074-1078.

Lima,F.A. 2008 *Proposta Metodológica para a Inventariação do Património Geológico Brasileiro*. Dissertação de Mestrado Escola de Ciencias da Universidade do Minho, Portugal, 90p.

Mabesoone,J.M. 1964. Origin and age of the sandstone reefs of Pernambuco (Northeastern Brazil). *Journal of Sedimentary Petrology*,34(4):1–7.

Martin,L.; Suguio,K; Flexor,J.M.; Bittencourt,A.C.S.P.; Vilas-Boas,G.S. 1979/1980. Le quaternaire marin brésilien (littoral pauliste, sud fluminense et bahianais), *Cahiers O.R.S.T.O.M.*, Série Géologie 11, 95-124.

Martin,L.; Suguio,K; Flexor,J.M. 1986. Relative sea-level reconstruction during the last 7,000 years along the States of Paraná and Santa Catarina coastal plains: additional information derived from shell-middens. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 4, 219-236.

Martin,L. 2003. Holocene Sea-Level History Along Eastern-Southeastern Brazil. Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ Volume 26 /2003: 13 – 23.

Martin,L.; Dominguez,J.M.L.; Bittencourt,A.C.S.P. 2003. Fluctuating Holocene sea level in eastern and southeastern Brazil: evidence from a multiple fossil and geometric indicators. *Journal of Coastal Research* 19, 101-124.

Maury,C.J. 1924. *Bulletin of the American Museum of Natural History*, Tulsa, Okla, 68, 79-123.

Muniz,G.B.C.; Oliveira,M.I.M. 1974. Fauna malacológica do interior do beach-rock de Piedade (Pe)". *Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia*. 263-269.

Ottmann,F. 1960 Une hypothèse sur l' origine des "arrecifes" do Nordeste brésilien. *Soc.géol. France Comptes rendus sommaires*. 175-176.

Silva,A.C.; Silva,D.D.; Vasconcelos,M.D.T. 1964. *Arquivos do Instituto de Antropologia Câmara Cascudo* 1,79-84.

Silveira,J.D. 1964. Morfologia do litoral. *In Azevedo, A. (ed). Brasil a terra e o Homem*. Companhia Editora Nacional. São Paulo: 305p.

Souza, C.R. *et al.* (Ed) 2005. Quaternário do Brasil. Ribeirão Preto: Holos, 378p.

Suguio,K.; Martin,L.; Bittencourt,A.C.S.P.; Dominguez,J.M.L.; Flexor,J.M.; Azevedo,A.E.G. 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências*. São Paulo. 15 (4): 273-286.

Vousdoukas,M.I.; Velegrakis,A.F.; Plomaritis,T.A. 2007. Beachrock occurrence, characteristics, formation mechanisms and impacts. *Earth-Science Reviews*, 85, (1-2), 23-46.

http://www.recife.pe.gov.br/2009/08/12/prodetur_nordeste_ii_168023.php Prefeitura do Recife: Requalificação Urbana do Molhe de Brasília Teimosa até o Parque das Esculturas. Acesso em 10/10/2010.

* Publicado na Internet em 27/10/2010 no endereço http://www.unb.br/ig/sigep/sitio040/sitio040.pdf

[1] Departamento de Geologia, Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco (CTG-UFPE). alcinabarreto@gmail.com

[2] Serviço Geológico do Brasil – CPRM – Recife; hortenciabr@gmail.com

[3] Departamento de Geologia, Centro de Ciências Exatas e Tecnológicas da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (CCET-UFRN); bezerrafh@geologia.ufrn.br

[4] Instituto de Geociências – USP; Universidade Guarulhos – UnG; kenitirosuguio@hotmail.com



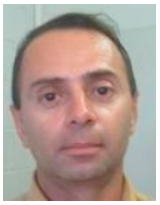
ALCINA MAGNÓLIA FRANCA BARRETO

Nascida em Recife-PE (1957), geóloga pelo Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco (1983), com mestrado (1993) e doutorado (1997) em Geologia Sedimentar, pelo Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Atualmente é professora Associada do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco e orientadora dos programas de Pós-Graduação em Geociências e em Arqueologia da UFPE. Leciona e faz pesquisa nas áreas de Paleontologia e Geologia do Quaternário. É pesquisadora do CNPq.



HORTENCIA MARIA BARBOSA DE ASSIS

Nascida em Aracaju -SE (1959), geóloga pelo Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco (1985), com mestrado (1990) e doutorado (2007). Atualmente é Coordenadora Executiva do Departamento de Recurso Minerais do Serviço Geológico do Brasil – CPRM, executando pesquisa na Plataforma Continental Jurídica Rasa do Brasil. Coordena e faz pesquisa nas áreas de Geologia Marinha e Costeira, Recursos Minerais Marinhos , Ambiental, e Gestão Territorial.



FRANCISCO HILÁRIO DO REGO BEZERRA

Nascido em Natal (1965), geólogo pela Universidade Federal do Rio Grande do Norte (1987), mestrado em Geologia pela Universidade de Brasília (1992) e doutorado em Geologia pela Universidade de Londres (1998). É Professor Associado da Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Atua na área de Geociências, com ênfase em Geotectônica (Neotectônica, Deformação Rúptil), atuando principalmente nos seguintes temas: Falhas Sismogênicas, Paleossismicidade, Reativação Cenozóica de falhas, Deformação de Depósitos Sedimentares Neogênicos, Paleotensões.

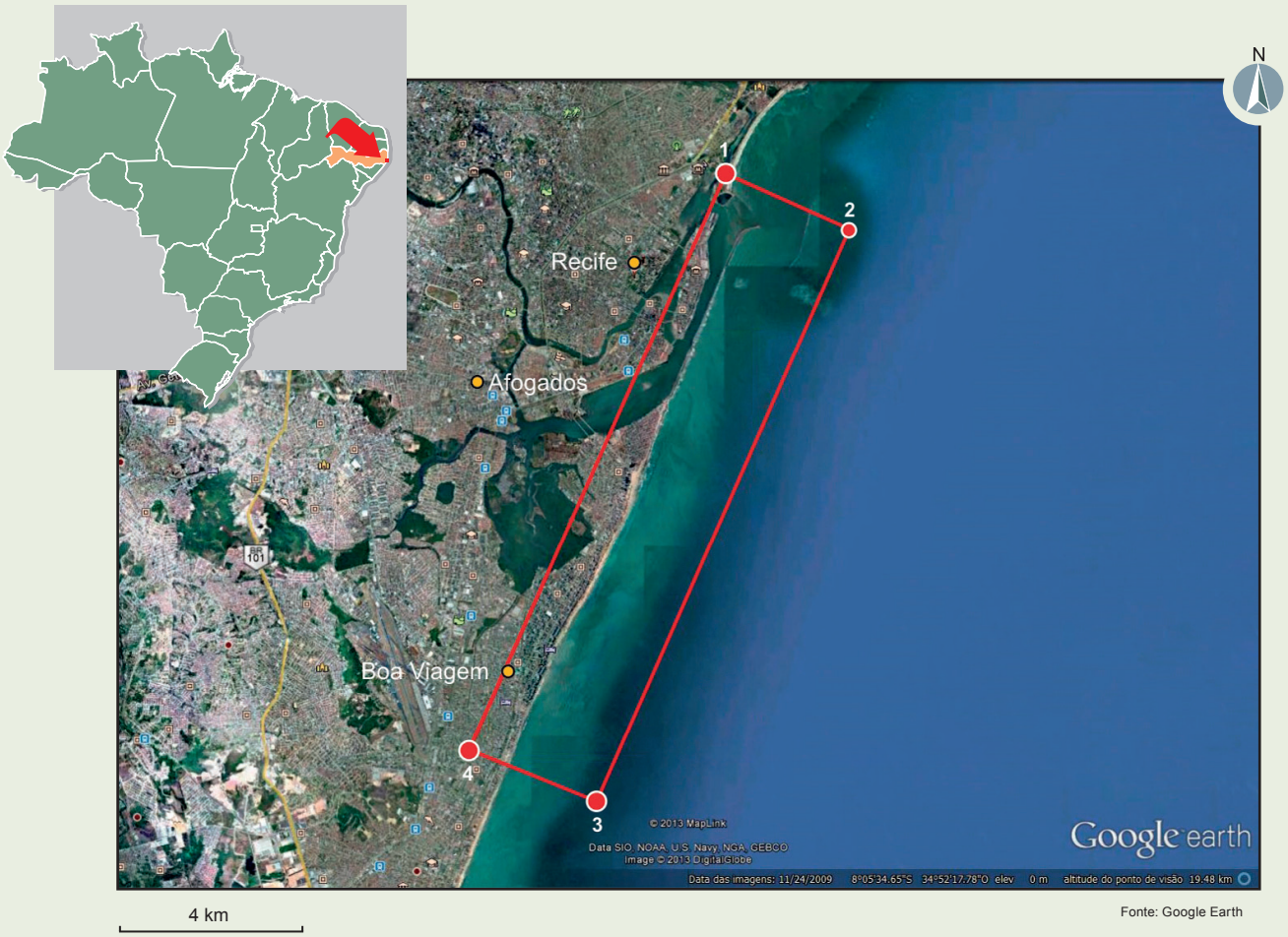


KENITIRO SUGUIO

Nascido em Duartina, SP (1937), geólogo pela Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo (1962), com doutorado (1968) em Geologia e Paleontologia da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo e com livre docência (1973) em Geologia Sedimentar pelo Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Membro efetivo da Academia de Ciências do Estado de São Paulo (ACIESP) e da Academia Brasileira de Ciências (ABC). Professor Emérito (2003) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo e atualmente é professor titular de Pós-Graduação em Análise Geoambiental da Universidade Guarulhos (SP), desde 2004.

SIGEP 040 - ARRECIFES, A CALÇADA DO MAR DE RECIFE, PE

PROPOSTA DA ÁREA DE PROTEÇÃO



Fonte: Google Earth

VÉRTICE	COORDENADAS GEOGRÁFICAS	
1	08°08'25,00"S	34°54'38,20"W
2	08°02'16,00"S	34°51'54,21"W
3	08°02'51,37"S	34°50'34,31"W
4	08°08'57,58"S	34°53'16,42"W

Polígono da área de proteção aprovados via e-mail por:
Alcina Magnólia Barreto (alcinabarreto@gmail.com)
e Hortencia Maria Barboza de Assis (hortencia.assis@cprm.gov.br)

Data da proposta: 05/06/2013

Ponta das Lajes e o Encontro das Águas, AM

A Formação Alter do Chão como moldura geológica do espetacular Encontro das Águas Manauara

SIGEP 054*

Elena Franzinelli[1]
Hailton Igreja[2]

Resumo - A Formação Alter do Chão, cretácea ou cenozóica segundo estudos mais recentes, forma o assoalho da planície holocênica do Rio Amazonas na parte central da bacia, e emerge em numerosos pontos configurando as margens ou o próprio leito do Rio Solimões-Amazonas. O nível silicificado desta formação aflora na Ponta das Lajes, na margem esquerda do Rio Amazonas, próximo à confluência dos rios Negro e Solimões, ao oeste da Cidade de Manaus, formando uma saliência de rochas que avança nas águas do rio. Esse nível silicificado ocorre na base de uma falésia desenvolvida na mesma formação geológica e é encoberta pelas águas do Rio Amazonas durante as épocas de chuva. Neste afloramento foram identificadas quatro fácies sedimentares: 1-Arenito de barra de meandro, 2-Siltito lacustre, 3-Arenito fino de planície de inundação, 4-Arenito grosso de barra de canal. As mesmas fácies alternam-se na encosta da falésia. Importantes icnofósseis, isto é, tocas notáveis escavadas por vertebrados, provavelmente tetrapodos, ocorrem nos sedimentos lacustres. As estruturas tectônicas presentes na Ponta das Lajes manifestam as fases das ações da neotectônica que agiu e age na faixa central da bacia amazônica e revelam o aspecto do ambiente tectônico que preparou o local da confluência dos rios Negro e Solimões e proporcionou a sedimentação quaternária das ilhas Xiborena e do Careiro. O Rio Amazonas, formado pela junção dos dois rios, na frente da Ponta das Lajes tem a sua menor largura, cerca de 2 km. Recentemente, importante sítio arqueológico com idades de 2.000 a 7.000 anos foi encontrado na Ponta das Lajes.

Palavras-chave: Encontro das Águas; Rio Solimões; Rio Negro; Rio Amazonas; Formação Alter do Chão; Ponta das Lajes; estruturas tectônicas; icnofósseis gigantes; sítio arqueológico

Ponta das Lajes and the Waters Junction, State of Amazonas – The Alter do Chão Formation as geological frame of the spectacular Waters Junction of Solimões and Negro rivers

Abstract - The Alter do Chão Formation, cretaceous in age or cenozoic in accordance to more recent researches, forms the floor of the holocenic floodplain in the central region of the Amazon Basin and outcrops in numerous places forming the banks or the bed of the Solimões-Amazon River. The silicified horizon of the Alter do Chão Formation outcrops in the Ponta das Lajes locality, on the north bank of the Amazon River, close to the confluence of the Solimões and Negro and to the east of Manaus city. This silicified horizon, covered by water during the rainy season, is situated at the base of a cliff developed in the same geological formation. Four facies are identified in the deposits of the Ponta das Lajes: 1 – Meander bar sandstone, 2 – Lacustrine siltstone, 3 – Floodplain fine sandstone, 4 – Channel bar coarse sandstone. A succession of the same facies alternates going up the cliff. The lacustrine sediments contain interesting ichnofossils such as giant burrows, dug by unknown vertebrates, probably tetrapods. The tectonic structures impressed in the silicified rocks of the Ponta das Lajes show the phases of the mechanisms of the neotectonics that occurred and still occur in the central belt of the Amazon Basin. In addition these structures manifest the tectonic ambient that produced the site where the confluence of the Negro and Solimões river's stabilized, and controlled the quaternary sedimentation on the Xiborena and Careiro islands and surroundings. The Amazon River in front of the Ponta das Lajes presents its minimum width: 2 km. An important archaeological site (2,000-7,000 years BP) was discovered on the rocks of the Ponta das Lajes recently.

Key words: Junction of the Waters; Solimões River; Negro River; Amazonas river; Alter do Chão Formation; Ponta das Lajes; tectonic structures; giant ichnofossils (burrows); archaeological site

INTRODUÇÃO

A acelerada expansão da Cidade de Manaus nos últimos 25 anos promoveu a depredação e até mesmo a eliminação de importantes exposições de solos, sedimentos, rochas, cachoeiras, balneários, não poupando sequer orlas, prédios e pontos turísticos de reconhecida importância e inquestionável relevância no patrimônio histórico, científico e paisagístico municipal, estadual, nacional e até mesmo mundial.

As rochas sedimentares da Formação Alter do Chão, grande parte do substrato da cidade, também constituem a Ponta das Lajes, englobada no patrimônio turístico-paisagístico do fenômeno do Encontro das Águas Manauara, que, por sua vez, destaca a área fluvial da confluência dos rios Negro, Solimões e o primeiro segmento do Rio Amazonas.

A região do Encontro das águas foi recentemente caracterizada como uma paradigmática zona de interseção de lineamentos neotectônicos que abrange a cidade de Manaus, e a faixa central da Amazônia (Igreja & Franzinelli, 2007). Estudos recentes sobre a Formação Alter do Chão têm revelado importantes aspectos geohistóricos, paleontológicos (descobertas de fósseis e estruturas paleobiogênicas), sedimentológicos, estratigráficos, hidrológicos, biológicos, geodinâmicos do Cretáceo, hidrogeológicos, neotectônicos do terciário e do quaternário, enfim um valioso acervo geocientífico que deve ser apropriadamente conservado. Destaca-se que a Formação Alter do Chão constitui, provavelmente, o maior aquífero da América do Sul e de grande potencial petrolífero global .

Este trabalho descreve o geossítio Ponta das Lajes, com suas estruturas sedimentares, paleobiogênicas e neotectônicas, muito importantes para fins didáticos, e, associadamente em frente a este sítio, o impressionante fenômeno do Encontro das Águas "escuras" do rio Negro e claras do Rio Solimões no local em que formam o Rio Amazonas (Figs. 1 e 4), tendo por objetivo a incorporação dessa descrição no inventário da SIGEP – Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos - visando a sua conservação atual e para as gerações futuras.

LOCALIZAÇÃO

A Ponta das Lajes (Fig. 1) está localizada na parte central da Bacia do Amazonas (Fig. 2), coordenadas 03º08'S - 59º52'W, na margem esquerda do Rio Amazonas, cerca de 20 km ao oeste do Rodway, porto do centro histórico da cidade de Manaus no Rio Negro, e 2 km à jusante da confluência dos rios Negro e Solimões. É alcançada por via fluvial passando no Encontro das Águas, ou por terra, saindo do centro da cidade pela Estrada do Aleixo até a sede do Cepeam (Centro de Projetos e Estudos Ambientais do Amazonas da Associação Brasil Soka Gakkai), na Avenida Desembarcador Anísio Jobin 980, Km 11.



Figura 1 - Vista aérea do Encontro das Águas e Formação Alter do Chão em Ponta das Lajes.
Figure 1 - Aerial view of the Junction of the Waters and Alter do Chão Formation at Ponta das Lajes.

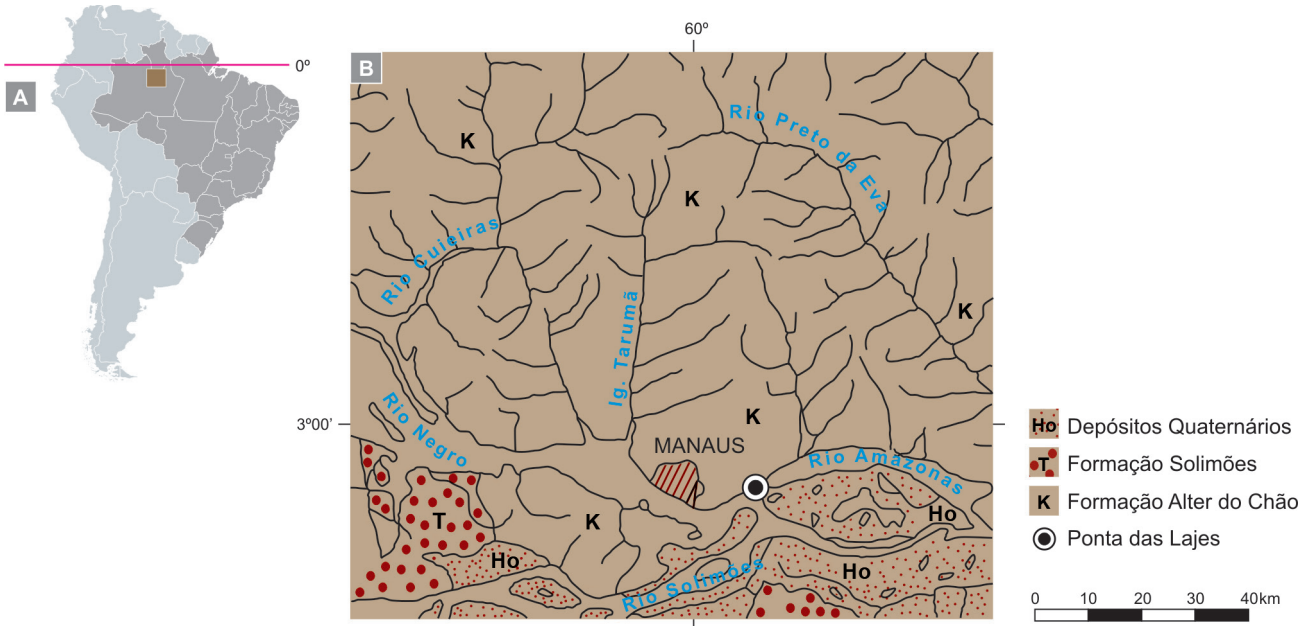


Figura 2 - Localização do sítio **(a)** e esboço da geologia da área de Manaus **(b)**.
Figure 2 - Site location **(a)** and geological sketch of Manaus area **(b)**.

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Geomorfologia

A Ponta das Lajes (Fig. 1), constituída de sedimentos continentais em parte silicificados, situa-se na margem esquerda do Rio Amazonas. Na estação seca, quando descoberta pelas águas, conforma uma superfície triangular levemente inclinada para o rio, situada na base de falésia com aproximadamente 90m de altitude acima do nível do mar, esculpida no terraço da Formação Alter do Chão (Fig. 3). Esta margem do rio mostra formas curvas a montante e a jusante da Ponta, resultantes de desbarrancamento do terraço. A montante ocorre rebaixamento progressivo do terraço e a orla é recortada por pequenas baías, onde deságuam córregos de curto curso. A jusante da Ponta a superfície do terraço grada para cotas mais baixas na medida em que se afasta da calha do rio, até a cota de 75 metros. Junto à Ponta das Lajes o Rio Amazonas tem a largura mínima, cerca de 2.000 metros. Daí para jusante há o alargamento progressivo do canal e o recuo do terraço, conformando o lago do Aleixo (Fig.4), este individualizado do rio propriamente dito por bancos alongados e estreitos formados por depósitos recentes.

A confluência dos rios Negro e Solimões que dá origem ao Amazonas (Fig. 4), ocorre a montante da Ponta das Lajes. O canal do Rio Amazonas conserva a mesma direção do Rio Negro; o Solimões, provindo do oeste, forma uma ampla curva antes de se juntar ao Negro. No Encontro das Águas, a margem esquerda do Negro consiste no prolongamento do terraço da Formação Alter do Chão sobre o qual, ao oeste, está edificada a cidade de Manaus. O Rio Solimões, no seu ultimo trecho, percorre a planície holocênica formada por depósitos de barras, canais, diques, lagos assoreados. A margem direita desse trecho do Solimões, em frente à Ponta das Lajes, corresponde à orla norte da Ilha do Careiro, extensa ilha fluvial de topografia plana constituída de sedimentos recentes, que apresenta vastos lagos rasos de forma arredondadas no seu interior. O interflúvio Negro-Solimões é a Ilha Xiborena, formadas por uma sucessão de bancos alongados, subparalelos a direção do ultimo trecho do Rio Solimões. As depressões entre os bancos da Xiborena são colmatadas; algumas, ainda na fase de assoreamento, possuem canal navegável durante as cheias. A morfologia da extremidade da Ilha Xiborena, ou Ponta do Catalão, é constantemente modificada pelas correntes fluviais.

Formação Alter do Chão

A Formação Alter do Chão pertence ao Grupo Javari e ocorre na parte superior do pacote sedimentar da Bacia Amazônica (Fig. 5) sobre a discordância do topo do Paleozóico (Cunha *et al*. 2007) estendendo-se, por vasta extensão, desde o tectonodivisor de Gurupá a leste até o alto do Purus a oeste. A seção-tipo encontra-se no poço perfurado na margem direita do Rio Tapajós em 1954 pelo Conselho Nacional do Petróleo, próximo à Vila de Alter do Chão, onde a unidade tem a espessura de 410 metros. A espessura máxima, 1.250m, foi registrada em um poço próximo a Almerim, mas são mais comuns espessuras de 200 a 400 metros. Sua denominação deve-se a Kistler (1954). A litologia consta de arenitos intercalados com siltitos e argilitos e subordinadamente



Figura 3 - Vista da Ponta das Lajes durante a intensa seca de outubro-novembro de 2010 (Google Earth, janeiro de 2011).
Figure 3 - View of the Ponta das Lajes during the 2010, October-November, very dry season (Google Earth, January 2011).

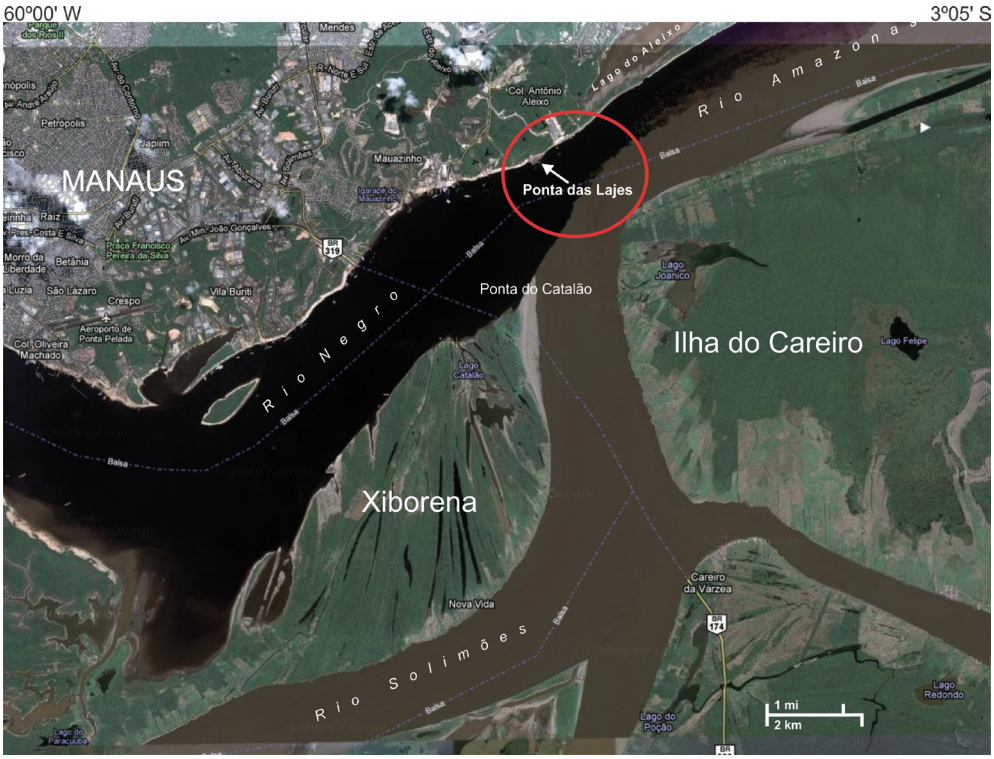


Figura 4 - Vista geral da confluência dos rios Negro e Solimões e da Ponta das Lajes no Encontro das Águas. Bancos alongados e separados por depressões na Ilha Xiborena; barra lateral efêmera na Ponta do Catalão. (Google Earth, janeiro de 2011).

Figure 4 - General view of the Negro and Solimões rivers confluence and Ponta das Lajes at the Meeting of the Waters. Elongated banks separated from lowering areas in the Xiborena Island; lateral ephemeral bar at the Catalão point (Google Earth, January 2011).

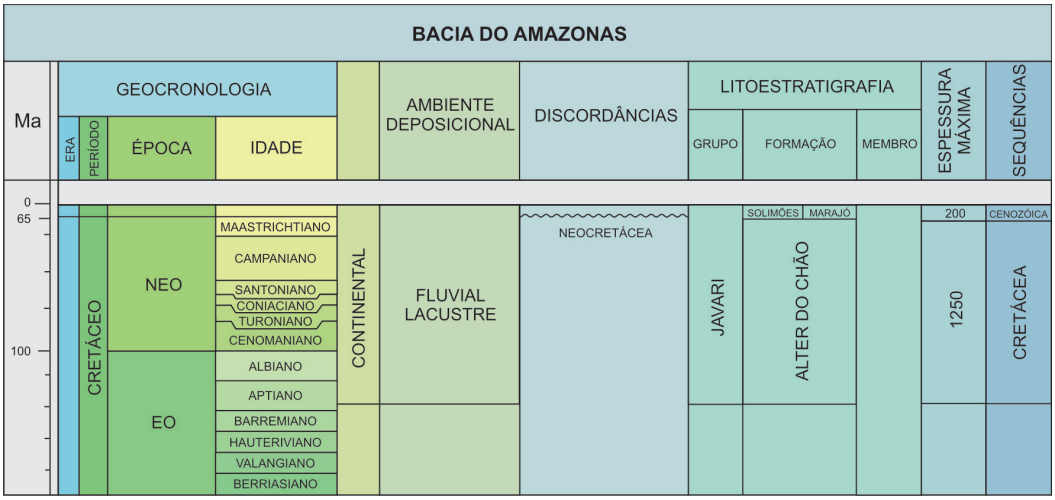


Figura 5 - Carta estratigráfica da parte superior da Bacia do Amazonas (Modificado de Cunha *et al*., 2007).
Figure 5 - Stratigraphic chart of the upper part of the Amazon Basin (Modified from Cunha *et al*., 2007).

conglomerados. Os arenitos são finos a grossos, vermelhos a variegados, argilosos, mal selecionados, friáveis, ocasionalmente silicificados. Os argilitos vermelhos contem variáveis quantidades de silte e argila e lentes de grânulos irregularmente distribuídas. Devido à sua litologia, extensão e continuidade lateral, a Formação Alter do Chão é considerada como sendo o maior aqüífero da America do Sul e talvez do mundo (Souza, 2006).

A natureza dos sedimentos, a ocorrência e constância de determinados tipos de estruturas sedimentares como, por ex., estratificações cruzadas e gretas de contração, freqüentes paleossolos, presença de fósseis e traços fósseis continentais indicam que a Formação Alter do Chão foi depositada em leques aluviais, planície de inundação com grandes rios e lagos e deltas fluviais, em clima tropical. Não foram verificados elementos que pudessem indicar climas áridos. Recentemente, Rossetti *et al*. (2006), baseados na análise de fácies sedimentares e de icnofósseis associados encontrados em afloramentos ao longo do Rio Amazonas no centro da bacia, sugerem paleoambiente deltaico com progradação para o centro da bacia no sentido leste ou sudeste, conectado a ambiente marinho. De acordo com Cunha *et al*. (2007), a Formação Alter do Chão foi depositada durante o Cretáceo, do Aptiano ao Maastrichtiano, ou de acordo com Caputo (2011), no Cenozóico. A primeira datação deve-se a Daemon (1975) com o estudo do conteúdo palinológico.

Nos arredores de Manaus a Formação Alter do Chão apresenta horizontes silicificados que foram inicialmente denominados de Arenito Manaus por Albuquerque (1922), sendo esta denominação utilizada erroneamente em senso estratigráfico. Santos *et al*. (1974 in DNPM,1984) descrevem o Arenito Manaus como "corpos lenticulares de diferentes litologias" dentro da Formação Alter do Chão. Esta fácies silicificada ocorre de maneira descontínua predominantemente na margem esquerda do Rio Negro e em seus tributários da margem norte até cerca de 70 km a montante de Manaus. As cachoeiras da região (do Guedes, do Tarumã, Mindu, Cuieiras etc.) são desenvolvidas nesses depósitos silicificados. A maior freqüência desta fácies silicificada foi verificada próximo ao afluente Tarumã, onde ocorrem quatro bancos silicificados, um dos quais alcança quatro metros de espessura, alternados com sedimentos silte-argilosos inconsolidados. Raramente os bancos silicificados exibem estruturas de tipo estratificação tabular ou acanalada. A litologia é de arenito grosso a fino, mal selecionado, matriz argilosa, branco ou vermelho, grãos de quartzo angulosos, raros feldspatos. As camadas entremeadas são de sedimentos finos, silte-argilosos ou de areias muito finas, de cores amarela ou vermelho tijolos, com freqüentes estratificações cruzadas acanaladas. Nogueira *et al*. (2003) interpretam os níveis silicificados da Formação Alter do Chão como silcretes, formados em climas úmidos e desenvolvidos principalmente em paleossolos e depósitos lacustres dentro de um sistema fluvial entrelaçado. A origem da silicificação de acordo com Franzinelli & Rossi (l997) e Franzinelli *et al*. (2003) é devida a diagênese que causou a dissolução dos minerais mais intemperizáveis, a alteração dos feldspatos para caulinita, a formação de quartzo, hematita e caulinita autigênicos.

Fácies Deposicionais e Paleoambiente da Formação Alter do Chão na Ponta das Lajes

A seqüência que ocorre na Ponta das Lajes mostra quatro fácies que evidenciam momentos diferentes na sedimentação (Fig. 6 e Fig. 7).

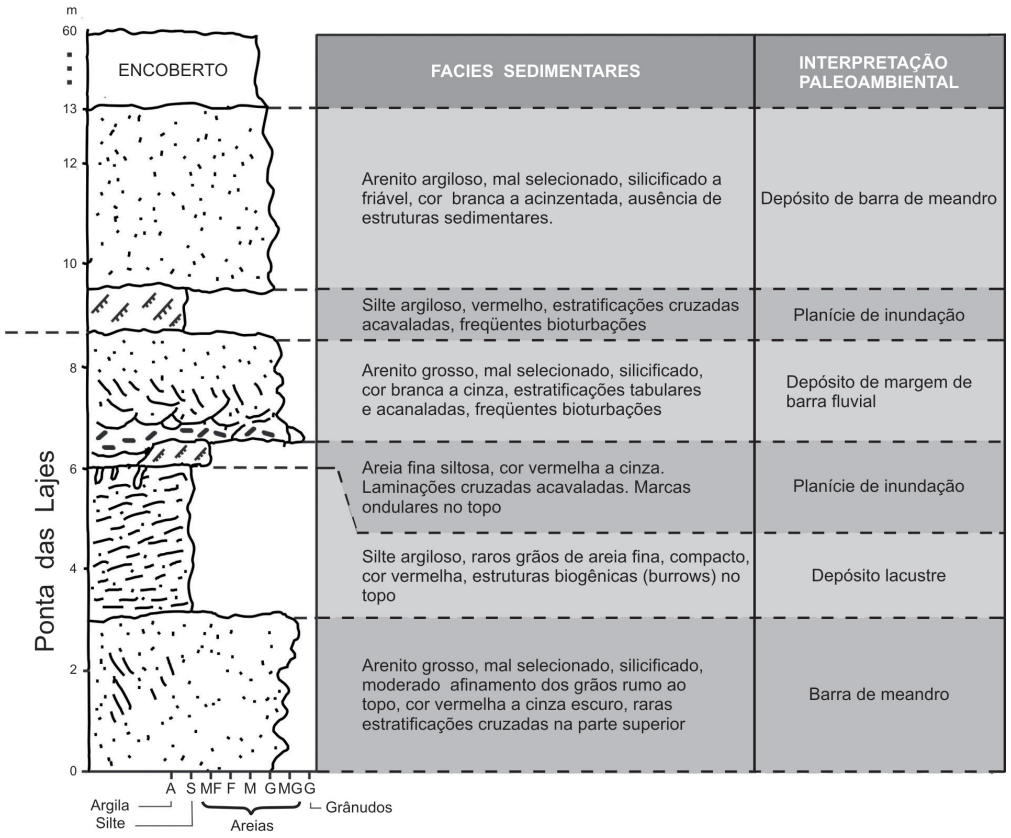


Figura 6 - Coluna estratigráfica composta da Formação Alter do Chão em Ponta das Lajes.

Figure 6 - Composed stratigraphic column of Alter do Chão Formation at Ponta das Lajes.

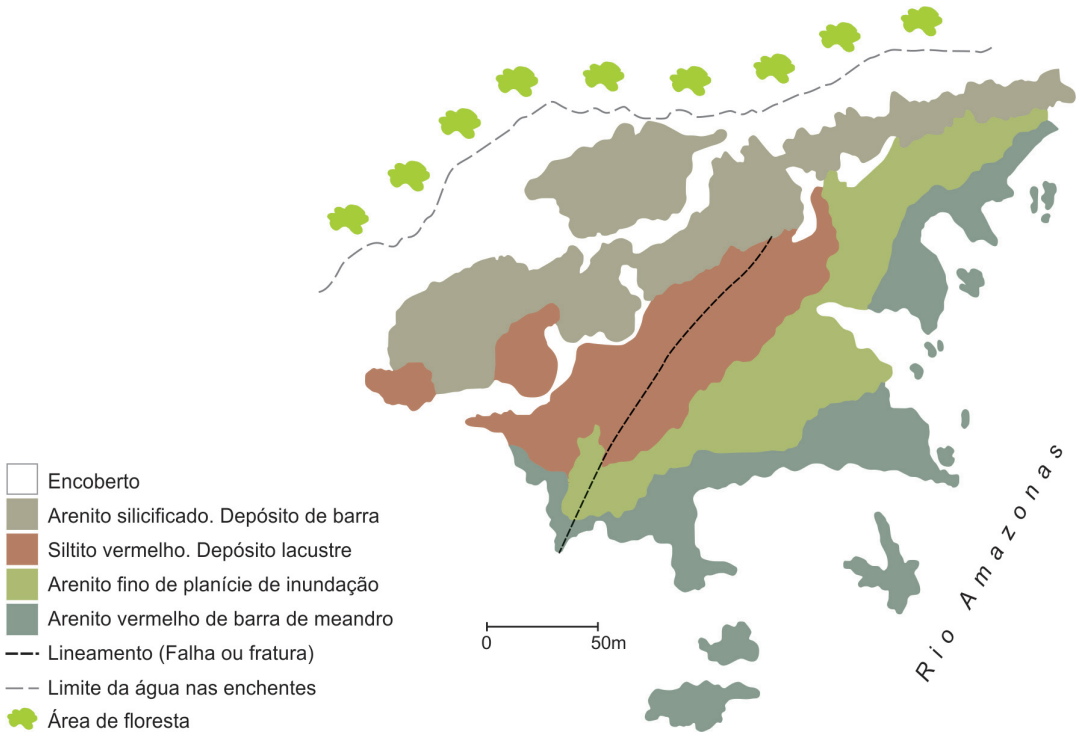


Figura 7 - Esboço geológico da Ponta das Lajes mostrando a localização das fácies sedimentares presentes na área. Notar o lineamento central de direção N30 E.

Figure 7 - Geologic sketch of the Ponta das Lajes showing the position of the sedimentary fácies found in the area. Note the central linear N30E direction structure.

Fácies 1 – A forte estiagem de 2010 que abaixou consideravelmente o nível das águas do Rio Amazonas deixou à vista um espesso pacote de arenito silicificado, mal selecionado, cor vermelha, com raras estratificações cruzadas tabulares no topo e lento decréscimo do tamanho dos grãos para cima. A considerável espessura, a textura da rocha, a ocorrência de raras estratificações cruzadas concorrem para atribuir a origem de barra a este depósito.

Fácies 2 – Segue acima, em contato brusco, camada de siltito argiloso, compacto, raros grãos de areia fina, cor avermelhada. Não apresenta estruturas o que indica uma sedimentação lenta, contínua, com aporte constante (área fonte sem perturbações), em ambiente de águas calmas, provavelmente em fundo de lago. Em determinado momento este ambiente ficou exposto ao ar o que é comprovado por marcas de ressecamento e *slickensides* pedológicos na superfície do topo. (Fig. 8). Os *slickensides* são, em maioria, concêntricos formando bacias com formas elipsoidais com 30 a 40 cm de diâmetro maior e profundidade de 10 a 30 cm. As paredes laterais mostram estrias de fricção concêntricas, cobertas por películas de material branco que resulta da alteração das argilas. No complexo as partes salientes na superfície são encurvadas, dando um aspecto mamelonado ao conjunto.

Notáveis nessa camada são as formas de macro traços fósseis que ocorrem na parte superior. São paleotocas (*burrows*) preenchidas que ocorrem na camada de siltito no contato com o arenito superposto. O exemplar maior (Fig. 9) tem forma de bota com cerca de 80 cm de comprimento, dos quais 60 cm *in situ*, visto que a parte superior está sendo erodida pela águas do Rio Amazonas.

A seção transversal superior apresenta forma circular, levemente elipsoidal, com diâmetro de até 28 cm. Este icnofóssil ocorre verticalizado e preenchido com o mesmo material da rocha encaixante, destacando-se devido à ocorrência de película de argila branca que envolve a estrutura toda. Internamente ocorrem divisões horizontais também marcadas por película de argila branca. As quebras da parte superior da estrutura ocorrem ao longo destas divisões. No corte da mesma camada foram encontrados numerosos *burrows* do mesmo tipo, de menor tamanho, gerados verticalmente, com comprimento máximo de 40 cm. O preenchimento destes, à diferença da estrutura precedente, consiste de arenito grosso, mal selecionado e com grânulos, correspondente à sedimentação da camada superior. Alguns destes vestígios ainda possuem forma aproximada de bota, outros se apresentam deformados, (Fig. 10) devido à compactação/desidratação diferencial ou à neotectônica.

Nestas paleotocas preenchidas, o contato com a rocha encaixante, siltito vermelho, é nítido, mas nota-se ao redor da estrutura um halo de descoloração por redução e dissolução do pigmento ferruginoso do siltito devido à reação



Figura 8 - Topo da unidade inferior: estrutura "mamelonada" (~30-40cm) da superfície; pequenas bacias formadas por *slickensides* concêntricos.

Figure 8 - Top of the lower unity: "mamillonary" structure (ca. 30-40cm) of the surface; small basins formed by concentric slickensides.

da água que penetra com mais facilidade no arenito do preenchimento em razão da permeabilidade. As camadas do preenchimento interno, também são subdivididas em setores horizontais que são destacados e modificados, provavelmente durante a compactação ou pelas ações da neotectônica durante ou depois da litificação. Acredita-se que estas tocas foram escavadas quando o sedimento encontrava-se friável e a superfície em contato com o ar, servindo estas tocas como refúgios, inclusive para se abrigar e proteger em períodos de forte calor.



Figura 9 - Icnofóssil decimétrico (~80 cm de comprimento) de possível toca preenchida na camada de siltito vermelho.

Figure 9 - Decimetric ichnofossil (ca. 80 cm long) of possible burrow filled in red siltstone layer.



Figura 10 - Icnofóssil (paleotoca) deformado, com preenchimento de arenito.

Figure 10 - Deformed ichnofossil (burrow), filled by sandstone.

De acordo com Miller *et al*. (2001) icnofósseis, (paleotocas - *burrows*) gigantes, similares aos encontrados na Ponta das Lajes, são muito raros. Até o momento foram encontrados em uma formação triássica da Bacia do Karoo, Africa do Sul (Groenevalg *et al*., 2001), onde associados às escavações foram também encontrados os esqueletos dos animais produtores, e, em depósitos de uma unidade triássica da Antártida; Miller *et al*. (2001) atribuíram às formas gigantes por eles estudadas à escavações feitas por vertebrados tetrápodes. Não é fácil a identificação das estruturas da Ponta das Lajes, visto que não foram encontrados os animais que as originaram. Mas coube a Price (1960) detectar raros restos fósseis da Formação Alter do Chão através de dentes de répteis Theropoda, em um testemunho de sondagem da mesma formação perfurado a cerca de 150 km ao sul da Ponta das Lajes. Provavelmente os fósseis estudados por Price têm relação com os traços fósseis gigantes da Ponta das Lajes, que continuam sendo objeto de investigação (Franzinelli & Igreja, 2010).

Fácies 3 – Em contato brusco segue uma camada de até 50 cm de espessura de arenito muito fino, siltoso, que cobre a camada inferior na parte sudeste da Ponta (Fig. 7). Apresenta cor avermelhada, grãos bem selecionados, laminação rítmica ressaltada pela diferença de cores, branco e roxo. A laminação apresenta-se ora plano-paralela, ora ondulada, ora lenticular com laminas cruzadas por migração de marcas ondulares. Em alguns locais da superfície do topo ocorrem marcas ondulares assimétricas (Fig. 11a) com distância entre as cristas de 7 a 8 cm e profundidade dos vales de 1 cm, com cristas tendendo ao tipo linguóides, marcando o sentido da corrente de NW para SE. Próximas ocorrem marcas ondulares rombóides (Fig. 11b) que formam reticulado regular de quadriláteros de 3 a 4 cm de lado. São losangos de vértices agudos apontando para a direção da corrente que as originou, para o sentido NW, formados pelo efeito do vento sobre uma lamina de água muito fina (máximo 1 cm) movimentada por fluxo muito rápido. Não foram observadas bioturbações nesta unidade. Este pacote representa fácies de planície de inundação, com oscilação de lamina de água rasa mudando de direção e movimentando os sedimentos.

Fácies 4 – Na parte próxima ao pé do morro (Fig. 7), acima da camada de siltito vermelho, ocorre unidade de arenito grosso com grânulos, mal selecionado, cor cinza amarelada, em parte endurecido pela silicificação, indicando mudança brusca do ambiente de sedimentação. Na parte central da Ponta, onde a espessura diminui até a camada desaparecer, no contato com a unidade inferior, os grânulos e seixos estão misturados com pelotas de argila vermelha de tamanho até 8 ou 9 cm e forma elipsoidal. Em alguns locais esta camada apresenta estratificação cruzada acanalada, com laminas de até 1 cm de espessura inclinadas de 30º e direção NE/SW. Numerosas cavidades verticalizadas, centimétricas, devidas a bioturbações, estão associadas a esta unidade (Fig. 12).

Este arenito é resultado de deposição de terminação de barra de canal em ambiente de rio anastomosado-entrelaçado.

Essas fácies repetem-se na subida do morro, mostrando recorrências no ambiente de sedimentação.



Figura 11 - Marcas ondulares de corrente e oscilação em planície de inundação: **(a)** Assimétricas; **(b)** Rombóides. Este tipo de marcas se desenvolve por efeito de correntes de alta velocidade sobre fina lamina de água de 1 cm ou menos (Reineck & Sing, 1973).

Figure 11 - Current and oscillation ripple marks in floodplain: **(a)** Asymmetrical ripple marks, **(b)** Rhomboid ripples developed under high velocity and very thin, 1 cm or less, layer of water of currents (Reineck & Sing, 1973).



Figura 12 - Estrutura vertical, regular: biogênica.

Figure 12 - Vertical structure, regular: biogenetic.

Estruturas Tectônicas

A Formação Alter do Chão sofreu várias e bem evidenciadas fases de movimentação neotectônica, relacionada com o tectonismo andino, propiciando a inversão da drenagem na Amazônia que mudou para leste deixando de escoar para o oeste em direção ao Pacífico.

Situado na zona principal de deformação terciária, coincidente com a faixa central da Bacia Amazônica (Igreja, 1998), o afloramento da Ponta das Lajes assume grande importância visto que ocorre no cruzamento dos *trends* neotectônicos N40E e N65W que, juntamente com a direção N75E, são os principais *trends* dos lineamentos e das falhas e fraturas em toda a faixa central da Bacia Amazônica. A estes lineamentos tectônicos relaciona-se a origem dos *grabens* Paciência, Manaus e Careiro (Fig. 13), onde ocorre a sedimentação quaternária da planície amazônica nesta parte da bacia (Igreja e Franzinelli, 2007). Eles marcam também as direções dos últimos trechos dos rios e definem a posição e amplitude do ângulo da união do encontro das águas. As estruturas tectônicas (fraturas e/ou falhas) que ocorrem no afloramento da Ponta das Lajes estão relacionadas com essa tectônica.

As estruturas de sobrecarga com formas circulares dos arenitos desenvolvidas na camada siltítica vermelha (Fig. 14) são ricas em estrias centrípetas indicando movimentação vertical.

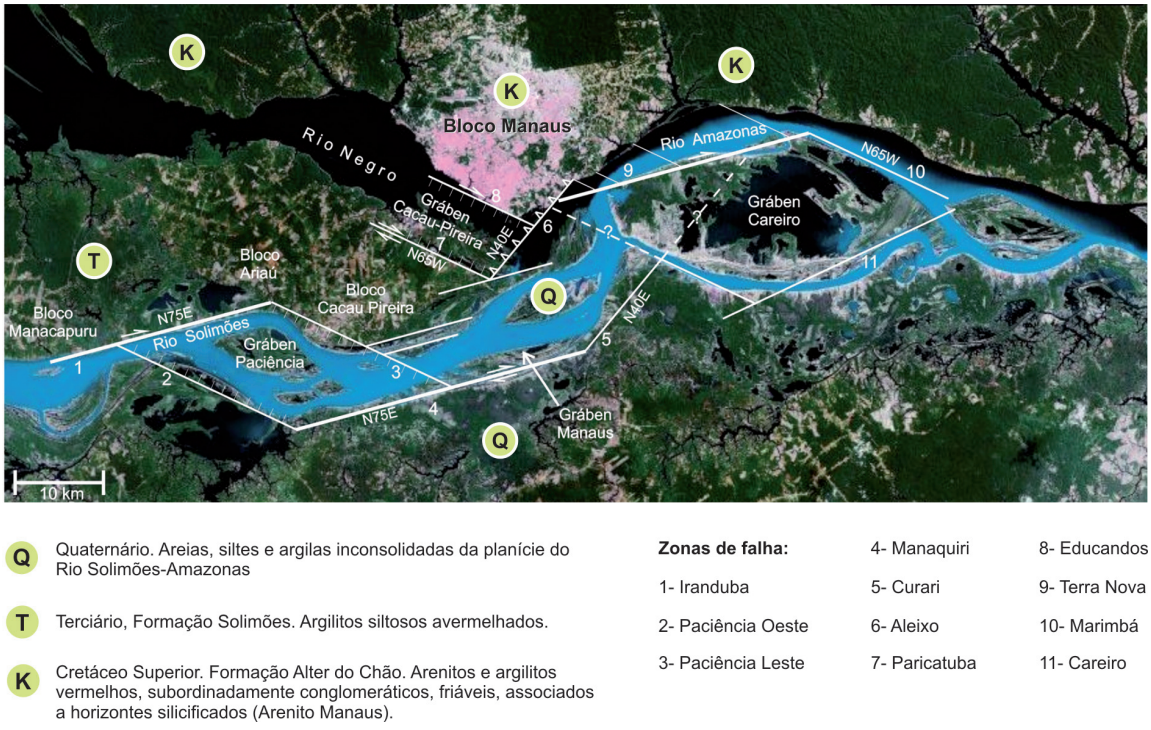


Figura 13 - Mapa-imagem das feições da neotectônica na região do Encontro das Águas (Modificado de Igreja & Frazinelli, 2007).

Figure 13 - Image-map of the neotectonic features in the Waters Junction region (Modified from Igreja & Franzinelli, 2007).

A camada superior, de arenito grosso, por ser mais rúptil, é a que mais apresenta as fraturas e falhas neotectônicas. Esta unidade exibe estratificação cruzada cortada por juntas verticais paralelas de direção geral N40W que é posterior a um sistema conjugado mais antigo de direção N20E provavelmente cretácico (Fig. 15), que indica um tensor tectônico em N10W. Ainda na camada do arenito destaca-se um sistema de juntas e microfalhas ortogonais (Fig. 16) de direção N80E-N10W, interpretado como sendo devidas a um evento vertical de complexa evolução tectônica na região. O ultimo sistema de juntas neotectônicas mais jovens e em atividades se destaca nos arenitos devido ao seu padrão escalonado. Os quatro sistemas de juntas evidenciam "passos" tectônicos recorrentes sin e pós deposicionais nas rochas da Ponta das Lajes que tornam difícil a interpretação da evolução tectônica da Formação Alter do Chão nessa região.



Figura 14 - Estruturas de sobrecarga: grandes bolas de arenito que afundam no contato com a camada de siltito inferior.

Figure 14 - Overload structures: large sandstone balls that sink in contact with the lower layer of siltstone.

Sítio Arqueológico da Ponta das Lajes

A forte estiagem de 2010 na Amazônia levou a descoberta de importante sítio arqueológico na Ponta das Lajes. Trata-se de sítio arqueológico de tipo petroglifo, com



Figura 15 - Sistema de juntas verticais paralelas de direção geral N40W com pequeno rejeito levógiro deslocando junta de 1ª geração de direção N20E, mostrando dois pulsos tectônicos, sendo o mais antigo, provavelmente, cretácico.

Figure 15 - System of vertical joints parallel to the general direction N40W with small left strike slip shifting N20E joint of 1st generation, showing two tectonic pulses, the oldest being, probably, cretaceous.



Figura 16 - Juntas/falhas escalonadas que comprovam a tectônica direcional.

Figure 16 - Joints/faults in "echelon" that confirm the directional tectonics.

gravuras rupestres executadas sobre blocos através de diferentes técnicas como a percussão e a incisão (Lima, 2011). Os temas são, na maioria, antropomorfos (faces humanas), (Fig. 17) embora apareçam também figuras zoomórficas e geométricas. Além disso, bacias, sulcos e cúpulas de polimento ocorrem às centenas em toda área, calculada em 5.000 m^2, na orla sul oeste das rochas da Ponta das Lajes. (Fig. 18) A suposta idade da cultura deste sítio é entre 2.000 e 7.000 anos, de acordo com Phillips (2010).



Figura 17 - Gravura facial antropomórfica em painel inciso. À direita, face antropomorfa em painel picoteado (Modificada de Lima, 2011. Foto: Valter Calheiros, 15/11/2010.

Figura 17 - Anthropomorphic face etching on engraved panel. On the right anthropomorphic face on carved panel (Modified from Lima, 2011). Photo by Valter Calheiros, 15/11/2010.



Figura 18 - Sítio arqueológico no afloramento arenoso da base da sequência da Ponta das Lajes (Foto: Valter Calheiros, 15/11/2010).

Figura18 - Archaeological site on the sandy outcrop of the Ponta das Lajes basal sequence (Photo by Valter Calheiros, 15/11/2010).

O ENCONTRO DAS ÁGUAS

Introdução

O Rio Amazonas nasce no Peru, nos Andes, sendo o mais extenso rio do mundo, mas com esta designação, para os brasileiros nasce do encontro das águas escuras do Rio Negro com as águas brancas do Solimões próximo a cidade de Manaus (Fig. 4). O Rio Negro, afluente da margem esquerda do Solimões, tem suas nascentes nos Llanos da Colômbia e procede do Escudo das Guianas.

Recentemente, o Rio Amazonas acaba de ganhar uma certidão de nascimento. De fato, de acordo com Figueiredo *et al*. (2009), os resultados de analises de sedimentos e de fósseis de amostras de poços perfurados no delta do Rio Amazonas mostram que no Mioceno Médio havia um pequeno riacho que drenava para a parte oriental da região amazônica. Na parte ocidental, hoje ocupada pelos estados do Acre e Amazonas, Peru e Colombia, havia uma grande área alagada. Separando as duas áreas havia uma região um pouco mais elevada, ao oeste da cidade de Manaus. Conforme os mesmos autores, a situação começa a mudar com o soerguimento dos Andes ao oeste e com a descida do mar ao leste, por causa do aumento do manto do gelo nas calotas polares. Estes dois processos, que terminaram no início do Mioceno Superior, fizeram com que os lagos do lado oeste fossem conectados ao riozinho do lado leste. Entre o Mioceno Médio e o Superior, os grandes lagos ao oeste da região amazônica foram preenchidos por sedimentos trazidos pelo rio. Como os Andes subiram mais, os sedimentos começaram a chegar em maior quantidade no Oceano Atlântico, obliterando ao leste os lagos ao longo do seu caminho e dando inicio à deposição do seu delta. No fim do Plioceno e inicio do Pleistoceno , o rio tornou-se o mais caudaloso do mundo. Deste modo, termina também a tese da existência do "Sanozama" (Figueiredo *et al*., 2010), ou seja a interpretação que defendia que antes do atual curso de oeste para leste, o Rio Amazonas corria em sentido contrário, do Atlântico ao Pacífico, atribuindo a inversão ao soerguimento do setor norte da Cordilheira dos Andes.

Influência da Neotectônica no Encontro das Águas

A região da confluência rios Negro e Solimões está localizada na faixa da neotectônica transcorrente que abrange a parte central da Bacia do Amazonas de oeste para leste (Igreja, 1998). O ultimo trecho do Rio Negro desenvolve-se ao longo de um pequeno *graben* de *trend* estrutural N40E e N65W (Fig. 13). O ultimo trecho do Solimões apresenta a direção N40E, quase perpendicular à desembocadura do Rio Negro. A confluência dos rios ocorre no cruzamento das direções estruturais N40E e N65W. Essas direções, verificadas nas estruturas tectônicas da Ponta das Lajes, também interferem na deposição sintectônica holocênica na Ilha Xiborena, que restringiu a desembocadura do Rio Negro e definiu a amplitude do ângulo da confluência.

Aspectos Hidrológicos dos Rios e as Cores Diferenciadas dos Dois Fluxos

O regime dos rios da Bacia do Amazonas é governado pela distribuição não uniforme da pluviosidade. Na parte central da bacia a quantidade de chuva alcança 2.500 mm/ano; no nordeste, região da bacia do Rio Negro, chega a 3.600 mm/ano. O canal principal que corre de oeste para leste, quase paralelo à linha do Equador, desfruta de situação geográfica privilegiada, pois as estações de chuva ocorrem em tempos diferentes nos hemisférios sul e norte o que resulta em uma situação de equilíbrio para o aporte das águas no canal principal pelos afluentes das duas margens. Mesmo assim há diferenças do nível da água nas estações de chuva. Esta diferença de nível no Rio Solimões, próximo ao Encontro das Águas, chega a 10 m e a do Rio Negro alcança 16m no Porto de Manaus.

A "água branca" do Solimões deve sua cor e o aspecto turvo aos sedimentos carregados em suspensão: argilas, siltes e areias finas em quantidades de 37 mg/l nas épocas de seca e 165 mg/l nas enchentes de acordo com Sioli (1984), sendo mais turva e densa na época de enchente. Entretanto, a grande quantidade de ácidos húmicos que provêm da decomposição da matéria orgânica e os óxidos de ferro dissolvidos conferem a acidez (Fig.19) e a cor marrom avermelhada às águas do Rio Negro.

O gradiente do canal do Solimões desde a confluência com o Ucajali no Peru é de 1 cm/km na estação de seca e quase o dobro, 2 cm/km na estação das águas altas (Sioli, 1984). Apesar disso a velocidade é de 0.5-1 m/s até 2.5 m/s (Fig. 19). Isso é explicado pela quase ausência de atrito da grande massa de água no leito e nas margens da grande seção transversal. A água do curso inferior do Rio Negro tem velocidade muito baixa, chegando a ser represada em algumas épocas do ano durante o pico máximo do Solimões, dando aspecto de grande lago a esse trecho de rio. A quantidade de sedimentos trazidos pelos dois rios (Fig.19) varia muito de acordo com Forsberg *et al*. (1988). A causa disso resulta das diferentes condições climáticas, de relevo e de tipos de rochas nas respectivas áreas fontes (Potter & Franzinelli, 1984). A contribuição dos sedimentos em solução do Rio Negro é proporcionalmente muito maior. Os sedimentos de fundo na confluência, de acordo com Mertes & Meade (1985), consistem de areias finas e médias, entretanto Nordin *et al*. (1976) citam também areias grossas e grânulos nestes sedimentos. De acordo

com Sioli (1984), a temperatura da água do Solimões (Fig. 19), permanece durante o ano em 29ºC, podendo ter variação de 1ºC para mais ou para menos, sendo mais fria que a temperatura da água do Rio Negro, que é da ordem de 30º a 31º C. Devido a essas diferenças na confluência, a água do Solimões, a mais fria, fica por baixo da água mais quente, tingida, porém transparente, do Rio Negro, proporcionando grandes manchas escuras na água clara e dificultando a mistura entre as duas.

VARIÁVEIS	RIO SOLIMÕES	RIO NEGRO
Área da bacia	2.200.000 km^2	600.000 km^2
Relevo nas nascentes	4.500-6.000m a.n.m. (c)	160-700m a.n.m. (c), (d)
Distancia das nascentes	mais de 3.000 km	mais de 1.000 km
Extensão media do canal	2-5 km	3-20 km (Baixo Rio Negro)
Profundidade media	25-35 m	20-30 m (90 m próximo a confluência)
Descarga liquida media	20.000m^3/s	30.000 m^3/s
Ph	6.2-7.2	3.8-4.9
Descarga solida total	700 X 10^6 mt/y	6 X 10^6 mt/y (a)
Material em solução	205 X 10^6 t/y	5.7 X 10^6 t/y (b)
Sedimentos de fundo	Areia	Argila
Velocidade da corrente	0.5-1 m/s, 2.2-2.5m/s (nas cheias)	1cm/s
Temperatura	29±1 grau	30±1 grau

Figura 19 - Dados da hidrologia, hidroquímica e sedimentologia dos rios Solimões e Negro: **(a)** Forberg *et al.*,1988. **(b)** Martinelli *et al*., 1988. **(c)** Sioli, 1984. **(d)** Projeto Radam 1973 (Modificado de Franzinelli, 2009).

Figure 19 - Data of the hydrology, hydrochemistry and sedimentology of the Negro and Solimões rivers: **(a)** Forberg *et al.*,1988. (b)Martinelli *et al*., 1988. **(c)** Sioli, 1984. **(d)** Projeto Radam 1973 (Modified from Franzinelli, 2009).

Características do Ponto da Confluência

As confluências de rios são locais onde muitas vezes ocorrem mudanças repentinas da vazão devido à integração de dois fluxos diferentes, variação de concentração de sedimentos em suspensão e alteração da composição da carga de fundo, geralmente provocando consideráveis transformações morfológicas no canal resultante. De acordo com Best (1988) e Bristow (1993), a morfologia do canal na confluência de rios é caracterizada por três elementos distintos: uma queda rápida com aspecto de avalancha na superfície do leito de cada tributário imediatamente a montante da confluência, um sulco de erosão (*scour*) no ponto da confluência e a formação de barras à jusante. De acordo com os mesmos autores esses elementos são controlados predominantemente pelo ângulo da confluência e a razão da descarga entre o canal principal e os tributários.

Procuramos aplicar estes princípios ao Encontro das Águas, destacando que raras são as investigações deste tipo em grandes rios (Parson *et al.* , 2008). Analisando mapas, imagens do Projeto Radam e cartas náuticas da Marinha, nota-se que a abertura do ângulo da confluência do Rio Negro e Solimões é de cerca de 90º. A largura do Solimões é de 2 km e a do Negro é de cerca de 3 km. Próximo da confluência o leito do Rio Negro apresenta uma fossa onde o rio alcança a profundidade de 90 m, provavelmente por efeito da erosão preferencial em linha de falha (Fig. 20b). A barra da confluência, Ilha Xiborena, é constituída de bancos alongados, recurvados; os mais afastados da margem atual que são os mais antigos, dispostos na direção NE/SW, e os sucessivos mudando vagarosamente de direção, até alcançar a direção atual N/S (Fig. 4). O conjunto desses bancos apresenta-se com aspecto de leque com o ápice na margem do Rio Negro e a abertura na margem do Solimões. Isto indica a mudança no tempo do ângulo da confluência, de 15º até os 90º da situação atual. Remanescentes de barras com direção de 90º ocorrem na Ilha Xiborena na margem do Rio Negro, truncados pelas longas barras de direção N40E, (Fig. 4) mostrando que o ângulo da confluência e, em conseqüência, o percurso do rio sofreram sucessivas fases de mudança durante a sua existência. Não temos dados cronológicos dessas modificações, mas, sem dúvida, essa situação está ligada à evolução da região do Baixo Rio Negro no Holoceno (Latrubesse & Franzinelli, 2005) junto com as ações locais da neotectônica. A Ponta do Catalão, extremidade da barra da confluência, de acordo com perfis batimétricos obtidos de dados de cartas náuticas de três décadas, 1978, 1988, 1998, (Fig. 20c) apresenta aumento de superfície e variação de forma com deslocamento para SE. Na frente dessa barra ocorre o sulco de erosão, que, de acordo com Bristow *et al*. (1993) é uma feição que produz a mais profunda erosão no leito do canal. A sua profundidade

está relacionada à amplitude do ângulo da confluência, à largura e profundidade dos canais confluentes, à sua descarga total. De acordo com as figuras dos perfis batimétricos transversais do leito (Fig. 20a) o sulco de erosão do Amazonas chegou a profundidades de 34 m em 1978, 43 m em 1988 e 40 m em 1998, correspondendo a até duas vezes a profundidade média dos tributários na área do Encontro. A localização do sulco de erosão mudou no tempo, de 1978 a 1998, de acordo com os dados da Marinha, passando dos arredores da costa oeste da Ilha do Careiro (Fig. 20a) para a margem norte do Amazonas, próximo à Ponta das Lajes. A forma do sulco é irregular, de semicircular a arredondada, (Fig. 20a), oscilando em torno da posição da bissetriz do ângulo da confluência.

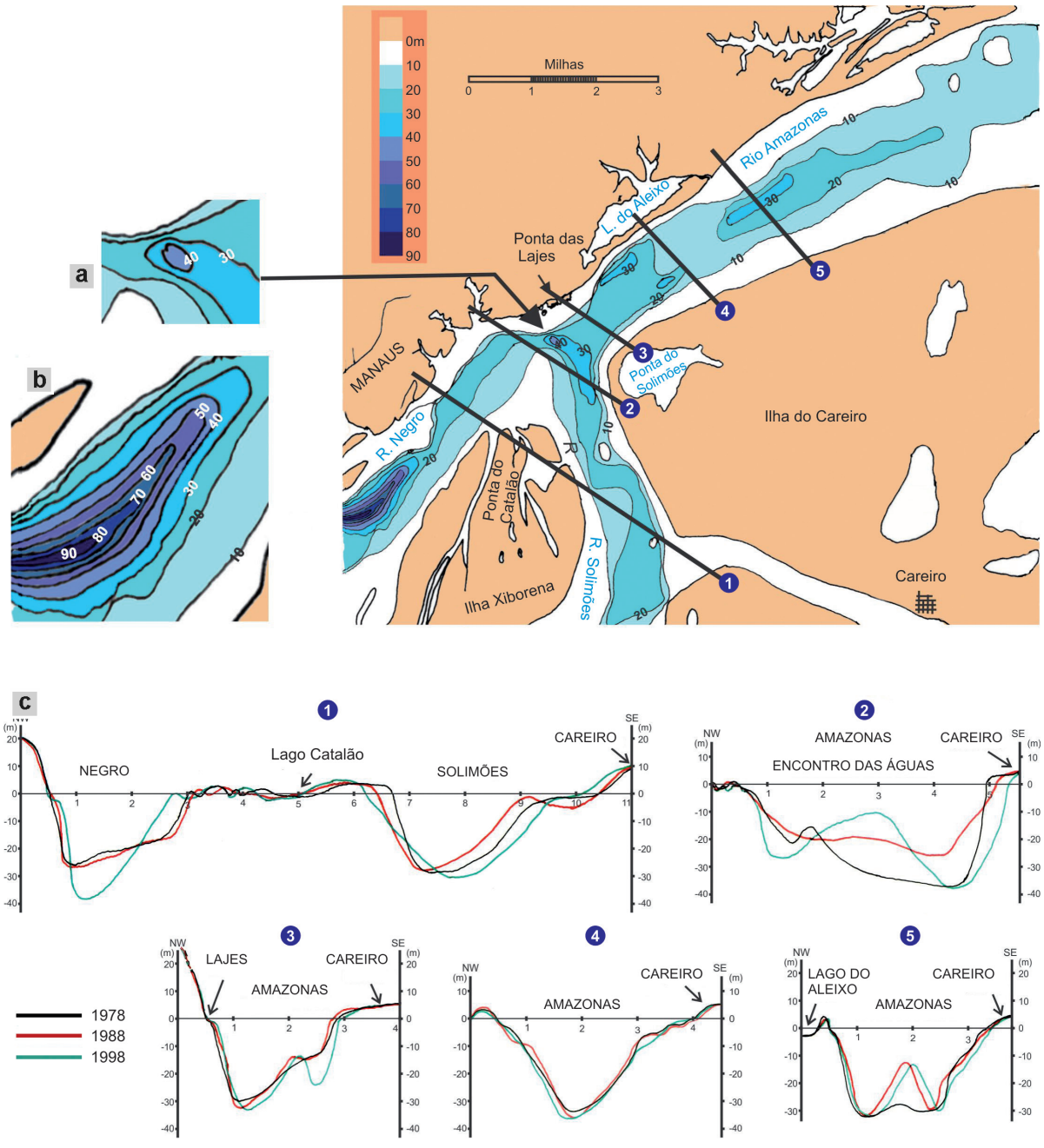


Figura 20 - Mapa batimétrico da área de confluência dos rios Negro e Solimões (Dados de batimetria da Carta da Marinha N. 4 106B). Nos detalhes: **(a)** Sulco de erosão; **(b)** Trecho do Rio Negro próximo à boca; **(c)** Perfis batimétricos anuais referentes á três décadas, 1978-88-98, mostrando as mudanças – erosão ou deposição- na morfologia do leito dos rios nesse período (Equidistância das curvas é de 10 m).

Figure 20 - Bathymetric map of the Negro and Solimões rivers confluence area. (Data from the Chart of the Marine Naval Service N. 4 106B) In detail: **(a)** Scour ; **(b)** Negro river interval close to the mouth; **(c)** Annual bathymetric profiles referred to three decades, 1978-88-98, showing the changes, erosion or deposition, of the river bed in this period (Equidistance curves of 10m).

Nota-se que próximo à Ponta das Lajes, no leito do Amazonas ocorre uma fossa paralela à margem, com profundidade de 33-31 m e comprimento de 3-4 km, independente do sulco de erosão, a não ser que, de acordo com os dados batimétricos de 1988, o sulco tivesse tido continuação nessa fossa naquele período. De acordo com Bristow & Best (1993) o local e a profundidades máximas do sulco variam em condições de desequilíbrio do sistema quando a descarga se torna irregular. No caso do Amazonas, essas mudanças provavelmente mostram as variações sazonais da descarga total, ou podem refletir as variações da descarga sólida, seja devido ao desmatamento na bacia, seja devido a períodos de influência de El Niño ou, ainda, às ações desses dois fatores em conjunto, o que está sendo investigado.

O leito do rio apresenta algumas irregularidades a jusante do sulco de erosão. Na altura da Ponta das Lajes o canal fica limitado entre o afloramento das rochas silicificadas e a margem norte da Ilha do Careiro, alcançando 2 km de largura. As águas brancas e escuras não se misturam logo, os fluxos seguem separados, provavelmente devido ao fluxo laminar, durante dezenas de quilômetros (Fig. 4). Sedimentos trazidos pelo Rio Amazonas são depositados e retrabalhados na margem norte da Ilha do Careiro ou margem direita do Amazonas. Na margem esquerda do rio as rochas da Ponta das Lajes estão sofrendo lenta erosão devido à ação das ondas originadas pela passagem dos grandes navios de turismo ou de carga, possibilitando, a cada estação de seca, a eventual observação de novas estruturas da Formação Alter do Chão.

SINOPSE SOBRE A ORIGEM E EVOLUÇÃO DO SÍTIO E SUA IMPORTÂNCIA

As rochas da Ponta das Lajes, com cerca de 70 milhões de anos, testemunham, através de suas fácies litológicas, estruturas sedimentares, tectônicas e paleontológicas, importantes eventos de mudanças climáticas e tectônicas no local da sedimentação e/ou na área fonte, de tipos e regimes de transporte e de deposição variáveis, que provocaram o arranjo de diferentes sub-ambientes ou fácies dentro do ambiente fluvial que deu origem à Formação Alter do Chão.

Na base, um espesso pacote de arenito grosso mal selecionado, aflorando graças à intensa seca de 2010, é interpretado como sendo depósito de barra de meandro. O siltito vermelho que cobre esse arenito foi depositado em um vasto lago raso, com aporte constante de material, o que indica condições de calma tectônica nas áreas fonte e da deposição durante a sedimentação. Climas mais secos, ou lento tectonismo regional, ou o conjunto dos dois, provocaram a secagem do lago. Na parte leste permaneceu uma lamina de água, que, provavelmente movimentada pelo vento, produziu marcas ondulares de oscilação nas areias finas laminadas que ocorrem em parte da superfície da Ponta. Esta fácies, provavelmente, formava a continuação de uma planície de inundação de grande área que foi levada pela erosão lateral ou ativada pela tectônica de blocos soerguidos. Importantes formas de vida se desenvolveram neste período. Prova disso são as paleotocas (*burrows*) decimétricas escavados por vertebrados nos depósitos lacustres que as ocupavam para se defender de predadores ou em momentos de climas adversos. Havia outras formas de vida que deixaram traços de vários tipos e também desenvolvimento de vegetais como atestam as ocorrências de polens descritos por Daemon (1975). O contato do arenito grosseiro sobreposto ao siltito é brusco. Não existem no contato restos do arenito fino de planície de inundação na parte oeste da Ponta, mostrando que não houve deposição deste naquela área. As estruturas de sobrecarga no contato com o siltito vermelho mostram que o arenito foi impulsionado por movimentos repentinos de massa pelas águas sob regime torrencial sobre o siltito que ainda se encontrava em estado fluido, formando depósito de barra no canal do rio entrelaçado. A evidência da chegada repentina de fluxo trazendo o arenito é corroborada pelo preenchimento de algumas das escavações de animais por este arenito grosso e pelas estruturas de sobrecarga no siltito. A estratificação cruzada tabular com ângulo de mergulho de 30 graus para SE na base do arenito, muda, na parte superior da unidade para acanalada, mostrando mudança no regime do rio que a originou. Na encosta do morro atrás da Ponta ocorre siltito vermelho com estratificações cruzadas acanaladas, marcas ondulares e bioturbações, seguido por camada de arenito, mostrando que havia mudanças, ora continuas, ora rítmicas, no ambiente de sedimentação.

Ao término da deposição da Formação Alter do Chão houve um longo hiato na sedimentação, ficando a formação exposta à erosão e aos numerosos abalos da neotectônica que agiu com movimentos verticais e horizontais separando blocos ora subsidentes ora inclinados (Iriondo & Suguio, 1981), sobre os quais ocorreu e ocorre a sedimentação quaternária depois do estabelecimento do curso do Rio Amazonas de oeste para leste no pós Terciário. Por esta razão, devido ao abatimento por falhamentos das rochas da Formação Alter do Chão pelas ações da neotectônica, a Ilha do Careiro, na frente das Lajes, é constituída de sedimentos quaternários. Faltam estudos sobre a espessura desses depósitos, mas, de acordo com os dados cronológicos existentes (Absy, 1979; Latrubesse & Franzinelli, 2002), os sedimentos são muito jovens e a velocidade de sedimentação calculada é de 1 a 7 mm por ano (Franzinelli & Ori, 1988). Esta sedimentação rápida,

afetada pelas mudanças do nível de base durante a época pós-glacial e a atual, foi e é responsável pelo bloqueio das águas do Rio Negro e a formação dos bancos da Xiborena, derivados de sucessivos depósitos de diques depositados de acordo com as direções impostas pela neotectônica, dando origem ao importante fenômeno do Encontro das Águas.

A importância do sitio da Ponta das Lajes e Encontro das Águas consiste, então, no fato de a Formação Alter do Chão exibir, nesse local, considerável registro sedimentológico e estrutural da evolução geológica da Amazônia e de seus sistemas lacustres e fluviais. Além disso, as fácies arenosas permeáveis dessa unidade geológica constituem enorme aqüífero, sendo considerado o maior reservatório de água subterrânea da América do Sul.

Os antigos habitantes da Amazônia deixaram marcas nas rochas da Ponta das Lajes, quando o nível do Rio Amazonas encontrava-se em cotas mais baixas, que são vistas como belos petroglifos existentes no local. Tudo faz acreditar que o Encontro das Águas, imediato à Ponta das Lajes, já em tempos pré-colombianos era considerado sacro e intocável.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

O fenômeno do Encontro das Águas dos rios Negro e Solimões ainda é pouco conhecido internacionalmente, embora assuma grande importância para a cultura e história estadual e nacional, e também para a ciência e com grande potencial para o turismo.

A Ponta das Lajes, que faz parte da região do Encontro das Águas, é menos conhecida, visto que emerge das águas do Amazonas somente durante um curto período durante a seca e é unicamente freqüentada por ribeirinhos e pescadores locais. Ao oeste da Ponta das Lajes situa-se a Reserva Particular do Patrimônio Natural (RPPN) Nazaré das Lajes, unidade de conservação federal com área de 55 hectares, que foi preservada e recuperada paisagisticamente pela ONG pacifista Soka Gakkai, cuja sede é utilizada para atividades de educação ambiental, visitas comunitárias e pesquisas científicas.Um projeto "Parque do Encontro das Águas" foi encomendado pela Prefeitura de Manaus em 2005, ao arquiteto Oscar Niemeyer, para construção do Memorial das Águas no terraço da terra-firme acima da Ponta das Lajes, com a finalidade de dar impulso ao turismo e à educação ambiental na área do Encontro da Águas e por extensão a região metropolitana de Manaus. Mas, maior atenção à preservação do local foi dada quando, em 2008, surgiu o Projeto do Porto das Lajes, para construção de um porto, empreendimento da empresa Lajes logística Ltda., projeto apoiado pelas empresas do Pólo industrial de Manaus (PIM). Trata-se da construção de um terminal portuário para grandes navios cargueiros na margem esquerda do Amazonas, logo a jusante da Ponta das Lajes. O projeto prevê a construção de um porto flutuante que se estenderá amplamente muito próximo ao Encontro das Águas, com pátio de mais de 100.000 m2 na terra-firme. Esse empreendimento ameaça trazer enorme impacto estético-paisagístico para o local, desmatamento da floresta de terra firme e da várzea, possível assoreamento do Lago do Aleixo, contaminação da água afetando a vida aquática, destruição de sítios arqueológicos de altíssima relevância, e também a eliminação mecânica do afloramento da Ponta das Lajes. Em vista disso surgiu o movimento socioambiental Amigos de Manaus formado por artistas, ambientalistas, médicos, estudantes, religiosos, agentes comunitários, professores, jornalistas, donas-de-casa, todos manifestando contra a construção do porto nesse local. Este movimento, com o emblema "SOS Encontro das Águas" organizou e organiza reuniões e assembléias, debates e audiências públicas com participação do Ministério Público Estadual.

A incessante demanda da sociedade determinou, em 2009, o inicio do processo de tombamento da área do Encontro das Águas, incluindo a Ponta das Lajes, pela superintendência do regional do IPHAN - Instituto do Patrimônio Histórico Artístico Nacional, que irá realizar um trabalho de fundamentação técnica para auxiliar na delimitação do espaço a ser tombado pelo Governo Federal, o que poderá inviabilizar a construção do Porto das Lajes. O processo final da homologação da área do Encontro das Águas está, no momento, tramitando junto à superintendência nacional do IPHAN, em Brasília. Seguindo a linha dos participantes do movimento SOS Encontro das Águas, também pleiteamos que seja homologada, como área de reserva, a região ao redor da confluência dos rios Negro e Solimões e do primeiro trecho do Amazonas, compreendendo as ilhas Xiborena e do Careiro, e a margem esquerda do Rio Amazonas, incluindo, além da Ponta das Lajes, o Lago do Aleixo, e que seja impedida a programação de portos ou de outros empreendimentos nesta área.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Absy,M.L. 1979. *A palynological study of Holocene sediments in the Amazon Basin*. PhD Thesis; University of Amsterdam, 76 pp.

Bristow,C.S.; Best,J.L.; Roy,A.G. 1993. Morphology and facies models of channel confluences. *Special Publs. International Association of Sedimentologists* IAS. 17, 91-100.

Caputo, M. V.; 2011. Discussão sobre a Formação Alter do Chão e o Alto de Monte Alegre. *Contribuição à Geologia da Amazônia* – Volume 7, 7-23, Belém - PA.

Cunha,P.R.; Melo,J.H.G.; Silva,O.B. 2007. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências, Petrobras*, Rio de Janeiro, 15(2): 227-251.

Daemon,R.F. 1975. Contribuição a datação da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. *Rev. Bras. Geoc. Bol*., 5:78-84.

DNPM/CPRM. 1984. Léxico Estratigráfico do Brasil. Brasilia.

Figueiredo, J.J.P.; Hoorn,C.; van der Vem, P.H.; Soares, E.F. 2010. Sanozama, o fim de um paradigma-ou como o Rio Amazonas se tornou o Rio Amazonas. Anais 45º Cong. SBG, pg. 518, Belém do Pará.

Figueiredo, J.; Hoorn, C,; van der Ven, P.;Soares, E. 2009. Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: Evidence from the Foz do Amazonas Basin. Geology 37, 619-622.

Franzinelli,E. 2009. Morphology of the Negro and Solimões Rivers' Confluence (Amazonas, Brazil). Glocoph Israel 2009, Program and Abstracts, p.27, University of Haifa.

Franzinelli,E.; Igreja,H. 2010. New data for the Upper Cretaceous of the Alter do Chão Formation in the central region of the Amazon Basin, International Sedimentological Congress, ISC2010, Mendoza, Ar. CD Rom.

Franzinelli,E.; Igreja,H.; Rossi,A. 2003. Diagenesi of the Cretaceous Sandstone of the Alter do Chão Formation, Manaus Arenite, Amazon Basin, Brazil. 22nd IAS Meet. of Sedim.Opatija, Abstract Book, 57.

Franzinelli,E.; Igreja,H. 2002. Modern Sedimentation in the Lower Negro River, Amazonas State, Brazil. *Geomorphology*. 44:259-271.

Franzinelli,E.; Rossi,A. 1997. Some aspects of Diagenesis of the Manaus Sandstone (Amazon Basin, Brazil). I Cong. Latinoam. de Sedim. Soc.Venez. Geol. Tomo 1, pp. 269-274.

Franzinelli,E.; Ori,GC. 1988. Mecanismos de preenchimento dos paleovales quaternários na Amazônia. Anais VII Cong. Latino-Amer. De Geol. Belém do Pará, V. 1:399-407.

Forsberg,B.R.; Martinelli,L.A.; Meade,R.; Richey,J.E. 1988. Sediment delivery rates for the Amazon River and its principal Brazilian tributaries. AGU, Chapman Conference, pp. 77-81.

Groenevald,G.H.; Welman,J.; Macheacher,J.A. 2001. Vertebrate burrow Complexes from the Early Triassic Cynognatus Zone (Driekoppen Formation, Beaufort Group) of the Karoo Basin, South Africa. *Palaios*, 16:148-160.

Igreja,H. 1998. *Aspectos do modelo neotectonico na Placa Sul-Americana na Província Estrutural Amazônica*. Tese, DEGEO-UFAM pp. 131.

Igreja, H.,Franzinelli, E. 2007. Aspecto da Neotectônica no Encontro das Águas, E. do Amazonas. SBG/NO, X Simposio de Geologia da Amazônia, Porto Velho,CD--Rom.

Iriondo.M & Suguio,K. 1981. Neotectonics of the Amazon Plain. Bulletin INQUA, Neotectonic Comission 4.72-78.

Kistler,P. 1954. Historical Resume of the Amazon Basin. Petrobras/Renor, Belém,Relatorio Interno; Inédito.

Latrubesse,E.; Franzinelli,E. 2005. The Quaternary evolution of the Negro River, Amazon, Brazil: Implication for island and floodplain formation in large anabranching tropical river. *Geomorphology*, 70:372-397.

Latrubesse,E.; Franzinelli,E. 2002. The Holocene alluvial plain of the Middle Amazon River, Brazil. *Geomorphology*, 44:241-258.

Lima, H.P. 2011. Relatório da Visita Técnica ao sítio arqueológico Ponta das Lajes, Relatório para a Superintendência Estadual do Iphan, Manaus, Inédito.

Martinelli,L.A.; Victoria,R.L.; Forsberg,B.R.; Richey,J.E.; Devol,A.H. 1988. Dissolved load of the Amazon and its main tributaries. AGU, Chapman Conference, pp. 22-25

Mertes,L.A.K.; Meade,R.H. 1985. Particle size of sand collected from the bed of the Amazon River and its tributaries in Brazil during 1982-84. U.S. Geological Survey, Open File Report 85-333

Miller,M.F.; Hasiotis,S.T.; Babcok,L.E.; Isbell,J.L.; Collinson,J.W. 2001. Tetrapod and large burrow of Uncertain Origin in Triassic High Paleolatitude Floodplain Deposits, Antarctica. Palaios, 16:.218-232.

Nogueira,A.C.R.; Silva Júnior,J.V.C.;Horbe,A.M.C.; Soares,J.L.; Monteiro,A.D. 2003. A gênese dos níveis silicificados da Formação Alter do Chão, Cretáceo Superior da Bacia do Amazonas. SBG/NO Simpósio de Geologia da Amazônia, 8, Manaus, CD-Rom.

Nordin,C.F.; Meade,R.H.; Mahoney,H.A.; Delaney,B.M. 1977. Particle size of sediments collected from the bed of the Amazon River and its tributaries in june and july 1976. US Geol. Serv. Open-File Rep.&&-400, pp 19.

Parson,D.R.; Best,J.L.; Lane,S.N.; Kostaschuk,R.A.; Hardy,R.J.; Orfeo,O.; Amsler,M.L.; Szuplany,N. 2008. Large River channel confluence. *In: River Confluences, Tributaries and Fluvial Network*. John Wiley and Sons, Ltd. N.Y.

Phillips.T. 2010. Stone age etchings found in the Amazon Basin as river levels fall. Guardian. CO, Rio de janeiro.UK

Potter,P.E.; Franzinelli,E. 1985. Fraction Analisys of Modern River Sands of Rio Negro and Solimões. Implication for the origin of quartz rich sandstones. *Revista Brasileira de Geociências*, 15(1): 31-35.

Price,L.I. 1960. Dentes de Therapoda num testemunho de sonda no Estado do Amazonas. Anais Ac. Bras. Ciências., 32(1): 79-84.

Projeto RADAM. 1972. Mosaico semi-controlado de radar, Folha AS.21-Y-C. DNPM, Brasilia.

Reineck,H.E; Sing.I.B. 1973. Depositional Sedimentary Environments. Springer Verlag, N.Y.

Rossetti,D.F.; Netto,R.G. 2006. First evidence of marine influence in the Cretaceous of the Amazon Basin. IV Cong. Lat.am. de Sedim. Resúmenes, pp.199.

Sioli,H. 1984. The Amazon Limnology and landscape ecology of mighty tropical river and its basin. Dr. W. Jung Publ. Amsterdam.

Souza, L.S.B. 2006. Mapeamento do aqüífero na cidade de Manaus (AM) utilizando perfilagem geofísica de poços e sondagem elétrica vertical. Rev. Bras. de Geof. Vol. 24 N.3 Resumos de teses e dissertações.

* Publicado na Internet em 29/11/2011 no endereço http://sigep.cprm.gov.br/sitio054/sitio054.pdf

[1] Av. General Rodrigo Otávio, UFAM – DEGEO. E-mail: elena.franzinelli@gmail.com

[2] Av. General Rodrigo Otávio, UFAM – DEGEO. E-mail: higreja@ufam.edu.br



ELENA FRANZINELLI - GEÓLOGA

FFCL-USP, 1967 – Mestrado Geologia – FFCL-USP, 1970 – Doutorado Geologia-IG-USP, 1973 – Pós-doutorado Geologia-Geology Department, Indiana University, Bloomington,IN-USA. Professora Titular UFPA, 1974-1976; Pesquisador IDESP, Belém do Pará, 1976-1978; Professora Titular UFAM, Manaus 1978-1997; Professora do Curso de Pós-graduação área Ecologia INPA, 1981-2005. Atualmente colaboradora do Curso de Pós-graduação de Geologia Regional da UFAM. Campos de atuação: Sedimentologia, Estratigrafia, Geomorfologia, Neotectonica, Quaternário da Amazônia. Projeto de Cooperação Internacional CNPq-CNR Brasil-Italia, FUA-Universidade de Modena, 1988-1992; IGCP 281, Climas Quaternários da America do Sul, 1989-1994; Glocoph-INQUA desde 2005; Organização do Simpósio Internacional do Quaternário da Amazônia, 1994. Geólogo do Ano-FUA, SENGE, APROGAM, 2000; Geohost-32 IGC, Firenze, 2004 ; Homenagem , ABEQUA, Belém, 2007. Autora de numerosos artigos apresentados em congressos e ou publicados em revistas nacionais e estrangeiras

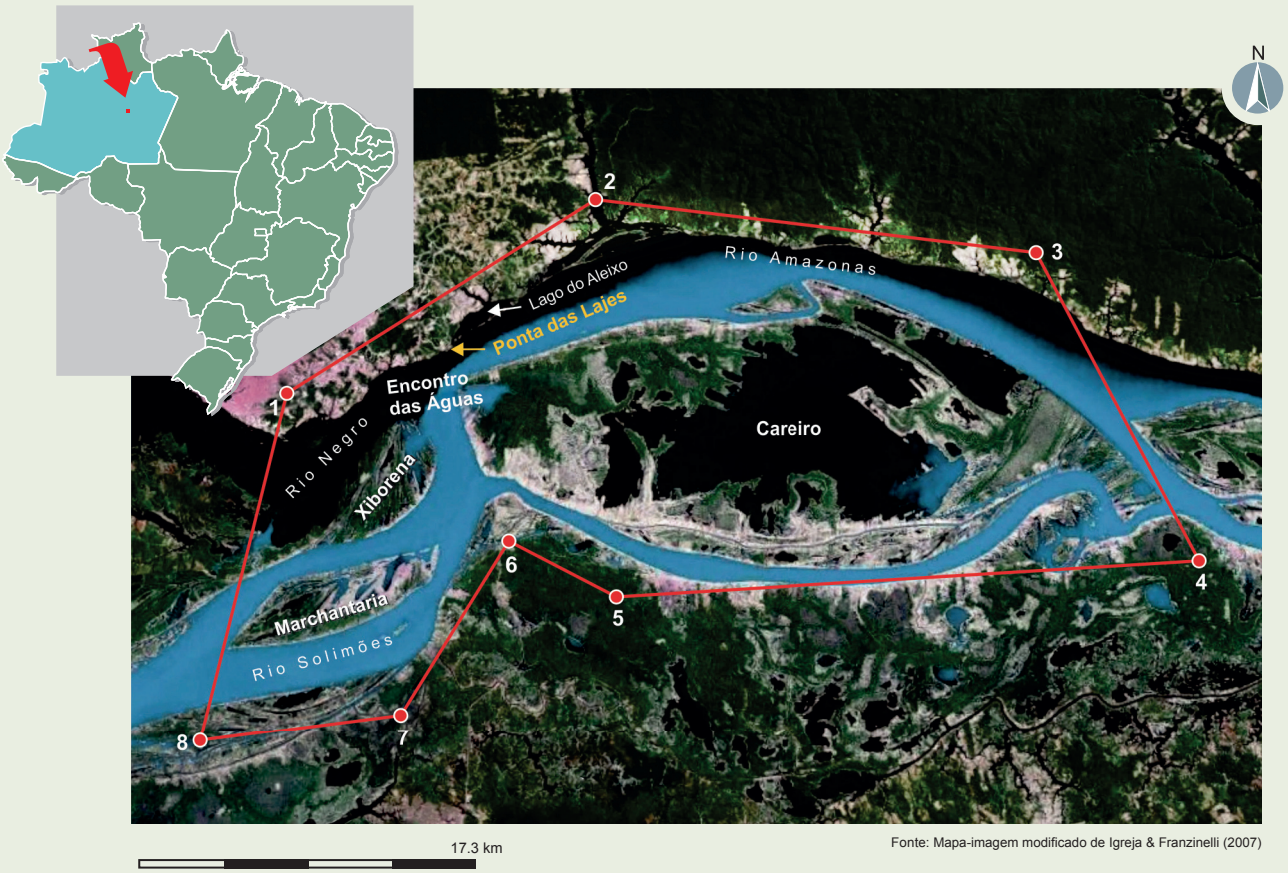


HAILTON IGREJA

Nasceu em Belém do Pará em 1952, Diplomado Geologia na UFPA onde também fez especialização, mestrado e doutorado (1992). É membro do IGHA, AML, SBGf. Atuou no âmbito de três ministérios: 1) MME como Geólogo da PETROBRÁS e Delegado Federal do Ministério de Minas e Energia no Estado do Pará; 2) MTPS como Conselheiro dos CREAs AM e PA; 3) MEC, na UFAM onde é Professor Titular e leciona Geologia Estrutural, Geotectônica e Neotectônica da Amazônia.

SIGEP 054 - PONTA DAS LAJES E ENCONTRO DAS ÁGUAS, AM

PROPOSTA DA ÁREA DE PROTEÇÃO



Fonte: Mapa-imagem modificado de Igreja & Franzinelli (2007)

VÉRTICE	COORDENADAS GEOGRÁFICAS	
1	3° 8'9,70"S	59°58'56,12"W
2	3°1'34,46"S	59°49'27,87"W
3	3°3'19,15"S	59°35'16,66"W
4	3°13'14,62"S	59°30'52,34"W
5	3°14'31,81"S	59°48'29,00"W

VÉRTICE	COORDENADAS GEOGRÁFICAS	
6	3°12'48.03"S	59°51'53,84"W
7	3°18'4,74"S	59°54'48,90"W
8	3°18'53,58"S	60°0'41,85"W
Ponta das Lajes	3°7'0,85"S	59°54'27,59"W
Encontro das Águas	3°8'37,41"S	59°54'26,78"W

A área de proteção proposta para este sítio abrange a margem esquerda do Rio Negro-Amazonas desde a Ponta Pelada na cidade de Manaus até a localidade Acre em frente à extremidade leste da Ilha do Careiro, o interflúvio com a Ilha Xiborena e a Ilha Marchantaria no Rio Solimões, a margem direita do Solimões e o braço do Solimões ou Paraná do Careiro e a Ilha do Careiro até sua extremidade leste no Rio Amazonas. A margem esquerda do Rio Negro-Amazonas inclui a Ponta das Lajes e outras importantes estruturas que representam o modelo do arcabouço tectônico da Bacia do Amazonas. As Ilhas Xiborena e Marchantaria, formadas de sucessão de bancos de sedimentos, mostram o dinamismo e as transformações do local onde se estabeleceu o Encontro das Águas durante o tempo. A Ilha do Careiro, em frente ao Encontro das Águas, resultado da sedimentação recente sobre blocos da Formação Alter do Chão rebaixados pela neotectônica, deve também ser considerada, pois ainda recebe constantemente a influência das ações dos dois rios pelo Encontro das Águas.

Polígono da área de proteção proposto por: Elena Franzinelli e Hailton Igreja.

Data da proposta: 09/03/2012

Parte

7

Descrições de Sítios com Linguagem Popular



Um Deserto Antigo do Brasil

SIGEP 031

Augusto J. Pedreira *(in memoriam)*

Embora no Brasil não existam grandes desertos como o deserto de Sahara do norte da África, ou o de Atacama do Chile, existem rochas que indicam que no nosso país, há milhões de anos atrás, também houve desertos. Um dos locais onde isto pode ser visto é na Serra do Tombador. Esta serra está localizada a oeste da Cidade de Jacobina, no estado da Bahia. O mapa abaixo mostra como chegar lá (Fig.1).

Desde a Cidade de Jacobina, se pode vislumbrar ao longe (a oeste), a Serra do Tombador. Os primeiros estudos sobre esta serra foram feitos pelo geólogo inglês John Casper Branner (1850-1922), no ano de 1910. A figura 2 abaixo é uma vista da serra desde a Fazenda Santa Cruz, desenhada por ele.

Seguindo pela rodovia BR-324 em direção à localidade de Laje do Batata, cerca de 20 km a oeste de Jacobina, é possível observar a discordância entre as rochas sedimentares da serra e o embasamento formado por rochas metamórficas. Essas rochas sedimentares foram chamadas por John Casper Branner de formações Tombador (por causa desta serra) e Caboclo (por causa da Serra do Caboclo). Os arenitos constituem a Formação Tombador; os argilitos, a Formação Caboclo. Na figura 3, a cor branca corresponde às rochas metamórficas; neste local, um pouco à direita, pode ser observada a discordância marcada por um nível de conglomerado (Fig. 4), sobreposto por arenitos esbranquiçados. O conglomerado possui seixos de quartzito verde, provenientes da Serra de Jacobina. Também pode ser observado que a discordância não é uma superfície plana: os arenitos da Formação Tombador preenchem depressões do embasamento.

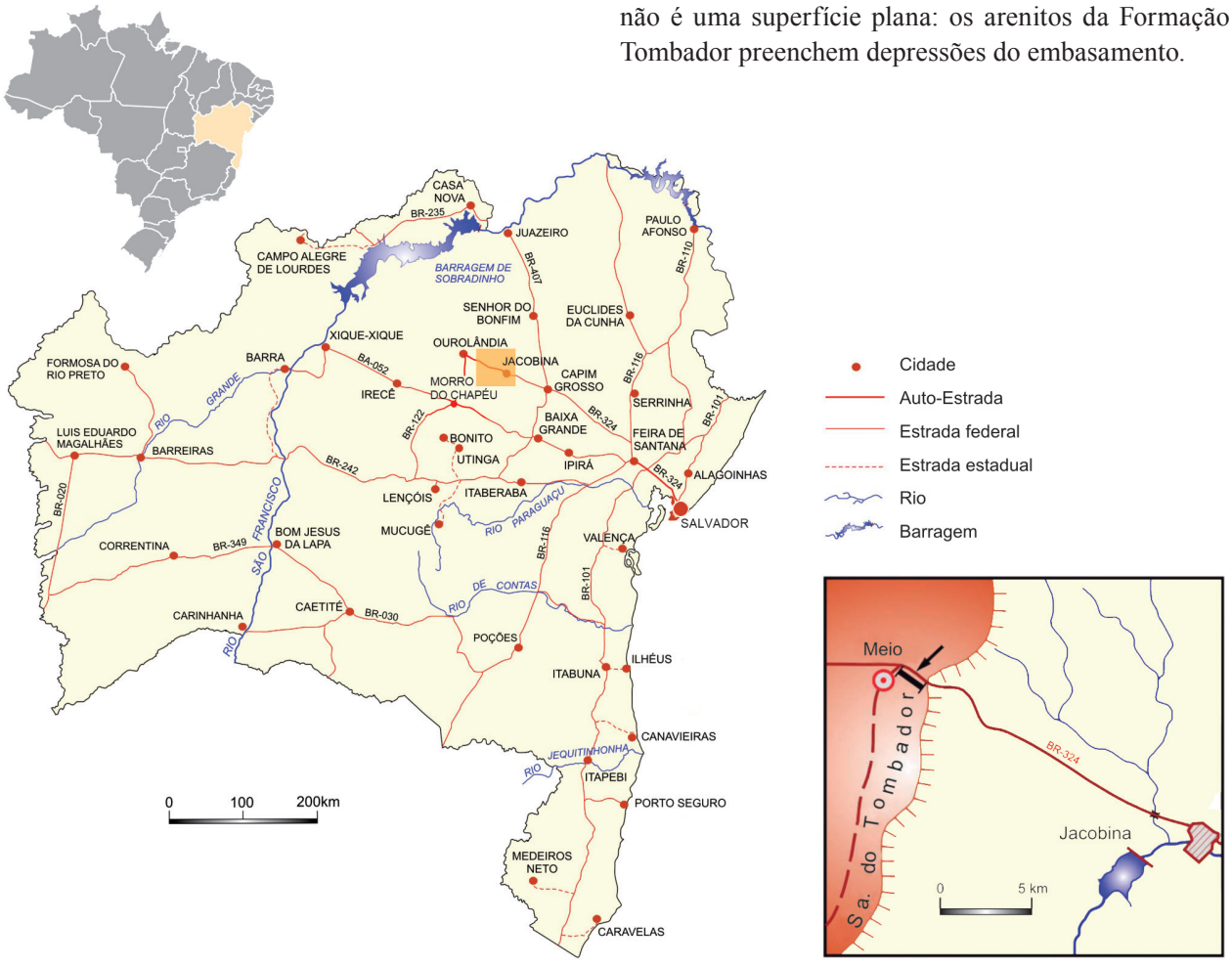


Figura 1 - Localização da Serra do Tombador no Estado da Bahia.

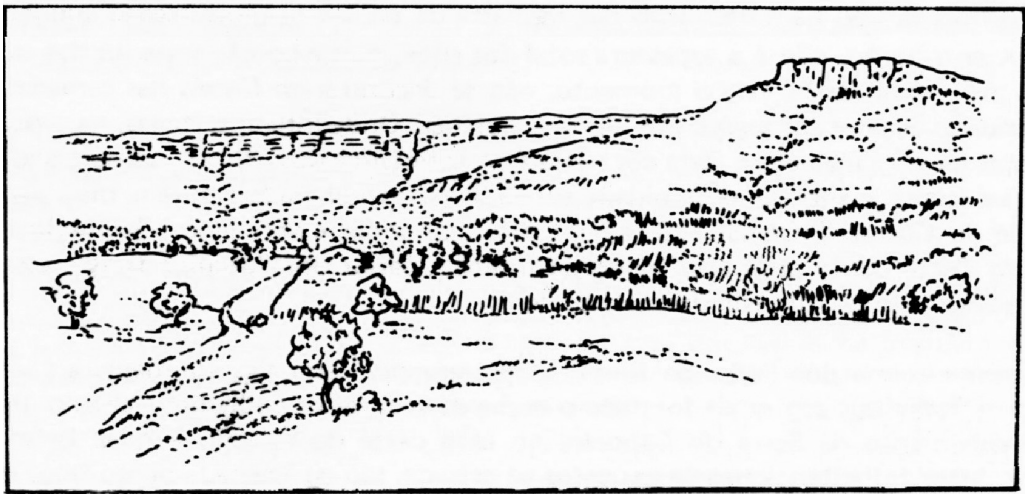


Figura 2 - Gravura a bico de pena (Branner, 1910) mostrando a escarpa da Serra do Tombador, vista da Fazenda Santa Cruz.



Figura 3 - Discordância (seta) entre as rochas sedimentares da Serra do Tombador, à direita, e o embasamento formado por rochas metamórficas expostas na parte branca à esquerda. Foto: Antônio J. Dourado Rocha.

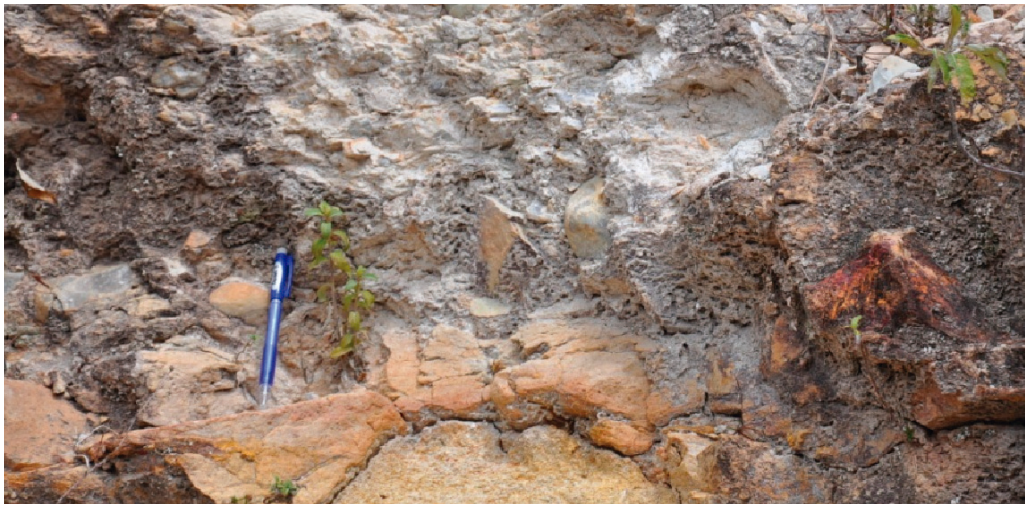


Figura 4 - Detalhe da foto anterior: discordância marcada por um nível de conglomerado. Foto: Antônio J. Dourado Rocha.

Os arenitos que estão acima da discordância possuem granulometria bimodal e estratificação cruzada de grande porte. A bimodalidade do arenito, isto é, o fato de ele ser formado por níveis de grãos maiores e menores, deve-se à variação da velocidade do vento, quando os grãos foram transportados: ventos mais fortes transportavam os grãos maiores; ventos mais fracos, os menores. Isto dá à rocha um aspecto "listrado". Mais acima, do lado direito da rodovia, existem quatro níveis desses arenitos, separados por superfícies suborizontais. O inferior termina de encontro à rodovia, enquanto o superior está indicado na foto abaixo (Fig. 5).

As camadas que separam esses níveis têm estratificação horizontal e foram interpretadas por Rodí Ávila Medeiros (1935-1998), pesquisador da Petrobrás, como superfícies de truncamento, formadas pela elevação do nível da água subterrânea . O nível inferior seria um campo de dunas; a elevação do lençol de água subterrânea fixou as dunas, de modo que o vento removeu a areia solta situada acima dele. Sobre esta superfície plana formou-se um novo campo de dunas; mais uma elevação do lençol de água subterrânea fixou este campo de dunas. Quantas vezes este processo se repetiu é impossível de dizer: na Serra do Tombador estão preservados apenas esses quatro níveis; outros, se houve, foram erodidos.

Na continuação para oeste do nível superior, podem ser observadas estratificações cruzadas de grande porte ao nível da rodovia (Fig. 6). Nas fotos abaixo, as camadas superiores inclinam-se fracamente para leste; as inferiores, têm inclinação um pouco mais forte para oeste.



Figura 5 - Arenitos de origem eólica da Formação Tombador. Foto: Antônio J. Dourado Rocha.



Figura 6 - Antigo campo de dunas mostrando, ao nível da rodovia, estratificações cruzadas de grande porte, próximo ao topo da Formação Tombador . Fotos: Antônio J. Dourado Rocha.

Na parte inferior do afloramento mostrado na foto anterior, existem alguns níveis com grande número de pequenos orifícios circulares (Fig. 7). Essas marcas são interpretadas como pingos de chuva e, de acordo com o geólogo Edwin D. Mc Kee, do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS), são feições que mostram que essas rochas foram dunas.

No alto da Serra do Tombador, a estratificação dos arenitos é plano-paralela (horizontal), devido uma subida do nível do mar que depositou a Formação Caboclo. A Formação Caboclo consiste em uma alternância de argilitos e siltitos mostrados na foto a seguir (Fig. 8).

Nessas rochas foram encontradas estruturas que indicam que elas foram repetidamente cobertas por água e expostas ao sol, de modo que elas são interpretadas como depósitos de planície de maré, isto é, uma região plana onde as marés cobrem e descobrem as rochas. Como estas rochas foram argilas, esta planície de maré seria cheia de lama, como um mangue atual.

A granulometria bimodal dos arenitos da Formação Tombador, facilita a extração de lajes para revestimento, vendidas com o nome de "Arenito Jacobina". A Figura 10 mostra esta extração, que tem sido feita de forma intensiva, sem que exista uma ação de acompanhamento e fiscalização por entidades governamentais.

A Serra do Tombador não é apenas uma sucessão de afloramentos de rocha ao longo de uma rodovia. Ela representa um antigo deserto de mais de um bilhão de anos, perfeitamente preservado, onde podem ser examinados os processos que levaram à sua formação: o aplainamento parcial do embasamento, a direção e velocidade dos ventos, as variações do nível do lençol de água subterrânea, as chuvas ocasionais, e a sua invasão final pelo mar.



Figura 7 - Marcas de pequenos orifícios circulares interpretadas como pingos de chuva sobre antigas dunas. Foto: Augusto J. Pedreira.



Figura 8 - Alternância de siltitos e argilitos da base da Formação Caboclo depositadas em planície de maré. Foto: Antônio J. Dourado Rocha.

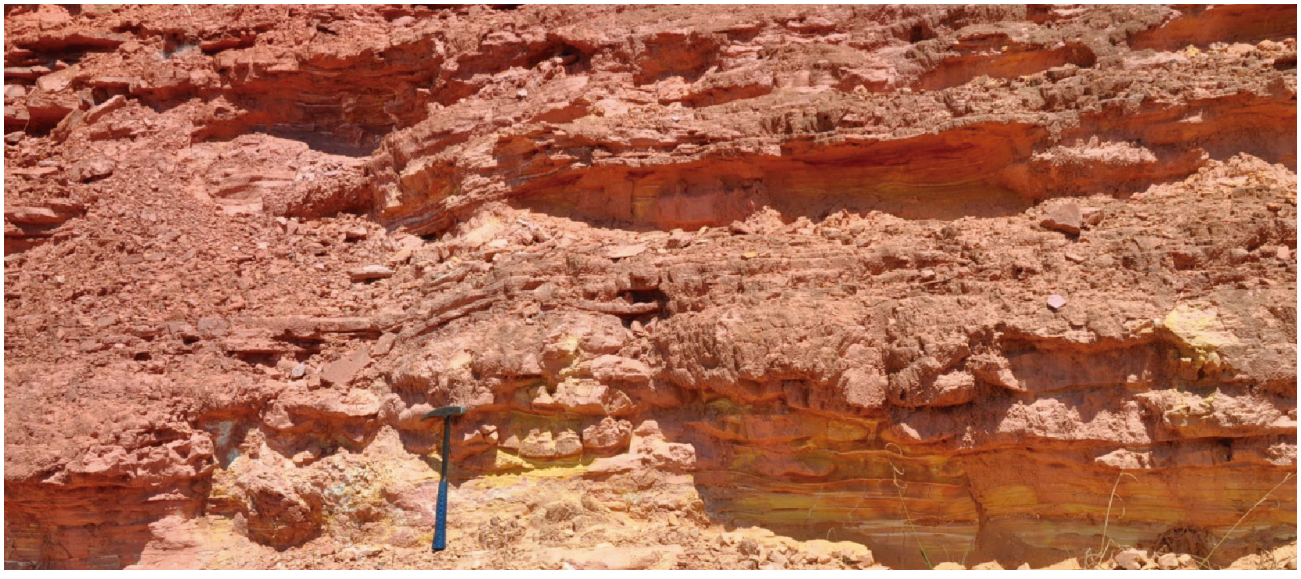


Foto 9 - Detalhe da figura anterior. Foto: Antônio J. Dourado Rocha.



Figura 10 - Extração de lajes para revestimento em arenitos da Formação Tombador (seta).
Foto: Antônio J. Dourado Rocha.

PARA SABER MAIS

Almeida, F.F.M.; Carneiro, C.D.R. 1998. Botucatu; o grande deserto brasileiro. *Ciência Hoje*, vol. 24, no. 143., p. 36-43.

Branner, John Casper. O escarpamento do Tombador no Estado da Bahia, Brasil. In: Publicação especial nº1. Salvador: SBG, 1977. p. 21-30. il. Traduzido por Giovanni Toniatti, de J. C. Branner, Tombador Escarpment in the State of Bahia, Brazil Am. J. Sci., November 1, 1910, Series 4, Vol. 30:335-343

Herr, P. "The desert planet" http://www.midplains.net/~peherr/STORY2.htm

Pedreira,A.J.; Rocha,A.J.D. 2002. Serra do Tombador, Chapada Diamantina, BA - Registro de um deserto proterozóico. *In*: Schobbenhaus,C.; Campos,D.A.; Queiroz,E.T.; Winge,M.; Berbert-Born,M.L.C. (*Edits*.) Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. 1. ed. Brasilia: DNPM/CPRM - Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP), 2002. v.1: 181-186 (http://sigep.cprm.gov.br/sitio031/sitio031.htm)

Rocha, A.J.D.; Pedreira, A.J., 2012. Geoparque Morro do Chapéu – Proposta. In: Schobbenhaus, C. & Silva, C. R. (Org.), Geoparques do Brasil-Propostas, Serviço Geológico do Brasil, v.1:59-110, Rio de Janeiro. (http://www.cprm.gov.br).

GLOSSÁRIO

Água subterrânea - água contida entre os grãos das rochas sedimentares ou em fraturas nas rochas ígneas ou metamórficas; a superfície de saturação chama-se lençol freático.

Arenito - rocha sedimentar composta principalmente de partículas do tamanho areia, usualmente cimentadas por calcita, sílica, ou óxido de fero (veja **Granulometria**).

Argila - material sedimentar composto de fragmentos com um diâmetro menor que 1/256 mm (veja Granulometria).

Argilito - rocha sedimentar formada pela consolidação de partículas do tamanho argila.

Discordância - uma descontinuidade na sucessão das rochas, contendo uma lacuna no registro geológico.

Erosão - processo pelo qual as rochas são desagregadas e transportadas de um lugar para o outro na superfície da Terra. Os agentes da erosão incluem a água, o gelo, o vento e a força da gravidade.

Estratificação - uma superfície que separa as camadas das rochas sedimentares.

Estratificação cruzada - estratificação inclinada em relação à superfície horizontal original sobre a qual os sedimentos se depositaram. Ela é produzida pela deposição na superfície inclinada de uma duna ou de uma onda de areia.

Granulometria - tamanho dos grãos de um sedimento. Em geral é usada a escala de Wentworth que classifica os fragmentos como: Cascalho: diâmetro entre 4.096 e 2mm; areia: diâmetro entre 2 e 0,063 mm; silte: diâmetro entre 0.063mm e 4 m m (micrometros = 0,000001 metro); argila: diâmetro menor do que 4 mm.

Rocha ígnea - rocha formada pelo resfriamento e solidificação de minerais de sílica derretidos (magma). As rochas ígneas incluem as rochas vulcânicas (resfriadas na superfície) e as plutônicas (resfriadas abaixo da superfície).

Rocha metamórfica - qualquer rocha formada a partir de rochas preexistentes dentro da Terra por mudanças em temperatura e pressão e pela ação química de fluídos.

Rocha sedimentar - rocha formada pela acumulação e consolidação de sedimentos.

Sedimento - material tal como cascalho, areia, lama ou carbonato que é transportado e depositado por vento, água, gelo ou gravidade; material que é precipitado de soluções; depósitos de origem orgânica, tais como corais e rochas coralinas.

Siltito - uma rocha sedimentar de granulação fina, composta principalmente de partículas do tamanho silte (veja granulometria).

Nota

O presente trabalho, elaborado por Augusto J. Pedreira (*in memoriam*) em dezembro de 1999, foi divulgado no *site* da Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos-SIGEP (http://sigep.cprm.gov.br). No sentido de possibilitar a presente publicação, o trabalho sofreu algumas adaptações, em especial no referente à substituição de fotos originais por outras mais recentes e com melhor poder de resolução. Os editores agradecem a Antônio José Dourado Rocha pela cessão das fotos e a Ana Cristina N. Conceição de Araújo pela reprodução da Figura 2, a partir da publicação original.



AUGUSTO JOSÉ DE CERQUEIRA LIMA PEDREIRA DA SILVA (1941-2012)

Graduado em Geologia pela Universidade Federal da Bahia (1966), especialização em Fotogeologia (CIAF, 1971) e doutorado em Geociências (Geotectônica) pela Universidade de São Paulo (1994). Geólogo da CPRM – Serviço Geológico do Brasil de 1972 a 2011 com ênfase em Mapeamento Geológico, tendo atuado principalmente nos seguintes temas: Geologia Regional, Estratigrafia, Sedimentação Pré-cambriana, Geotectônica e Geologia da Chapada Diamantina. Gerente de Publicações da Cia. Baiana de Pesquisa Mineral - CBPM, de 2011 a 2012. Colaborador da Equipe do Centro de Geologia da Universidade do Porto - Portugal.

A Chapada dos Diamantes

Serra do Sincorá, Bahia

SIGEP 085

Augusto J. Pedreira (*in memoriam*)

A SERRA

A serra do Sincorá é uma parte da Chapada Diamantina que constitui um sítio de grande beleza paisagística devido ao modelado de suas serras, que expõem vales profundos de encostas íngremes e amplas chapadas. Essas escarpas permitem o exame da sua geologia, onde tempos atrás foram explorados diamantes e carbonados.

A serra do Sincorá está localizada na região central do Estado da Bahia, distante da cidade de Salvador, capital do estado, cerca de 400 km (Fig. 1). Para chegar à serra do Sincorá a partir de Salvador, deve-se seguir em direção a Feira de Santana (rodovia BR-324), continuando então para sul em direção ao Rio de Janeiro pela rodovia BR-116. Cerca de 70 km a sul de Feira de Santana, à margem do rio Paraguaçu, entra-se à direita pela rodovia BR-242, em direção a Brasília. Cerca de 220 km adiante chega-se à cidade de Lençóis: aí está a serra do Sincorá, que fica dentro do Parque Nacional da Chapada Diamantina. O acesso por via aérea é feito por linhas regulares através do Aeroporto Cel. Horácio de Matos, situado na vila de Tanquinho (Fig. 1).

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

A serra do Sincorá está localizada na borda centro-oriental da Chapada Diamantina, aproximadamente entre as vilas de Afrânio Peixoto (antiga Estiva), a norte, e de Sincorá Velho, a sul (Fig. 1). Sua vertente ocidental é uma escarpa quase contínua, com cerca de 300m de altura e 80km de extensão; a escarpa oriental, que domina a planície do vale do Paraguaçu (400m), atinge rapidamente a altitude de 1200m, nas primeiras cristas da serra. Assim descreve a serra, o biólogo Roy Funch, em seu livro *Um guia para o visitante da Chapada Diamantina: o Circuito do Diamante: o Parque Nacional da Chapada Diamantina; Lençóis, Palmeiras, Mucugê, Andaraí*, editado em Salvador pela Secretaria de Cultura e Turismo do Estado da Bahia, em 1997.

Montanhas e Cachoeiras

A serra do Sincorá compreende um conjunto de diversas serras de menor extensão com as da Cravada, do Sobrado, do Lapão, do Veneno, do Roncador ou Garapa, do Esbarrancado, do Rio Preto, entre muitas outras. Essas serras possuem picos com até 1700m de altitude e são separadas por vales íngremes e profundos como *canyons*.

Uma feição que se destaca na serra do Sincorá é o morro do Pai Inácio (Fig. 2a), à margem da rodovia BR-242, a norte do vale do Cercado (Fig. 2b).

Mais ainda, a norte do morro do Pai Inácio (Fig. 3a), está o morro do Camelo ou Calumbi (Fig. 3b), e a sul, o Morrão (Fig. 4), cujo acesso se faz através da estrada entre a cidade de Palmeiras e a vila de Caeté Açu (Fig. 1).

Entre o Morrão e a vila de Caeté Açu é cruzada a ponte sobre o rio Riachinho, onde existiu um antigo garimpo de diamantes (Fig. 5).

O principal rio desta região é o rio Paraguaçu. Após atravessar a serra do Sincorá desde a localidade de Comércio de Fora (Fig. 6), ele a deixa na localidade de Passagem de Andaraí, formando a cachoeira de Donana (Fig. 7). Daí, o rio prossegue em busca do oceano Atlântico, na baía de Todos os Santos.

As rochas que afloram na serra do Sincorá, consistem essencialmente em arenitos e conglomerados. Orville A. Derby (1851-1915), geólogo norte-americano que no início do século XX trabalhou na região, disse delas o seguinte: *" Este conglomerado representa um depósito de cascalho formado em uma época geológica remota pelo mesmo modo que se formaram, e ainda hoje se formam, os cascalhos (conglomerados incoerentes e ainda não transformados em pedra) em que os mineiros procuram os diamantes*".

Diamantes

No ano de 1844, foram descobertos diamantes na serra do Sincorá, na região de Mucugê (Figs. 1 e 12). A partir dessa região toda a serra foi explorada, garimpando-se diamantes desde o rio Sincorá, a sul, (Figs. 1 e 7), até a região de Afrânio Peixoto a norte (Fig. 1).

Esses diamantes, que deram fama e riqueza à região, formaram-se em algum lugar do interior da Terra onde a crosta terrestre era bastante espessa, e foram transportados por rochas chamadas kimberlitos, que forçaram o seu caminho para a superfície. Assim, os

diamantes se comportariam como meros passageiros em uma parada de ônibus (Fig. 10, lado esquerdo). Quando os kimberlitos que os continham alcançaram a superfície, eles sofreram processos de erosão, liberando os diamantes, que foram encontrados em areias e cascalhos de rios (Fig. 10, lado direito). Dando uma idéia da sua raridade, Jiri (George) Strnad, geólogo canadense especialista em diamantes, estimou que em um kimberlito diamantífero exposto em uma escarpa medindo 10 x 2m, estaria contido apenas um diamante minúsculo, com um milímetro de diâmetro!

Na serra do Sincorá, a fonte dos diamantes ainda é amplamente discutida. Sabe-se apenas que eles vieram do leste, mas o local exato ainda não foi definido. Os diamantes eram garimpados no cascalho produzido pela decomposição de conglomerados, aflorantes no vale do rio Combucas (Figs. 11 e 12).

A cachoeira do Serrano na cidade de Lençóis (Fig. 13), também foi intensamente explorada. Aí, os conglomerados são formados por fragmentos de diversas rochas (Fig. 14). Eles foram depositados no sopé de escarpas.

A garimpagem também foi intensa nas regiões de Andaraí e Igatu. A figura 15 mostra os conglomerados na estrada entre essas duas localidades. O rejeito dos antigos garimpos ainda pode ser visto ao longo desta estrada, como amontoados de blocos de tamanhos e formas diversas.

Após uma fase áurea de aproximadamente 25 anos, a garimpagem de diamantes entrou em declínio a partir de 1871. Já no século XX, houve diversas tentativas de mecanizar os garimpos, que na década de 80 foram instalados nos leitos dos rios dentro e fora do Parque Nacional. Estes garimpos, graças a uma ação conjunta de diversas autoridades ligadas à mineração e ao meio ambiente, foram fechados definitivamente em março de 1996.

Mesmo após 150 anos de exploração dos aluviões diamantíferos, ainda existe garimpagem manual, embora em ritmo mais lento, devido à exaustão e decadência das lavras. Devido ao número ilimitado de situações geológicas e topográficas da serra, existem os seguintes tipos de garimpo manual, mencionados pelo biólogo Roy Funch, cada qual com suas peculiaridades: cascalhão, barranco, brejo, grupiara, emburrado, curriolo, engrunada, gruta, escafandro, serviço a seco, lavagem e faísca (Fig. 16).

Esses fatos confirmam a afirmação de Orville A. Derby : "Quanto à riqueza mineral, a única até hoje aproveitada é a de diamantes e carbonados, e a sua constituição geológica [da serra do Sincorá] pouca esperança oferece da existência de outra...".

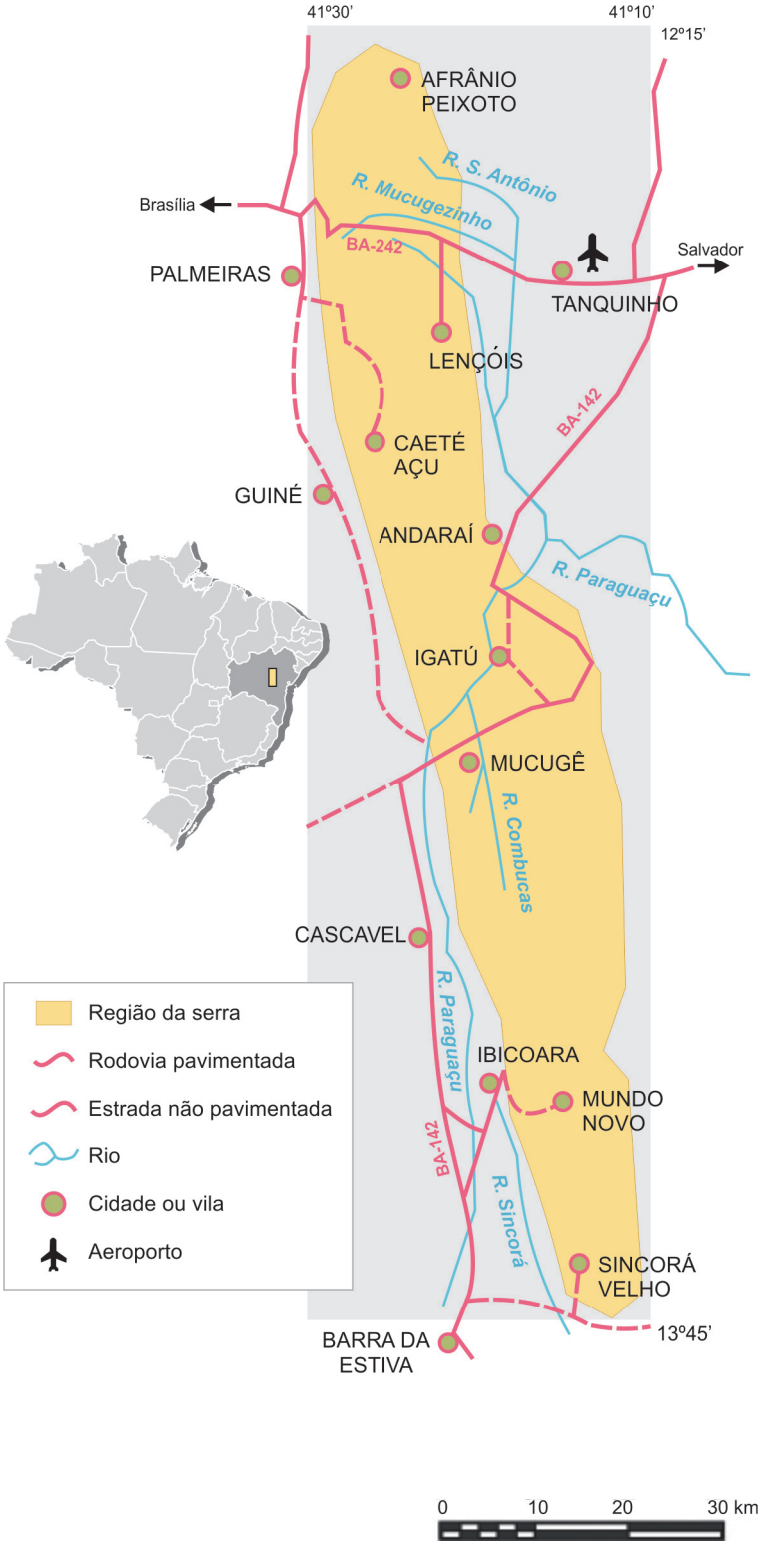


Figura 1 - Mapa de localização da serra do Sincorá.



Figura 2a - Morro do Pai Inácio na rodovia BR-242.
Foto: Juliana Colussi.



Figura 2b - Vale do Cercado, a sul do morro do Pai Inácio, na rodovia BR-242.
Foto: Juliana Colussi.



Figura 3a - Vista ao norte do morro do Pai Inácio.
Foto: Ricardo Fraga.



Figura 3b - Morro do Camelo ou Calumbi visto do morro do Pai Inácio.
Foto: Ricardo Fraga.



Figura 4 - Morrão. Foto: Ricardo Fraga.



Figura 5 - Rio Riachinho. Foto: Ricardo Fraga.

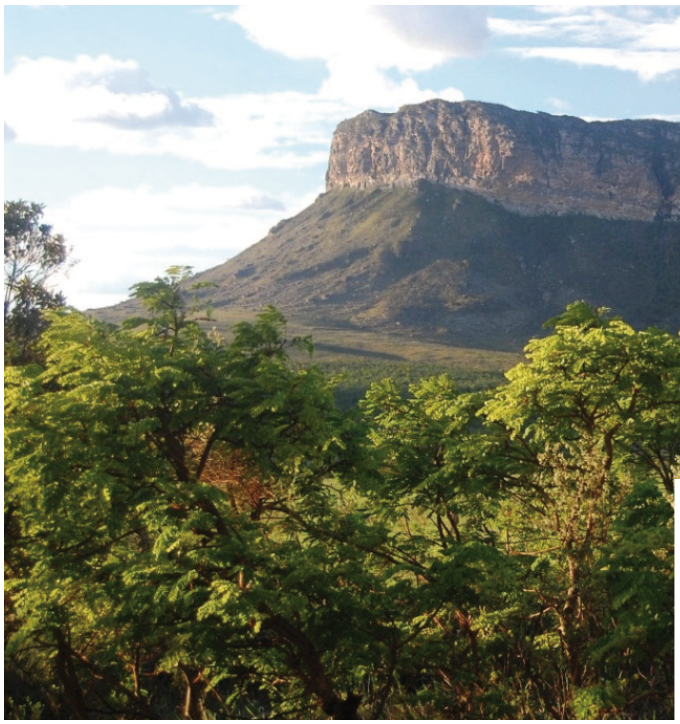


Figura 6 - Escarpa da serra do Sincorá
em Comércio de Fora, a oeste da cidade de Mucugê.
Foto: Ricardo Fraga.



Figura 7 - Cachoeira de Donana. Foto: Ricardo Fraga.



Figura 8 - Arenitos, isto é, rochas formadas por areias consolidadas. Foto: Ricardo Fraga.

Figura 9 - Conglomerados (antigos cascalhos) intercalados com arenitos no vale do rio Combucas, a norte da cidade de Mucugê.Foto: Augusto Pedreira.

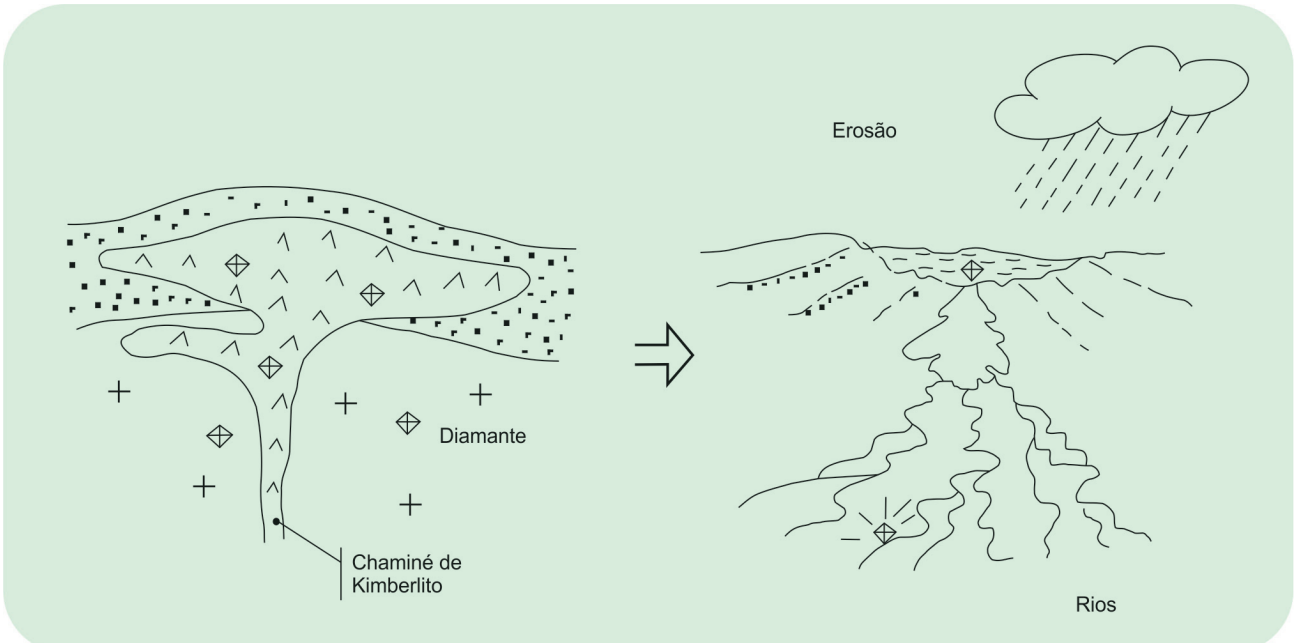


Figura 10 - Como os diamantes são transportados do interior da Terra (à esquerda); Como as rochas são erodidas, liberando os diamantes, que então são garimpados nos rios (à direita).



Figura 11 - Rio Combucas, a norte da cidade de Mucugê, próximo à sua confluência com o rio Mucugê, local das primeiras descobertas de diamantes na serra do Sincorá. Foto: Ricardo Fraga.

Figura 12 - Detalhe do conglomerado do vale do rio Combucas, depositado por antigos rios. Foto: Ricardo Fraga.



Figura 13 - Cachoeira do Serrano na cidade de Lençóis. Foto: Ricardo Fraga.

Figura 14 - Conglomerado da cachoeira do Serrano. Acredita-se que ele tenha sido depositado no sopé de escarpas, o que se chama de leques aluviais. Foto: Christian Schobbenhaus.



Figura 15 - Conglomerados ao longo da estrada Andaraí – Igatu. Foto: Ricardo Fraga.

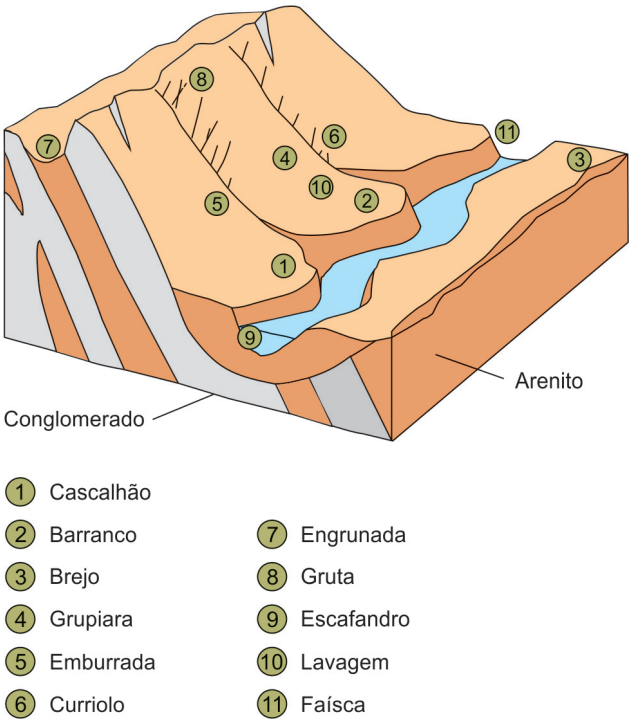


Figura 16 - Representação esquemática dos tipos de garimpo manual (descrições no glossário).

MEDIDAS DE PROTEÇÃO AMBIENTAL

O trecho da serra do Sincorá situado entre Cascavel e Mucugê e a rodovia BR-242, está incluído no Parque Nacional da Chapada Diamantina. A norte da rodovia BR-242, os morros do Pai Inácio e do Camelo estão dentro da APA (Área de Proteção Ambiental) de Iraquara-Marimbus.

De acordo com informações do biólogo Roy Funch, o rio Mucugê, em cujo leito foram descobertos os primeiros diamantes, está razoavelmente bem protegido: o seu alto curso fica dentro do Parque Nacional e o baixo curso corre dentro da área do Parque Municipal de Mucugê (uma reserva com cerca de 270 hectares). Este parque ainda inclui o baixo curso do rio Combucas e vários dos seus afluentes, limitando-se com o Parque Nacional.

Além dessas medidas, existe no município de Mucugê, o Projeto Sempre Viva. Este projeto tem os seguintes objetivos: 1) implantação de uma unidade de conservação estruturada para o ecoturismo, no Parque Municipal de Mucugê; 2) desenvolvimento de tecnologia de reprodução de plantas nativas; 3) implantação de um Sistema de Informações Geográficas (SIG); e, 4) execução de um programa de educação ambiental. A sua sede, construída no estilo dos antigos abrigos de garimpeiros, é mostrada na figura 17.



Figura 17 - Parte das instalações do Projeto Sempre Viva. Foto: Ricardo Fraga.

PARA SABER MAIS

Catharino, J.M. 1986. *Garimpo-Garimpeiro-Garimpagem, Chapada Diamantina*, Bahia. Rio de Janeiro, Philobiblion/Banco Econômico, 270 p..

CPRM-Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 1994. *Projeto Chapada Diamantina: Parque Nacional da Chapada Diamantina-BA: Informações Básicas para a Gestão Territorial: Diagnóstico do Meio Físico e da Vegetação*. Salvador, CPRM/IBAMA, 104 p.

Funch, R., 1997. *Um guia para o visitante da Chapada Diamantina: o Circuito do Diamante: o Parque Nacional da Chapada Diamantina; Lençóis, Palmeiras, Mucugê, Andaraí*. Salvador, Secretaria de Cultura e Turismo/ EGBA, 209 p. (Coleção Apoio).

Lima, C.U. & Nolasco, M.C. 1997. *Lençóis, uma Ponte entre a Geologia e o Homem*. Feira de Santana, UESC/ EGBA, 152 p.

Moraes, W., 1991. *Jagunços e Heróis*. 4ed. Salvador, Empresa Gráfica da Bahia/IPAC, 217 p.

Pedreira, A .J. & Bomfim, L.F., 2000. "Morro do Pai Inácio, Bahia". *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. http://sigep.cprm.gov.br/sitio072/sitio072.htm

Pedreira, A .J. 2001. "Serra do Sincorá, Bahia". *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. http://sigep.cprm.gov.br/sitio085/sitio085.htm

Sampaio, T.1955. *O rio São Francisco e a Chapada Diamantina*. Salvador, Livraria Progresso Editora, 278p. (Coleção de Estudos Brasileiros)

GLOSSÁRIO

Aflorantes - Rochas expostas na superfície, de modo que podem ser estudadas sem necessidade de escavações.

Aluvião - Areias e cascalhos depositados por rios. Ocasionalmente podem ser explorados em busca de metais preciosos.

Arenito - Rocha composta por grãos de areia com diâmetro máximo de 2 milímetros unidos por um cimento. Quando o cimento é ferruginoso, o arenito é amarelo ou avermelhado.

Barranco - Barranco alto de barro sobre uma fina camada de cascalho.

Brejo - Área baixa e úmida com pouco solo sobre o cascalho.

Cascalhão - Barrancos altos com cascalho e areia.

Conglomerado - Rocha composta por fragmentos rolados e subangulares de diversas origens, reunidos por ação de água ou de força de gravidade e cimentados entre si. Quando os fragmentos são angulosos, toma o nome de brecha.

Curriolo - Garimpo no leito de um rio, com muito cascalho e pedras soltas.

Emburrado - Garimpo em área de cascalho com grandes blocos de rocha.

Engrunada - Garimpo subterrâneo.

Escafandro - Garimpo submerso, trabalhado por mergulhadores.

Faísca - Pequeno garimpo feito em um dia.

Garimpo - Jazidas situadas em areias ou cascalhos depositados por rios, onde se exploram minerais preciosos, especialmente diamantes.

Grupiara - Cascalho na serra.

Gruta - Garimpo em túnel natural da serra.

Kimberlito - Rocha verde escura a negra, com aspecto de brecha e proveniente do interior da Terra, que transporta os diamantes para a superfície. O seu nome provém de Kimberley, na África do Sul.

Lavagem - Retrabalhamento do rejeito de um garimpo antigo.

Lavra - Exploração econômica de uma jazida mineral, como uma mina ou garimpo. O local onde isto se realiza.

Leque aluvial - Depósito de sedimentos em forma de leque, construído por uma corrente no local em que ela abandona as terras altas ou uma cadeia de montanhas e entra em um vale largo ou planície. Os leques aluviais são comuns em climas áridos ou semi-áridos, mas não restritos a eles.

Rejeito - Material geralmente não portador de diamantes, que pode ser retrabalhado posteriormente.

Serviço a seco - Garimpo em local sem água.

Sistema de Informações Geográficas (SIG ou GIS) - Sistema de computação capaz de reunir, armazenar, manipular e exibir informações referenciadas topograficamente, isto é, dados identificados de acordo com as suas localizações.

Nota

O presente trabalho foi elaborado em 2002 por Augusto Pedreira (*in memoriam*) e divulgado no *site* da Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos-SIGEP (http://sigep.cprm.gov.br). No sentido de possibilitar a presente publicação, o trabalho sofreu algumas adaptações, em especial no referente à substituição de fotos originais por outras mais recentes e com melhor poder de resolução. Os editores agradecem a Christian Schobbenhaus, a Juliana Colussi e a Ricardo Fraga pela cessão das fotos.



AUGUSTO JOSÉ DE CERQUEIRA LIMA PEDREIRA DA SILVA (*1941-2012*)

Graduado em Geologia pela Universidade Federal da Bahia (1966), especialização em Fotogeologia (CIAF, 1971) e doutorado em Geociências (Geotectônica) pela Universidade de São Paulo (1994). Geólogo da CPRM – Serviço Geológico do Brasil de 1972 a 2011 com ênfase em Mapeamento Geológico, tendo atuado principalmente nos seguintes temas: Geologia Regional, Estratigrafia, Sedimentação Pré-cambriana, Geotectônica e Geologia da Chapada Diamantina. Gerente de Publicações da Cia. Baiana de Pesquisa Mineral - CBPM, de 2011 a 2012. Colaborador da Equipe do Centro de Geologia da Universidade do Porto - Portugal.

Ossos de Mamíferos da Era do Gelo nas Barrancas do Arroio Chuí, RS

SIGEP 119

Renato Pereira Lopes[1]
Francisco Sekiguchi de Carvalho Buchmann[2]
Felipe Caron[3]
Maria Elisabeth Gomes da Silva Itusarry[4]

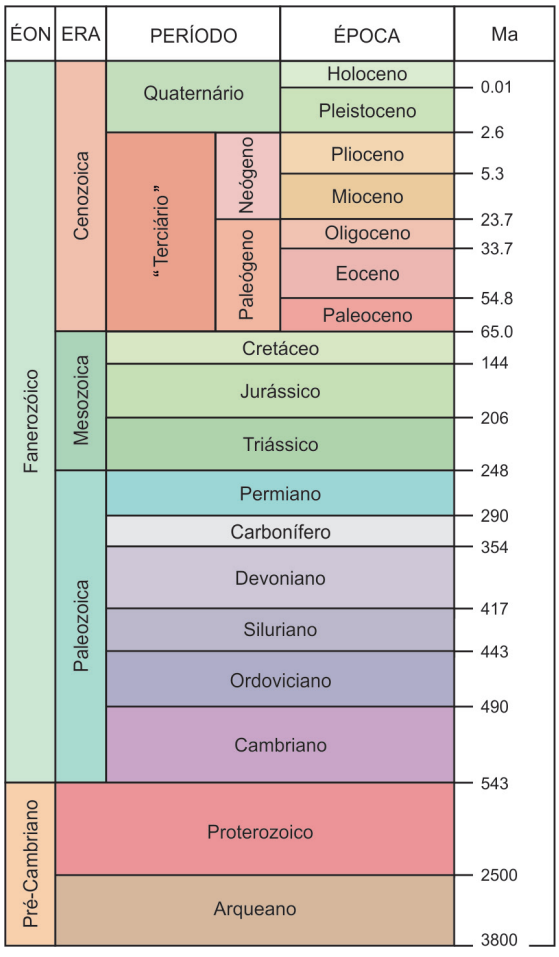
Em nossa vida cotidiana, muitas vezes testemunhamos diversos eventos como terremotos, vulcões, enchentes, entre outros, que modificam a paisagem à nossa volta. No entanto, tais eventos são relativamente raros, e as modificações que promovem são de pouca extensão. Os processos responsáveis por modelar a superfície do planeta, tais como erosão, acumulação de sedimentos ou formação de montanhas, não são fáceis de serem observados, pois ocorrem lenta e gradualmente, mas ao longo de milhões e milhões de anos alteram a superfície do planeta de maneira profunda. Para compreendermos a formação das feições geológicas observadas na superfície terrestre, é necessário estudar a atuação desses processos em uma escala de tempo muito maior do que uma vida humana. Para tal os cientistas dividiram o tempo de existência da Terra, de 4,5 bilhões de anos, em diversas unidades, criando uma escala chamada Tempo Geológico.

As alterações na superfície terrestre, resultantes de processos físicos atuando lentamente ao longo de milhões de anos, ficam registradas sob a forma de feições geológicas e fósseis, preservados nas rochas da crosta do planeta. Ao estudarmos esses registros, estamos na verdade olhando para trás no tempo e lendo a história da Terra. Portanto, esse estudo é importante por nos permitir conhecer a história do lugar em que vivemos e também a nossa própria história, uma vez que nossa origem e existência estão diretamente ligadas à Terra. Estudando a história do planeta, estamos também aprendendo um pouco mais a respeito de nós mesmos.

Podemos comparar a história da Terra a um livro, cujos capítulos são as diferentes eras e períodos geológicos. Como num livro, todos os capítulos são interligados e, para compreendermos a história, é necessário ler todos eles, desde o princípio. Como exemplo disso, podemos citar um capítulo recente dessa história, que nos conta a formação da zona costeira do Rio Grande do Sul e da fauna de grandes mamíferos que aí viveu e, embora extintos, nos deixaram seus fósseis. Embora as feições geológicas da costa do Rio Grande do Sul sejam resultado de processos relativamente recentes, ocorridos nos últimos milhares de anos, para entender o contexto em que se deu sua formação, precisamos retornar muito mais no tempo, até cerca de 570 milhões de anos atrás.

A HISTÓRIA GEOLÓGICA DO RIO GRANDE DO SUL

Há cerca de 570 milhões de anos, no Éon Proterozoico, o relevo do Rio Grande do Sul era bastante diferente do atual, com grandes montanhas construídas ao longo de milhões de anos por enormes forças geológicas, os chamados processos tectônicos, que dobraram e soergueram a crosta da América do Sul. Esse processo de "construção" de montanhas, o último ocorrido



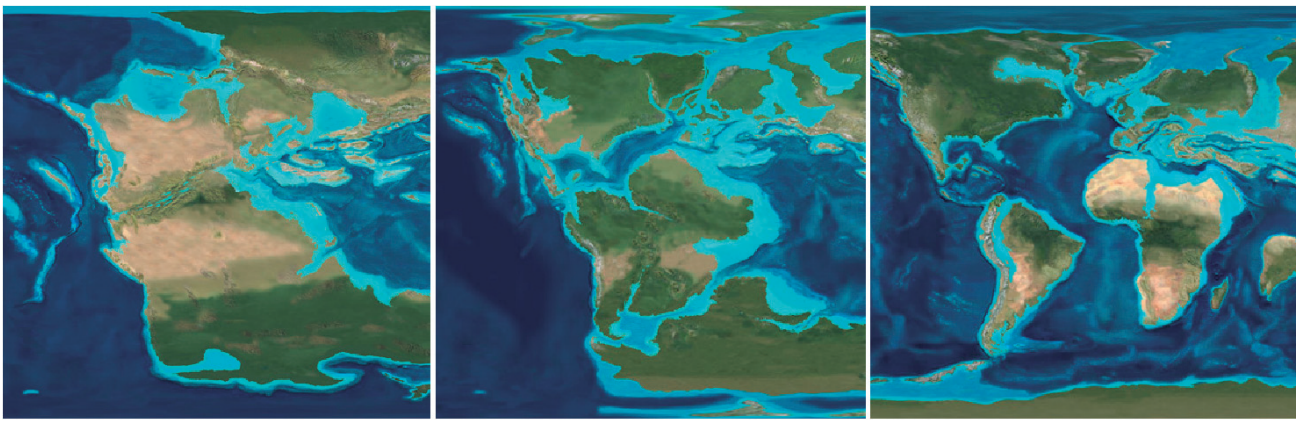
■ Escala do tempo geológico, mostrando as principais subdivisões da história da Terra (Ma = milhões de anos).

no território brasileiro e chamado Ciclo Orogênico Brasiliano, terminou por volta de 570 milhões de anos atrás. A partir daí essas grandes montanhas passaram a sofrer ação do intemperismo, na forma de chuva, vento, calor e frio, que terminaram por erodi-las completamente. Tudo o que resta dessas montanhas nos dias de hoje são as colinas e coxilhas do pampa gaúcho, na porção centro-sul do estado. Essa região constitui a unidade geológica mais antiga o estado, denominada Escudo Sul-Rio-grandense, constituído por rochas de origem vulcânica com idades de até 2 bilhões de anos.

A ação erosiva do intemperismo nessas montanhas, fez com que elas fossem lentamente se desgastando. Boa parte dos sedimentos resultantes dessa erosão foi se depositando na porção centro-oeste do estado, ao longo de milhões de anos, dando origem a outra unidade geológica chamada Depressão Central ou Depressão Periférica. Essa unidade é parte integrante de uma unidade maior, uma grande bacia sedimentar chamada Bacia do Paraná, que se estende do Uruguai até Goiás. As camadas de sedimentos acumulados na Depressão Central têm espessuras e composições variáveis. As diferenças nos tipos de sedimento que constituem cada camada nos mostram que o território onde hoje se situa o Rio Grande do Sul esteve sujeito a diferentes condições ambientais sucessivamente ao longo da Era Paleozóica: espessas camadas de carvão são sinal de um clima quente e úmido, com vegetação exuberante; há sedimentos e fósseis marinhos mostrando que a área também já foi um grande mar raso, e existem ainda camadas depositadas pela ação de geleiras. No início da Era Mesozóica, no Período Triássico, o clima havia se tornado mais quente e seco, semi-desértico. Os depósitos sedimentares dessa época, caracterizados pela coloração vermelha, são extremamente importantes do ponto de vista paleontológico, por conterem fósseis dos mais antigos dinossauros, além de ancestrais dos mamíferos e outros répteis.

O clima semi-desértico do Triássico foi dando lugar a um clima ainda mais seco, que deu origem no Período Jurássico a um grande deserto, chamado Botucatu, que ocupou grande parte do território sul-americano. Durante o Triássico todos os continentes estavam unidos, formando um supercontinente chamado Pangeia. A partir do final do Triássico e início do Jurássico, entretanto, processos tectônicos atuando na crosta terrestre fizeram com que o Pangeia se fragmentasse, originando dois continentes principais: o Gondwana, no hemisfério sul, formado pela América do Sul, África, Antártida, Índia e Austrália; e o Laurásia no hemisfério norte, formado pela América do Norte, Europa e Ásia. A ação contínua e gradual das forças geológicas levou à fragmentação do Gondwana, entre os períodos Jurássico e Cretáceo. Particularmente importante para a compreensão da formação da zona costeira do Rio Grande do Sul foi a separação entre a América do Sul e África, que, além de resultar em dois continentes distintos, ainda foi responsável pelo surgimento do Oceano Atlântico.

Esse processo de separação foi acompanhado pela expulsão, através de grandes rachaduras na crosta, de enormes quantidades de lava, que recobriu boa parte do sul da América do Sul. Essa lava, expelida ao longo de milhões de anos, devido à sua composição química, era muito fluida para formar vulcões em forma de cone, e acabou se espalhando pela crosta na forma de camadas com centenas de metros de espessura de rochas vulcânnicas (basalto e riolitos). Essas camadas formam outra unidade morfológica do Rio Grande do Sul, denominada Planalto das Araucárias, que está situado diretamente acima das rochas do antigo deserto Botucatu. Na porção nordeste desse planalto, a erosão das rochas vulcânicas produziu algumas das mais belas paisagens do Rio Grande do Sul, como os *canyons* da Serra Geral e as "guaritas" rochosas da praia de Torres.



■ Esquema mostrando a separação entre América do Sul e África durante a Era Mesozóica, com as idades em milhões de anos (Fonte: Phanerozoic Tectonic Maps - Northern Arizona University: http://www2.nau.edu/rcb7/mollglobe.html).

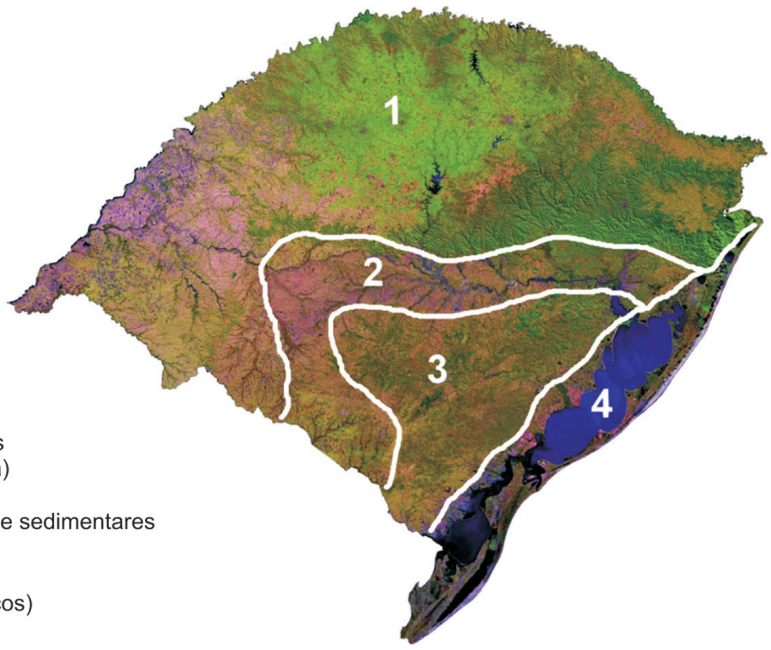
Em seguida à separação total entre a América do Sul e África, o território do Rio Grande do Sul foi palco de relativa calma tectônica. Essa calma possibilitou que na zona costeira fossem depositadas grandes quantidades de sedimentos originados da erosão das rochas do Escudo Sul-Rio-grandense, Depressão Central e Planalto das Araucárias, formando uma bacia sedimentar denominada Bacia de Pelotas, cuja espessura ultrapassa 10 mil metros. Esses sedimentos vindos das áreas mais altas do estado acumularam-se na costa formando depósitos chamados leques aluviais. A partir do Mioceno e Plioceno, o clima da Terra, até então muito mais quente do que o atual, passou a sofrer grandes oscilações, que resultaram na Era do Gelo. É neste ponto que começa a história recente da formação da atual zona costeira do Rio Grande do Sul.

Os registros geológicos mostram que ao longo do Quaternário o clima terrestre esteve sujeito a diversos grandes ciclos glaciais, que conferem o apelido de "Era do Gelo" a esse intervalo do tempo geológico. Cada ciclo desses tem duração média de 100 mil anos, e é marcado por um período glacial frio, intercalado por um período interglacial quente, como o que vivemos atualmente. Durante um período glacial, grandes quantidades de água ficam retidas nas geleiras, fazendo com que o clima global se torne mais seco, e o nível dos oceanos recue, o que é chamado de regressão marinha. Quando a glaciação termina as geleiras derretem e em conseqüência disso o nível dos oceanos sobe, o que é conhecido por transgressão marinha. Quatro grandes ciclos de transgressão e regressão do nível do mar no Pleistoceno foram diretamente responsáveis pela formação da atual costa do Rio Grande do Sul. Devido às características físicas da zona costeira do estado, cada transgressão marinha deu origem a uma feição geológica denominada Sistema Laguna-Barreira. Cada um desses sistemas é caracterizado basicamente pela presença de extensas barreiras arenosas costeiras, que isolam grandes lagunas e lagoas, dispostas paralelamente à linha de costa.

O Sistema Laguna-Barreira I, o mais antigo, foi muito erodido pelas transgressões posteriores, encontrando-se atualmente muito pouco preservado. O Sistema Laguna-Barreira II foi responsável pela formação da lagoa Mirim e pelo início da formação da laguna dos Patos. A origem do Sistema Laguna-Barreira III terminou de fechar a laguna dos Patos e formou outras lagunas menores na porção sul do estado e norte do Uruguai. O Sistema Laguna-Barreira IV é constituído pelas praias atuais e por diversas lagoas costeiras no norte do estado e pela lagoa Mangueira, ao sul da laguna dos Patos. Esses quatro sistemas laguna-barreira, mais os leques aluviais adjacentes às terras altas do estado, constituem a unidade geológica mais recente do Rio Grande do Sul, a Planície Costeira.

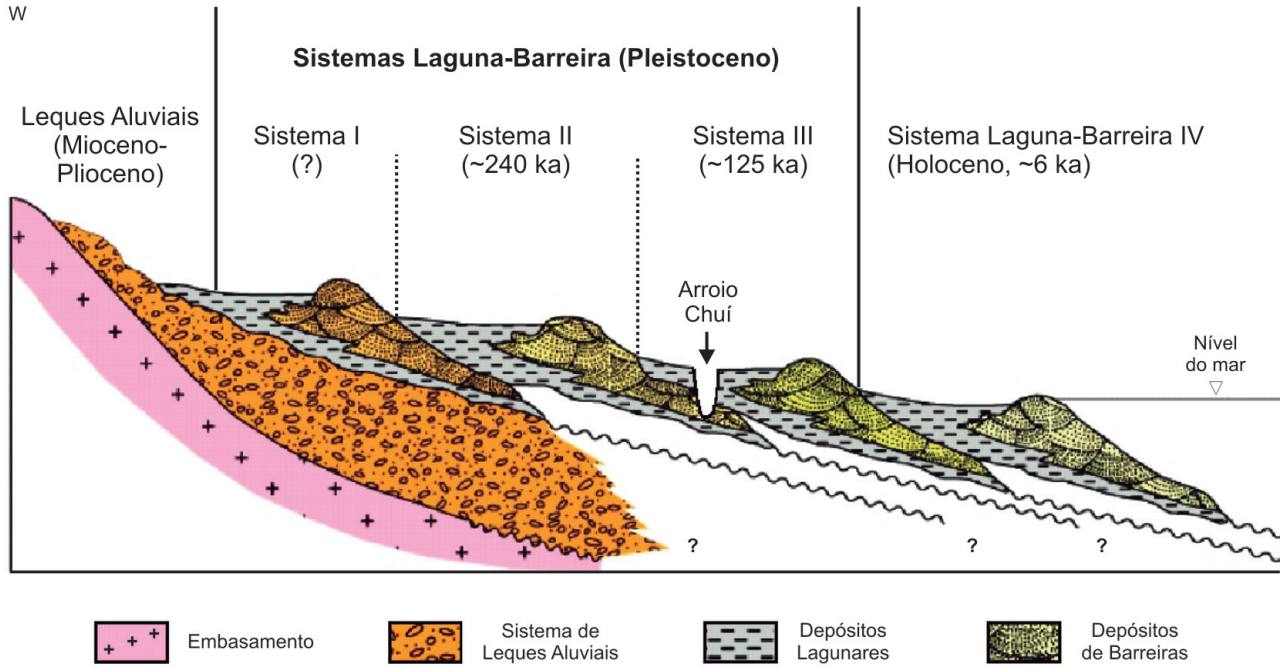
A Megafauna Pleistocênica Sul-Americana

Os depósitos do Sistema Laguna-Barreira III na porção sul da Planície são especialmente importantes por guardarem fósseis de mamíferos extintos de grande porte, que constituíam a chamada megafauna pleistocênica. A origem dessa fauna remonta ao Período Cretáceo, quando a América do Sul se separou da África, e mais tarde, no Oligoceno, se separou da Antártica. Após essa separação, a América do Sul tornou-se uma ilha, isolada



1- Planalto das Araucárias
(rochas vulcânicas mesozoicas
da Bacia do Paraná)
2- Depressão Central
(rochas sedimentares paleozoicas
e mesozoicas da Bacia do Paraná)
3- Escudo Sul-Rio-grandense
(rochas vulcânicas, metamórficas e sedimentares
proterozoicas e paleozoicas)
4- Planície Costeira
(depósitos sedimentares cenozoicos)

■ Imagem de satélite do Rio Grande do Sul, mostrando as quatro grandes unidades geológicas do estado e os tipos de rochas que as compõem (mosaico de satélite: EMBRAPA).

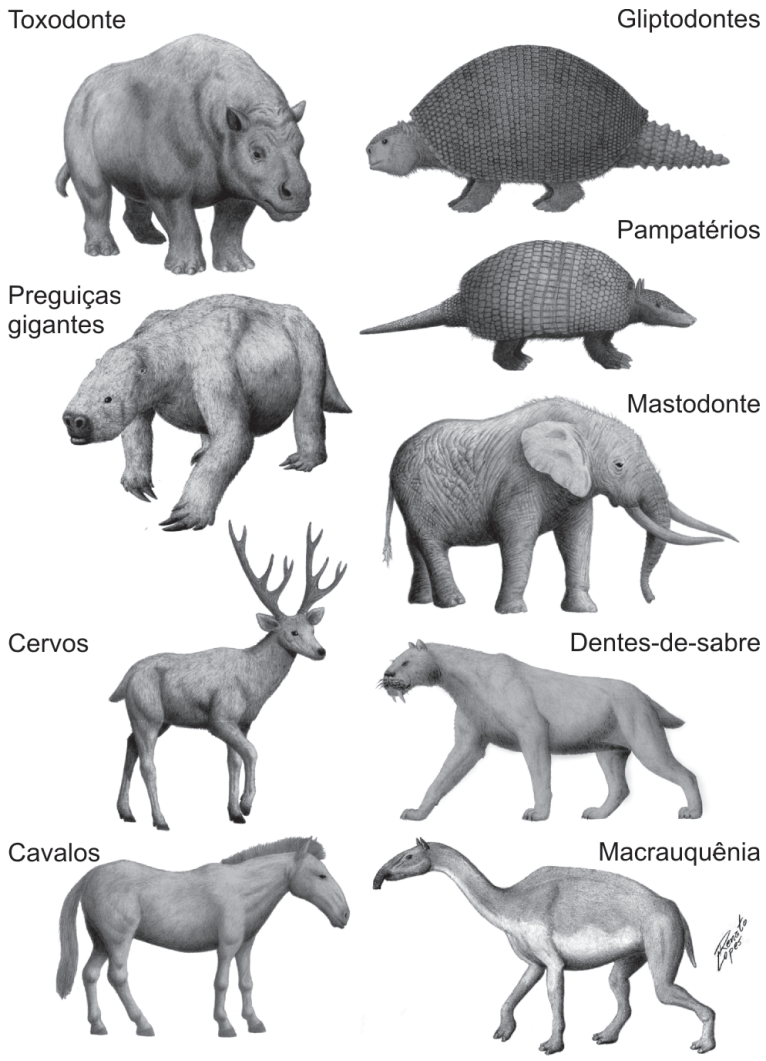


■ Corte esquemático da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, mostrando os quatro sistemas laguna-barreira (Modificado de Tomazelli & Villwock, 2005). (ka = mil anos)

do restante dos continentes durante aproximadamente 30 milhões de anos. Devido a esse isolamento, a fauna sul-americana evoluiu independentemente, produzindo animais não encontrados em nenhuma outra parte do mundo, assim como se observa hoje com os mamíferos encontrados apenas na Austrália. Dentre os mamíferos nativos da América do Sul, cujos fósseis podem ser encontrados na planície costeira do Rio Grande do Sul, pode-se citar o grupo dos xenartros, constituído pelas preguiças, tamanduás e tatus. Atualmente existem apenas seis espécies de preguiças, todas de pequeno porte e habitantes das árvores; no entanto, durante a maior parte da Era Cenozóica, a América do Sul foi habitada por dezenas de espécies desses animais. As mais notáveis eram as preguiças gigantes, de hábitos terrestres. Dentre estas, havia o Eremotherium e Megatherium, que podiam atingir seis metros de comprimento, e foram os maiores mamíferos que viveram nas Américas. Outros representantes notáveis dos xenartros eram os gliptodontes, parentes próximos dos tatus. Apesar de também possuírem uma carapaça, esta era rígida, e não articulada como a dos tatus. Além disso, algumas espécies possuíam espinhos córneos na cauda, formando uma espécie de "clava", usada provavelmente como defesa. As maiores espécies de gliptodontes atingiam o tamanho de um automóvel.

Os pampatérios eram tatus de grande porte, que podiam chegar a dois metros de comprimento. Em diversos locais do Rio Grande do Sul, existem até hoje túneis escavados por esses animais, alguns com mais de 30 metros de extensão. Os litopternos eram um grupo de herbívoros que à primeira vista, se pareciam com camelos, mas eram na verdade totalmente distintos. Sua característica mais notável, sem dúvida, era a tromba flexível na extremidade do focinho. Os notoungulados eram herbívoros bastante abundantes na América do Sul, bastante semelhantes a rinocerontes. Seus fósseis são relativamente comuns no Rio Grande do Sul.

Associados aos fósseis destes mamíferos nativos sul-americanos são encontrados também restos de mamíferos vindos da América do Norte, como os felinos dentes-de-sabre, maiores do que um tigre e cujos caninos podiam chegar a 20 centímetros de comprimento. Os mastodontes, parentes dos elefantes africanos e asiáticos também vieram para a América do Sul, assim como lhamas, cachorros selvagens, porcos, cervos, roedores e cavalos. Como essas espécies chegaram aqui? A América do Sul permaneceu isolada dos outros continentes até cerca de 3 milhões de anos atrás; por volta dessa época, movimentos tectônicos e vulcanismo fizeram com que surgisse uma "ponte" de terra, que hoje constitui a América Central, ligando as Américas do Norte e do Sul. Através dessa passagem, diversas espécies sul-americanas, como preguiças gigantes, tatus, gliptodontes e gambás migraram para o norte, enquanto outras espécies do norte vieram para o sul. Essa troca de faunas ficou conhecida como o Grande Intercâmbio Biótico Americano. Após esse intercâmbio, as espécies norte-americanas que ocuparam a América do Sul foram mais bem-sucedidas do que as espécies do sul que migraram para lá.



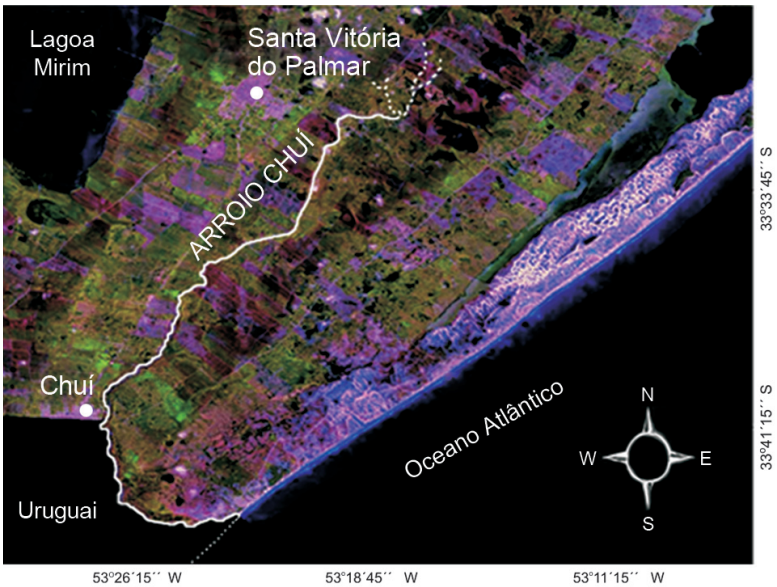
■ Alguns dos representantes da megafauna pleistocênica cujos fósseis são encontrados na planície costeira do Rio Grande do Sul.

A maioria desses grandes animais se extinguiu em torno de 10 mil anos. As causas dessa extinção ainda não são bem conhecidas, mas estão provavelmente relacionadas às alterações climáticas decorrentes do fim da última glaciação há aproximadamente 20 mil anos, embora outras causas como a competição entre as espécies nativas e invasoras, doenças trazidas pelos mamíferos invasores e a chegada dos primeiros humanos às Américas também possam ter influenciado nesse processo.

OS DEPÓSITOS FOSSILÍFEROS NA PLANÍCIE COSTEIRA DO RIO GRANDE DO SUL

Na Planície Costeira do Rio Grande do Sul, os fósseis de mamíferos extintos do Pleistoceno são encontrados em duas áreas principais: em áreas que foram recobertos pelo mar durante a última transgressão marinha, e hoje se encontram submersos; e na região onde nasce e corre o arroio Chuí. Nesta área existiram no passado diversos rios e pequenas lagoas, onde os fósseis de mamíferos foram sendo acumulados. Durante a última glaciação, o clima ficou mais seco e muito desses corpos d'água secaram. Posteriormente, com o clima ficando mais úmido após o fim da glaciação, surgiram banhados ocupando parte da área onde existia a lagoa. Esses banhados deram origem ao arroio Chuí, que nasce próximo à cidade de Santa Vitória do Palmar e segue paralelo à costa até a cidade do Chuí, onde então faz uma curva para oeste, indo desaguar no Oceano Atlântico.

Parte do curso original do arroio foi aprofundado no final da década de 60, para facilitar a retirada de água usada na irrigação de lavouras de arroz em suas margens. Durante a escavação, foi exposta uma camada de sedimento contendo os fósseis de mamífero. Grande parte do material retirado foi levado para o Museu Nacional no Rio de Janeiro. Os fósseis provenientes do arroio Chuí são de cor clara, relativamente frágeis, geralmente bastante incompletos, mas ocasionalmente se encontram também fósseis bem preservados. Os fósseis ocorrem em uma camada com cerca de 1 metro de espessura, formada por areia e lama de coloração bege clara, depositadas por antigos rios e lagoas. Abaixo dessa



■ Imagem de satélite do extremo sul da costa do Rio Grande do Sul, mostrando o curso do arroio Chuí. (Mosaico de satélite: EMBRAPA).

camada há uma outra composta por areia alaranjada e contendo galerias de Ophiomorpha nodosa, produzidas por crustáceos cavadores conhecido popularmente por "corruptos", além de conchas de moluscos. O tipo de areia, a presença das galerias e de conchas de moluscos marinhos demonstram que a região foi ocupada pelo mar durante uma transgressão há aproximadamente 230 mil anos atrás. A camada acima dos fósseis de mamíferos é formada principalmente por silte e contém apenas restos de vegetais. Nesta camada ocorrem nódulos formados por carbonato de cálcio, que são formados em climas secos, indicando condições semi-áridas.



■ Imagens das pesquisas no arroio Chuí: No alto, à esquerda, as camadas geológicas observadas nas margens, a seta indica a posição em que foi encontrado o úmero mostrado na figura abaixo; à direita, escavações e levantamentos topográficos; embaixo, vista panorâmica do arroio.



■ Aspectos dos fósseis encontrados no arroio Chuí: No alto à esquerda, Úmero (osso do braço) de preguiça gigante; à direita, parte da coluna vertebral de preguiça gigante; embaixo, fósseis em exibição no Museu Coronel Tancredo Fernandes de Mello, em Santa Vitória do Palmar.

Os grupos de animais aí encontrados são mais semelhantes à fauna pleistocênica da Argentina e Uruguai do que do restante do Brasil, sugerindo que durante o Plesitoceno as condições ambientais no Rio Grande do Sul eram mais similares às desses dois países do que ao restante do Brasil. Além dos grandes mamíferos, foram encontrados também fósseis de roedores que indicam ambiente semi-desértico. O estudo desses fósseis portanto, nos permite conhecer não apenas a fauna que ocupava essa região há milhares de anos, mas também as condições climáticas do passado, os processos físicos que vêm atuando na região e as mudanças ambientais ao longo do tempo.

Datações feitas nos fósseis de mamíferos encontrados no Arroio Chuí mostraram que eles viveram na região entre 226 mil e 33 mil anos atrás. Esses fósseis vêm sendo estudados por pesquisadores de diversas instituições do Rio Grande do Sul. Muitos deles se encontram em exposição no Museu Coronel Tancredo Fernandes de Mello, da cidade de Santa Vitória do Palmar.

GLOSSÁRIO

Bacia Sedimentar - Área deprimida da superfície terrestre, onde ocorre a deposição de sedimentos e fósseis.

Crosta (terrestre) - Camada mais superficial da estrutura da Terra, onde se encontram os continentes e oceanos.

Intemperismo - Conjunto de processos físicos e químicos que resultam na alteração e desagregação das rochas, resultando na formação dos sedimentos.

Processos Tectônicos - Conjunto de processos físicos que ocorrem na crosta terrestre, como terremotos, movimentação dos continentes, abertura e fechamento dos oceanos, formação de montanhas, etc.

Rochas Sedimentares - Rochas formadas pela acumulação de sedimentos clásticos (ex: arenitos) ou por processos químicos (ex: calcários).

Rochas Metamórficas - Rochas formadas pela alteração de rochas sedimentares ou vulcânicas por aumento de temperatura e/ou pressão, resultante de dobras, compressão ou falhamentos na crosta.

Rochas Vulcânicas - Rochas formadas pelo resfriamento da lava expelida pelos vulcões, que endurece ao ser exposta ao ar ou à água.

Sedimentos - Partículas originárias da desagregação das rochas pelo intemperismo (sedimentos clásticos) ou de processos químicos (sedimentos químicos). São transportados por água, gelo ou vento e se acumulam nas bacias sedimentares.

PARA SABER MAIS

Cartelle, C. 1994. Tempo passado: mamíferos do Pleistoceno de Minas Gerais. Acesita, Belo Horizonte, 1994. 131p.

Press, F.; Siever, R.; Grotzinger, J.; Jordan, T.H. 2006. Para entender a Terra. trad Menegat et al. IG/UFRGS. Arttmed Edit. SA, Porto Alegre

Teixeira, W.; Toledo, M.C.M.; Fairchild, T.R.; Taioli, F. (Organiz.) 2000. Decifrando a Terra. Oficina de Textos, São Paulo, 2000. 568 p.

Tomazelli, L. J.; Villwock, J.A. 2005. Mapeamento geológico de planícies costeiras: o exemplo da costa do Rio Grande do Sul. Gravel, 3: 109-115.

Souza, C.R.G.; Suguio, K.; Oliveira, A.M.S.; Oliveira, P.E. (eds.). 2005. Quaternário do Brasil. Holos Editora, Ribeirão Preto. 378 p.

Villwock, J.A. 1997. A força das pedras. Porto Alegre, Riocell, 1997. 82p.

[1] Programa de Pós-Graduação em Geociências – Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
paleonto_furg@yahoo.com.br

[2] Universidade Estadual Paulista (UNESP) – Campus do Litoral Paulista – Unidade São Vicente.
paleonchico@yahoo.com.br

[3] Universidade Federal do Pampa (UNIPAMPA) – Caçapava do Sul, RS.
felipecaron@yahoo.com.br

[4] Departamento de Geociências – Fundação Universidade Federal do Rio Grande (FURG)
dgeoadm@furg.br

Estromatólitos de Nova Campina e Itapeva, SP

SIGEP 049

Registros de vida primitiva com um bilhão de anos

William Sallun Filho[1]
Thomas Rich Fairchild[2]
Fernando Flávio Marques de Almeida *(in memoriam)*
Daniel Rodrigues de França[3]

INTRODUÇÃO

Os estromatólitos são estruturas construídas por microorganismos (seres microscópicos) envolvidos por uma fina camada *mucilaginosa* que formam um tipo de tapete biológico com consistência gosmenta a gelatinosa. Este tapete fixa substâncias químicas dissolvidas na água, construindo assim, camada por camada, uma estrutura que toma forma e tamanho através da adição e aprisionamento de pequenos grãos, tornando-se, eventualmente, sólida. Os estromatólitos começaram a ser estudados na primeira parte do século XIX, quando também surgiu pela primeira vez o termo *estromatólito*, criado a partir da junção das palavras gregas: stroma (camada, tapete) + *lithos* (rocha). A formação dessas estruturas ocorre desde o Éon Arqueano, há muito tempo (3,85 bilhões de anos a 2,5 bilhões de anos atrás), até os dias de hoje. Assim, os estromatólitos estão entre as mais antigas evidências de vida encontradas no planeta Terra.

Na região de Nova Campina e Itapeva situam-se diversas ocorrências de estromatólitos que durante décadas vêm sendo alvo de vários estudos. Essas expedições científicas começaram precisamente no ano de 1944, quando Fernando Flávio Marques de Almeida identificou e descreveu, pela primeira vez no Brasil e na América do Sul, um fóssil comprovadamente datado do Pré-Cambriano, representando assim o fóssil mais antigo já encontrado em todo o Estado de São Paulo.

Os estromatólitos que ocorrem na região de Nova Campina e Itapeva têm dupla importância, portanto: são considerados os fósseis mais antigos do Estado de São Paulo, datados do Éon Proterozoico (entre 2,5 bilhões e 542 milhões de anos atrás), e foram os primeiros estromatólitos descritos na América do Sul.

Nenhum dos locais de ocorrência dos estromatólitos está devidamente protegido. Pelo contrário, estão quase todos localizados em áreas destinadas à mineração de calcário, utilizado pela indústria como matéria-prima para a fabricação de cal, cimento e corretivos agrícolas (acidez do solo). Algumas medidas para a preservação do sítio estão sendo tomadas junto aos órgãos competentes, pois existe grande risco de degradação ou até mesmo de desaparecimento desses importantes testemunhos do passado geológico da Terra.

LOCALIZAÇÃO

As ocorrências estão localizadas nos municípios de Nova Campina e Itapeva, sul do estado de São Paulo, a cerca de 350 km da capital (Fig. 1). O acesso é feito pela

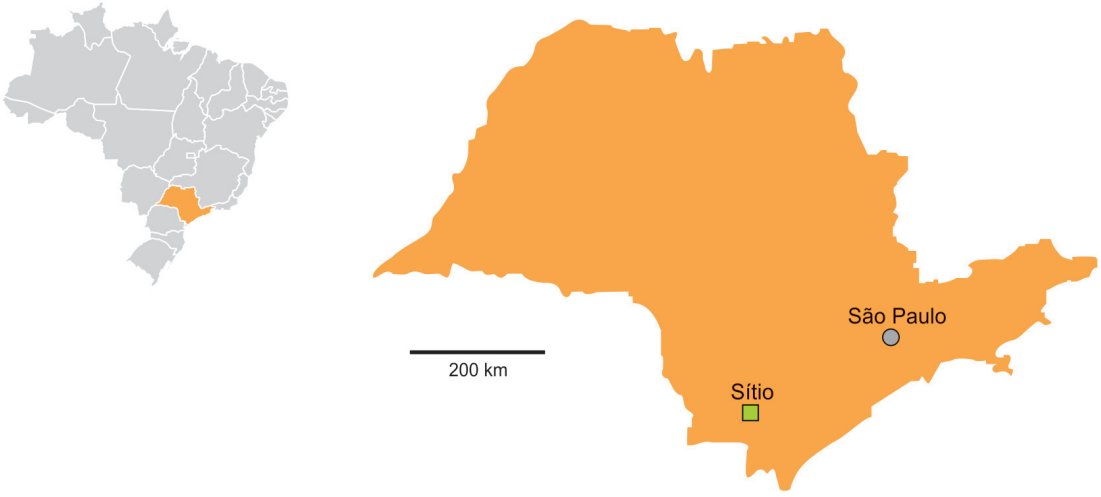


Figura 1 - Localização da área no Estado de São Paulo.

rodovia Presidente Castelo Branco (SP-280) até Tatuí, tomando-se a rodovia SP-127 até Capão Bonito e, depois, à rodovia SP-258 até Itapeva.

Na região se conhecem ao todo nove ocorrências de estromatólitos, dos quais três se destacam pela importância, beleza, estado de conservação e facilidade de acesso.

O local dos estromatólitos próximo à cidade de Nova Campina foi eleito como o afloramento principal, onde poderão ser implantadas medidas para a sua preservação integral; outros dois afloramentos deverão ter partes preservadas para servirem de referência. O acesso ao local principal, a cerca de 24 km de Itapeva e 3,2 km a sul do centro da cidade de Nova Campina, é feito por uma via asfaltada a partir de Itapeva pela estrada municipal Itapeva-Grupo Orsa. A localização exata dos estromatólitos em Nova Campina e fotos adicionais podem ser visualizadas através do *software* gratuito Google Earth (*download* em http://earth.google.com.br/), bastando para isso digitar as coordenadas -24.1482, -48.9222 na opção pesquisar, ou via Web pelo serviço Google Maps, disponível no *site* http://maps.google.com.br.

ESTROMATÓLITOS: FÓSSEIS VIVOS

Encontrar estromatólitos ainda em formação nos dias de hoje não é tarefa fácil, pois sua formação depende de condições ambientais especiais como águas quentes e limpas, quantidade de nutrientes, alta taxa de luminosidade e salinidade etc.

A sua importância geológica e paleontológica é comparada com as outras poucas ocorrências semelhantes no mundo, como em *Shark Bay* (Fig. 2), *Pink* ou *Spencer Lake* (Austrália), Golfo do México e Bahamas (Caribe), Golfo Pérsico (Oriente Médio), *Solar Lake* (Israel), *Salt Lake*, *Green Lake*, Parque Nacional *Yellowstone* (Florida, EUA), Ilha de Hai-Nan (China), entre outras.

A Lagoa Salgada (Fig. 3), localizada na região norte do estado do Rio de Janeiro, no litoral do município de Campos, abriga uma das raras ocorrências de estromatólitos de idade recente (2.000 anos atrás até hoje) do Brasil.

Na maior parte dos casos, um estromatólito é formado quando uma comunidade de microrganismos consegue se fixar no subestrato, formando uma 'esteira microbiana' sob águas rasas, límpidas e bem iluminadas. Os principais componentes dessas esteiras são as cianobactérias. Esses organismos realizam fotossíntese semelhante à das plantas verdes e costumam secretar abundante mucilagem, substância pegajosa que protege as cianobactérias e mantém a população unida e fixada. Com o tempo e a deposição de sedimentos finos sobre a esteira os microorganismos migram para acima criando uma nova esteira. Enquanto as cianobactérias e os demais organismos conseguem captar luz e evitar soterramento, as lâminas vão se sucedendo, gerando uma estrutura em forma de coluna ou domo – o estromatólito (Fig. 4). As características da laminação são determinadas pelo balanço entre o crescimento descontínuo das colônias microbianas, que depende das condições ambientais (quantidade de luz, temperatura, nutrientes etc.), e o acúmulo de sedimentos dentro das esteiras.

Os estromatólitos, porém, só entram no registro geológico como fósseis se tiverem sido litificados, ou seja, transformados em rocha.



Figura 2 - Estromatólitos em formação na praia de *Shark Bay* na Austrália. Foto de Thomas Rich Fairchild.



Figura 3 - Estromatólitos recentes na Lagoa Salgada (Campo, RJ). Ilustração de Srivastava (2002).

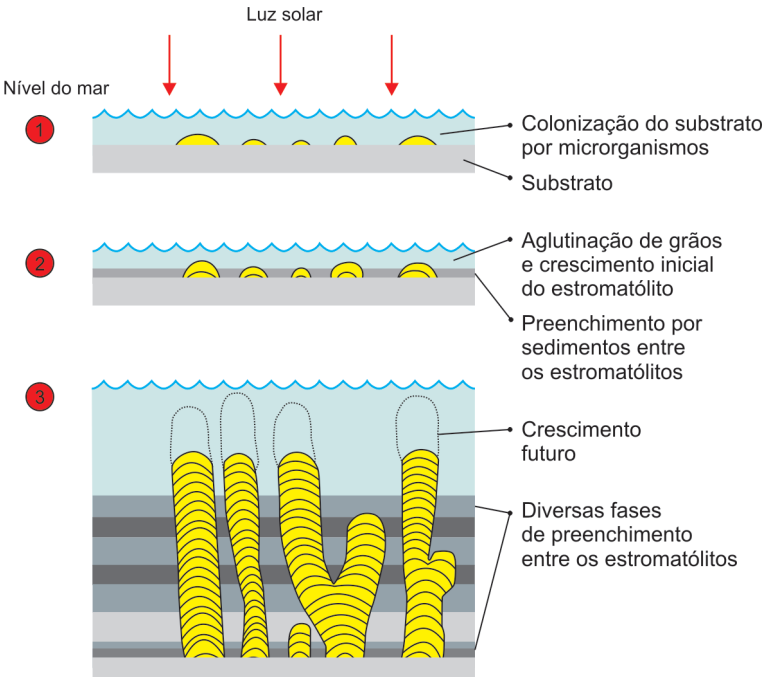


Figura 4 - Esquema de formação dos estromatólitos. Modificado de Sallun Filho & Fairchild (2005).

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Em seu trabalho publicado em 1944, Almeida destacou três ocorrências fossilíferas dentre mais de trinta locais de mineração na região ao sul de Itapeva (SP). Posteriormente diversas outras ocorrências foram identificadas. Neste trabalho se propõe a preservação de três afloramentos.

O primeiro, descrito como "Afloramento principal" constitui duas exposições de rochas relativamente pequenas (cerca de 10 m de extensão cada) próximas entre si e localizadas a beira da Estrada Municipal Itapeva-Grupo Orsa. São compostas por dolomitos metamorfisados de coloração cinza claro, amarelado, comumente cobertos de limo devido à alta umidade local. Esses dois afloramentos correspondem a antigas áreas de mineração, agora abandonadas, reconhecidos no trabalho pioneiro de Almeida (1944) como a localidade mais importante e em melhor estado de preservação.

O segundo afloramento denominado de "Afloramento de referência I" é a "Mineração Indumine". A mineração Indumine apresenta atualmente as melhores exposições de estromatólitos em toda a região, abertas por volta da década de 1950. Está localizada a sul de Itapeva e Nova Campina. Nesta mineradora ocorrem calcários metamorfisados de coloração cinza escuro a negra, bastante impuros, muito distintos dos calcários metamorfisados de coloração clara das outras localidades. A mineração explora justamente as rochas contendo os estromatólitos, dominados por formas de laminação cônica e atribuídos ao tipo *Conophyton*. Neste local o intemperismo das porções mais elevadas destaca as diferenças entre os estromatólitos e o sedimento entre as colunas, permitindo uma boa visualização das estruturas estromatolíticas. Em rochas frescas, onde

o intemperismo ainda não ocorreu, é somente com certo esforço e paciência que se pode distinguir, visualmente, os estromatólitos dos sedimentos entre as colunas.

O terceiro afloramento denominado "Afloramento de referência II" é a "Mineração Lavrinhas". A mineração Lavrinhas compreende uma área principal, onde ocorre a extração das rochas, e diversas outras áreas abandonadas. Estas áreas abandonadas são constituídas quase que totalmente por estromatólitos do tipo *Conophyton* e outras formas colunares não-cônicas. Este local corresponde à segunda ocorrência registrada por F.F.M. de Almeida. Atualmente é muito difícil visualizar os estromatólitos nestas rochas dolomíticas, porque o longo contato com a atmosfera vem oxidando os delicados filmes de matéria orgânica, responsáveis por destacar as estruturas estromatolíticas, restando poucas exposições preservadas.

IMPORTÂNCIA HISTÓRICA

No ano de 1944 Fernando Flávio Marques de Almeida, em expedição científica pelo interior de São Paulo, realizou a primeira descrição de fósseis pré-cambrianos no Brasil e na América do Sul. Ele identificou estromatólitos em rochas expostas à beira da estrada ao sul da vila Campina dos Veados (atualmente o município de Nova Campina), que na época era apenas um distrito de Itapeva, e denominou-os *Collenia itapevensis*. Neste período, assuntos relacionados aos estromatólitos não eram muito conhecidos no mundo, e em toda a década de 1940 foram publicados apenas 11 trabalhos contendo a palavra "estromatólito" no título. O próprio trabalho de F.F.M. de Almeida não consta desta lista, pois a palavra "estromatólito" não aparece nem no título nem no texto, demonstrando assim, o estado inicial dos estudos de estromatólitos naquela época e a importância científica desta descoberta. As amostras de estromatólitos (Fig. 5) coletadas por F.F.M. de Almeida naquela expedição encontram-se até hoje nas coleções paleontológicas científicas do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM, Rio de Janeiro), do Instituto Geológico (SMA/SP) e do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

O estudo de estromatólitos iniciado em Nova Campina e Itapeva, prosseguiu com F.F.M. de Almeida nos anos seguintes, e novas ocorrências de estromatólitos foram encontradas e descritas, estendendo-se até o Estado do Paraná. Nas décadas seguintes outros pesquisadores acrescentaram mais pontos de ocorrência de estromatólitos nos municípios de Itapeva e Bom Sucesso (SP).

A partir de 1970 ocorreu, no Brasil e no mundo, um aumento significativo no estudo detalhado de estromatólitos, visando cada vez mais classificá-los morfologicamente, bem como investigar os fatores biológicos e ambientais de sua formação, tentando com isso relacionar as ocorrências de estromatólitos modernos e antigos em um contexto mundial, bem como aprimorar os conhecimentos de como a Terra era no passado.

Ao final da década de 1970 estudos mais detalhados dos estromatólitos existentes nas localidades descritas anteriormente por F.F.M. de Almeida revelaram haver pelo menos duas formas distintas de estromatólitos. Em sua primeira descrição o próprio F.F.M. de Almeida já havia citado e desenhado uma ampla variedade de formas de *Collenia itapevensis*, desde formas parecidas com domos até as que lembram cones. Nessas formas em cone, foram identificadas características típicas dos estromatólitos do tipo *Conophyton*, com maior semelhança a formas conhecidas mundialmente das eras Mesoproterozoica, de 1 bilhão e 600 milhões a 1 bilhão de anos atrás, e.Neoproterozoica, de 1 bilhão a 542 milhões de anos atrás.

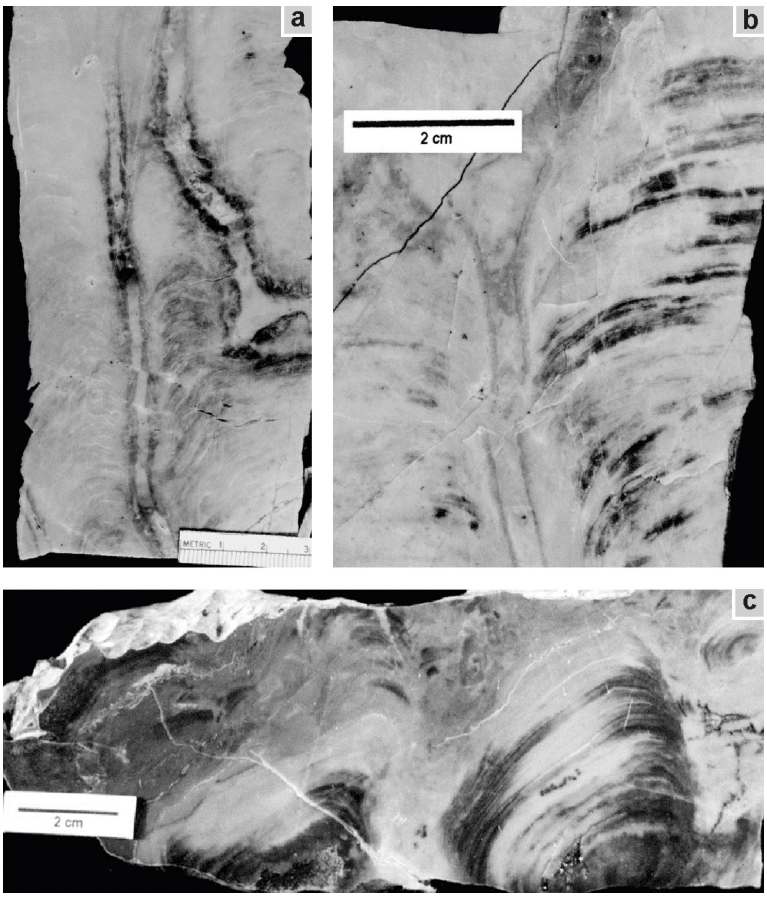


Figura 5 - Amostras coletadas por F.F.M. de Almeida em Nova Campina em 1944. **(a)** "*Collenia itapevensis*", (IG-SMA/SP, número IG-213); **(b)** "*Collenia itapevensis*", (IGc-USP, número GP/3T-80); **(c)** supostamente "*Collenia itapevensis*", (DNPM, sem número).

ORIGEM DOS ESTROMATÓLITOS DE NOVA CAMPINA E ITAPEVA - SP

A formação dos estromatólitos da unidade geológica Itaiacoca deve ter ocorrido em águas calmas e limpas. Os estromatólitos teriam se formado sobre o fundo do mar num ambiente transicional entre a praia e a plataforma continental, onde estromatólitos individuais teriam alcançado até 70 cm de altura, embora conjuntos de estromatólitos pudessem ter alcançado alturas muito maiores. Nos metadolomitos a relativa pureza, a cor clara e o crescimento por igual das suas laterais, seriam sinais de condições de águas limpas, alta luminosidade e baixa taxa de acumulação de sedimentos, enquanto as impurezas argilosas e orgânicas, cor escura, diâmetros menores e crescimento vertical predominante nos estromatólitos dos metacalcários apontariam para condições de menor luminosidade, provavelmente devida à maior quantidade de impurezas na água, maior profundidade e maior taxa de acumulação de sedimentos. Com base na forma cônica de sua laminação, que resultaria da concentração da comunidade microbiana na ápice do estromatólito, e à ausência de marcas deixadas pela ação erosiva e de movimento das ondas, os estromatólitos do tipo *Conophyton,* presentes nas mineradoras de Lavrinhas e Indumine, devem ter se formado em águas relativamente profundas, com até algumas dezenas de metros.. Considera-se que em águas mais rasas e agitadas, com menos de 10 metros de profundidade, o tipo *Conophyton* desenvolveria pequenas ramificações em seu topo (= tipo *Jacutophyton*), sendo substituídos por outras formas colunares, não cônicas, o que pode ser o caso na mineradora Lavrinhas, em Nova Campina e na região de Bom Sucesso (SP), onde formas não cônicas estão associadas com o tipo *Conophyton*.

Estudos recentes interpretam as diferenças na forma dos tipos de *Conophyton* nas mineradoras Indumine e Lavrinhas, pelas diferenças de composição (calcita, dolomita) e pureza dos metacalcários nos dois lugares. Em Lavrinhas ocorrem outras formas não cônicas e ramificadas associadas ao tipo *Conophyton*, que não estão presentes em Indumine. A presença mais comum de conjuntos de formas maiores, associados a formas não cônicas em Lavrinhas parece indicar menor profundidade da água e, conseqüentemente, luminosidade mais intensa; pode ter havido até crescimento de formas não-cônicas em cima dos grandes conjuntos de formas do tipo *Conophyton*, mais próximo ao nível do mar. Já em Indumine, o diâmetro mais estreito e o espaçamento entre colunas, bem como a quantidade de impurezas na rocha, permitem inferir que as condições eram de menor luminosidade, que teria favorecido intenso crescimento vertical. O crescimento por igual e compacto dos estromatólitos de formas cônicas nas rochas sedimentares já havia sido notado por Almeida em 1944 que sugeriu que quando a "colônia" (coluna) entrava em contato com as vizinhas passava a crescer no sentido vertical, o que é mais coerente com as idéias mais recentes sobre a origem dos estromatólitos de Nova Campina e Itapeva.

SÍNTESE E IMPORTÂNCIA GEOLÓGICA

A história geológica registrada nas rochas e nos estromatólitos de Nova Campina e Itapeva abrange vários eventos geológicos ao longo do tempo geológico. Observando-se apenas as rochas com os estromatólitos, especialmente no afloramento principal, é possível identificar várias fases da evolução geológica da região, bem como diversos outros aspectos da formação e evolução geológica em um contexto mais abrangente.

Os estromatólitos ocorrem na unidade geológica denominada de Grupo Itaiacoca. Esta unidade geológica possui grande variedade de tipos de rochas, formadas em períodos diferentes ao longo do tempo geológico (Fig. 6). A sucessão geral das rochas se iniciou com: rochas sedimentares na base; seguidas por rochas ígneas vulcânicas depositadas junto aos sedimentos; e por rochas sedimentares de origem química no topo.

Datações absolutas realizadas por estudos geocronológicos indicam idades mínimas entre 700 a 600 milhões de anos atrás para o metamorfismo e a intrusão dos granitos. Como ambos são posteriores à sedimentação não podem ser consideradas idades de formação da unidade, ou seja, são mais jovens que ela. É possível correlacionar os estromatólitos da unidade geológica Itaiacoca com estromatólitos de outras partes do mundo que se formaram entre o Era Mesoproterozoica e a parte inicial da Era Neoproterozoica. Isto sugere que a sedimentação desta unidade tenha ocorrido entre 1.700 a 850 milhões de anos atrás. Idades obtidas utilizando-se outros métodos de datação apontam que a deposição tenha realmente ocorrido no Era Mesoproterozoica.

Recentemente novos estudos obtiveram uma idade de 934±36 milhões de anos para rochas ígneas vulcânicas metamorfisadas. A partir dos dados disponíveis, sugere-se então que poderiam existir duas unidades distintas. A mais antiga, composta de rochas sedimentares carbonáticas e rochas ígneas vulcânicas metamorfisadas com idade entre 1000 a 900 milhões de anos, e outra mais jovem, composta de rochas ígneas vulcânicas e depositadas em forma de sedimentos entre 636 a 628 milhões de anos atrás.

Existem dificuldades para a realização de estudos geocronológicos: além do alto custo, o difícil acesso, as condições adversas em que se encontram as rochas, a grande variedade os tipos de rochas e a ausência de outros fósseis inviabilizam a obtenção de dados precisos. É muito provável que o metamorfismo que afetou as rochas da unidade deu-se em condições de pressão moderada e temperatura alta e teria ocorrido no Era Neoproterozoica, afetando os estromatólitos em maior ou

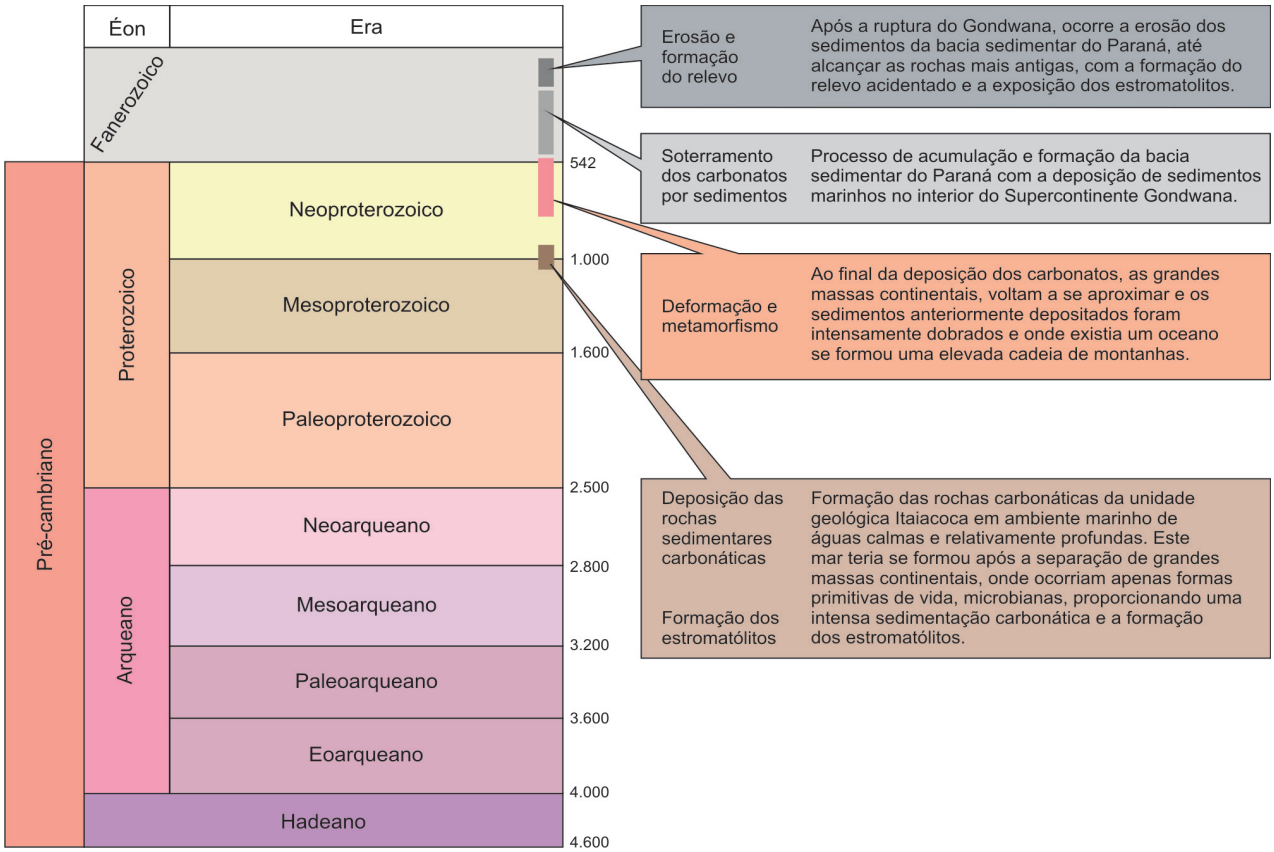


Figura 6 - Escala geológica do tempo simplificada, mostrando as principais subdivisões do pré-cambriano (idades em milhões de anos) e principais eventos geológicos evidenciados nos sítios de ocorrência dos estromatólitos. (Adaptado da carta estratigráfica internacional da ICS, 2008 - disponível em: http://www.stratigraphy.org/cheu.pdf).

menor grau, chegando, em alguns casos, a impossibilitar seu reconhecimento.

Ao final do Era Neoproterozoica e no início do Era Fanerozoica, diversas fraturas e falhas nas rochas causadas pelo movimento entre placas tectônicas (Fig. 7) afetaram praticamente todas as rochas do Pré-Cambriano de São Paulo ao Paraná, dificultando ainda mais as interpretações e reconstituições dos ambientes passados.

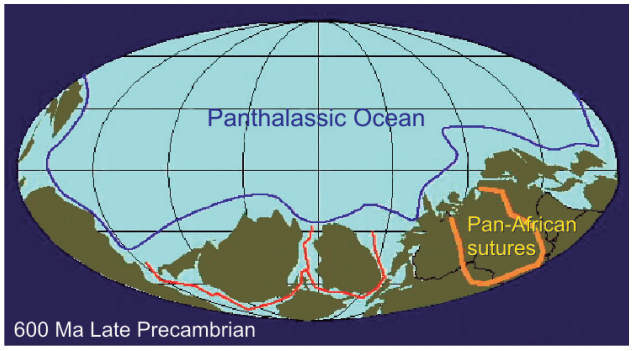


Figura 7 - Distribuição dos continentes ao final do Pré-Cambriano. (Fonte: Northern Arizona University disponível em: http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/).

MEDIDAS DE PRESERVAÇÃO

Medidas Atuais

Hoje, nenhum dos três afloramentos citados encontra-se totalmente protegido. O afloramento principal não apresenta risco iminente de degradação, porém está dentro de uma área requisitada há muito tempo por duas mineradoras.

Os dois afloramentos de referência, nas mineradoras Indumine e Lavrinhas, encontram-se dentro de áreas de mineração ativa. Em Indumine a situação é mais problemática, pois o que se explora são as próprias rochas onde ocorrem os estromatólitos. Já em Lavrinhas a área de extração ativa não contém estromatólitos. Porém, o avanço da mineração deverá atingir as áreas abandonadas num futuro próximo, situadas a pouco mais de 100 metros da cava atual. Em 19 de julho de 2007 a mineradora Lavrinhas retirou da Pedreira Lavrinhas três grandes blocos dos calcários dolomíticos metamorfisados com estromatólitos e doou-os ao Museu Geológico Valdemar Lefèvre (MUGEO - IG-SMA/SP), ao Museu de Geociências (IGc-USP) e à Estação Ciência (USP). Estes blocos possuem cerca de 700 quilogramas cada e são importantes registros dos estromatólitos encontrados no ponto de

referência da mineradora Lavrinhas; porém, em hipótese alguma, visam substituir a preservação das rochas no próprio local. Atualmente os blocos encontram-se em locais protegidos e disponíveis para visitação pública.

Medidas Previstas

Existe um projeto em fase de conclusão que visa à criação do "Monumento Natural Estromatólitos de Nova Campina", e que tem como objetivo proteger o afloramento principal e suas imediações. Este projeto está sendo desenvolvido através de parceria entre o Instituo Geológico (SMA/SP) e o Instituto de Geociências (USP) - órgãos responsáveis pela parte técnica-científica, proposição do sítio junto ao SIGEP e proposição do Monumento Natural, e a Prefeitura Municipal de Nova Campina - órgão responsável pela administração, manutenção, uso e acesso público.

O afloramento principal passará por algumas adaptações que incluirão a retirada do mato, retirada do lixo, retirada de alguns pequenos fragmentos de rochas soltas, remoção do musgo (limo) e aplicação de verniz para proteção e melhor visualização dos estromatólitos. Em um futuro próximo serão implantadas placas indicativas do local de exposição ao longo da estrada e painéis explicativos no próprio local.

Já nos outros dois afloramentos de referência não há necessidade de criação de Monumentos Naturais, pois essas ocorrências situam-se dentro de áreas de mineração ativas, o que inviabilizaria a atividade de exploração mineral, uma atividade econômica muito importante para a região, de longa data. O Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) realizou vistorias em ambos os afloramentos de referência nas mineradoras e deve notificá-las em breve, sugerindo que uma pequena parte das rochas, onde ocorrem estromatólitos, sejam preservadas. Isso permitirá às futuras gerações conhecer esses importantes registros de uma das primeiras formas de vida do nosso planeta e verdadeiros testemunhos do passado geológico da Terra.

Nota

Este trabalho está baseado no artigo: © Sallun Filho,W.; Fairchild,T.R.; Almeida,F.F.M.; França,D.R. 2010. *Estromatólitos de Nova Campina e Itapeva, SP Primeiros estromatólitos descritos na América do Sul*. Disponível no site: Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. Publicado na Internet em 12/3/10 no endereço: http://sigep.cprm.gov.br/sitio049/sitio049.pdf

PARA SABER MAIS

Sallun Filho, W.; Fairchild, T.R. 2005. Estudo comparativo entre estromatólitos do tipo *Conophyton* das faixas Ribeira e Brasília. Revista do Instituto Geológico, 26(1/2), 1-18. Disponível em: http://www.igeologico.sp.gov.br/downloads/revista_ig/26_1-2_1.pdf

Sallun Filho, W.; Fairchild, T.R. 2004. Estromatólitos do Grupo Itaiacoca ao sul de Itapeva, SP. Revista Brasileira de Paleontologia, 7(3): 359-370. Disponível em: http://www.sbpbrasil.org/revista/edicoes/7_3/sallun.pdf

Sallun Filho, W.; Campanha, G.A.da C.; Fairchild, T.R. 2005. Aspectos deformacionais em estromatólitos do Grupo Itaiacoca, a sul de Itapeva (SP). Revista Brasileira de Geociências, v. 35, n. 3, p. 333-340. Disponível em: http://ojs.c3sl.ufpr.br/ojs2/index.php/rbg/article/viewFile/9984/6860

Veja mais sobre fósseis e estromatólitos em:

Carvalho, I. S. (Org.) 2004. Paleontologia. Interciência, 2ª edição, Rio de Janeiro, 2 volumes, 1129 p.

Sallun Filho, W.; Fairchild, T.R. 2005. Estromatólitos no Brasil – Um passeio pelo passado no shopping. Revista Ciência Hoje, vol. 37, n. 222, p. 22-29.

Sallun Filho, W.; Fairchild, T.R.; França, D.R. 2008 Estromatólitos de Nova Campina e Itapeva, SP. Palestra proferida aos alunos do curso técnico de Mineração do Centro Estadual de Educação Tecnológica Paula Souza (Itapeva, SP). Disponível em: http://www.igeologico.sp.gov.br/downloads/palestras/estromatolito_2008.pdf.

Srivastava,N.K. 2002. *Lagoa Salgada, RJ - Estromatólitos recentes*. *In*: Schobbenhaus,C.; Campos,D.A. ; Queiroz,E.T.; Winge,M.; Berbert-Born,M.L.C. (*Edits*.) Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. 1. ed. Brasilia: DNPM/CPRM - Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP), 2002. v. 01: 203-209.

Teixeira, W.; Toledo, M.C.M.; Fairchild, T.R.; Taioli, F. (Org.) 2000. Decifrando a Terra. Publ. Oficina de Textos, São Paulo, 558 p.

Winge,M. *et al.* 2001. Glossário Geológico Ilustrado. Publicado na Internet em: http://www.unb.br/ig/glossario/.

GLOSSÁRIO

Afloramento - Local onde ocorrem rochas expostas na superfície.

Arenito - Rocha sedimentar formada por grãos que são, predominantemente, da fração areia (0,62 a 2,00 mm de diâmetro).

Cal - Material composto de óxido de cálcio (CaO), produzido pelo homem pela queima do calcário ($CaCO_3$) e utilizado na construção civil.

Calcário - Rocha sedimentar formada pela substância química carbonato de cálcio ($CaCO_3$).

Cianobactérias - Seres unicelulares microscópicos aquáticos que realizam fotossíntese. São formas de vida simples, e uma das primeiras a surgir no planeta, sendo consideradas as responsáveis pela produção e aumento nos níveis de oxigênio na atmosfera terrestre primitiva.

Cimento - Material utilizado na construção civil produzido pelo homem pela queima do calcário ($CaCO_3$), argila e gesso, que em contato com a água reage tornando-se sólido.

Collenia itapevensis - Nome científico dada por F.F.M. de Almeida em 1944 aos estromatólitos encontrados em Nova Campina, SP.

Conophyton - Forma de estromatólito que possui laminação cônica.

Datação absoluta - Conjunto de métodos de obtenção de idades numéricas de rochas baseados no decaimento radioativo de determinados elementos químicos instáveis.

Dolomito - Rocha sedimentar com mais de 50 % de seu peso constituído por dolomita, um carbonato de cálcio e magnésio [$CaMg(CO_3)_2$].

Esteira microbiana - Comunidade de microorganismos fixos em um substrato, compondo uma espécie de tapete.

Estromatólito - [grego: *stroma* = camada, tapete + *lithos* = rocha] São estruturas compostas de finas camadas construídas principalmente por microorganismos (seres microscópicos) envolvidos por uma fina camada *mucilaginosa* que formam um tipo de tapete biológico fixo ao fundo, com consistência gosmenta a gelatinosa. A precipitação dentro desses tapetes de substâncias químicas dissolvidas na água (p. ex., calcita), bem como a adição e o aprisionamento de pequenos grãos em sua superfície, leva à consolidação (litificação) dos sucessivos tapetes microbianos e à formação do estromatólito.

Fóssil - São restos ou vestígios organismos antigos. Os fósseis podem ser encontrados em rochas sedimentares, gelo ou âmbar (resina vegetal). Geralmente são as partes mais duras que se preservam e muito raramente as partes moles. Podem ser: ossos, dentes, moldes do corpo (interno ou externo), rastros, pegadas e outras impressões.

Fósseis vivos - São seres vivos encontrados nos dias atuais e que evidências comprovam que já existam há muitos milhões de anos e que pouco evoluíram.

Geocronologia - [*geo* = Terra + *chronos* = tempo/idade + *Logus* = estudo/conhecimento] Estudo do tempo geológico, através da datação absoluta e relativa de diversos eventos geológicos, tais como cristalização e re-cristalização de rochas e minerais; deposição de sedimentos; formação de depósitos minerais; etc...

Granito - Rocha ígnea plutônica composta essencialmente pelos minerais quartzo e feldspato.

Idade mínima - A menor idade (mais jovem) obtida para uma unidade geológica, que nem sempre é a idade real, pois geralmente a partir de eventos posteriores à sua formação como metamorfismo ou rochas ígneas intrusivas.

Intemperismo - Processo ou conjunto de processos químicos, físicos e/ou biológicos de desintegração, degradação e decomposição de rochas expostas na superfície da crosta terrestre.

Itaiacoca - Unidade geológica de rochas sedimentares e vulcânicas metamorfisadas que se estende do sudeste do Estado de São Paulo até o norte do Estado do Paraná.

Jacutophyton - Um tipo de estromatólito que se forma a partir do topo de colunas do tipo *Conophyton* através da formação de numerosas ramificações divergentes.

Magma - Material rochoso fundido em altas temperaturas existente no interior da Terra (manto), quando ascende na crosta terrestre e se resfria forma as rochas magmáticas.

Metacalcários - calcário metamorfisado.

Metadolomito - dolomito metamorfisado.

Metamorfismo - [grego: *meta* = mudança + *morfos* = forma] Processos de transformações mineralógicas, texturais e estruturais de rochas pré-existentes, sob a ação da temperatura e/ou pressão, sem mudança química significativa e no estado sólido.

Mineração - Os processos, atividades e indústrias de extração e beneficiamento de recursos minerais.

Monumento Natural - Ocorrência natural contendo um ou mais aspectos que, pela sua singularidade, raridade ou representatividade, devem ser preservados, podendo ou não ocorrer visitação. No Brasil, os Monumentos Naturais são Unidades de Preservação Integral do Sistema Nacional de Unidades de Conservação (SNUC) instituído em 18 de julho de 2000.

Plataforma Continental - Zona ou faixa da margem continental que se estende da linha de praia até o topo do talude continental. Geralmente de relevo plano e com profundidades de até 200 metros.

Rocha Ígnea - Rocha que se forma a partir do resfriamento do magma, geralmente com cristalização mais rápida que se reflete na textura mais fina dos cristais.

Rocha Metamórfica - Rocha que sofreu metamorfismo com o aumento de temperatura e/ou pressão e que foi reorganizada, texturalmente, estruturalmente e/ou mineralogicamente.

Rocha Plutônica - Rocha ígnea solidificada em profundidade, geralmente com cristalização mais lenta que se reflete na textura mais grossa dos cristais.

Rocha Sedimentar - Rocha constituída pela acumulação e litificação de sedimentos. Pode ser de origem física, química e/ou biológica.

Rocha Vulcânica - Rocha ígnea formada pelo rápido resfriamento do magma que emerge como lava vulcânica através de fissuras na superfície Terrestre ou no fundo do Oceano.

Sedimento - Material originado pelo intemperismo de rochas e solos que é transportado por agentes geológicos (rio, vento, gelo, correntes, etc.).

Sedimentação - Processo de acumulação de sedimentos.

[1] Instituto Geológico, Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo – Av. Miguel Stefano 3900, 04301-903 São Paulo – SP, wsallun@igeologico.sp.gov.br

[2] Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental – Instituto de Geociências, USP – Rua do Lago, 562, 05508-080 São Paulo – SP, trfairch@hotmail.com

[3] Rua São Francisco 98, Ap. 306, 01005-020 São Paulo – SP, danielrfranca@usp.br

Parte

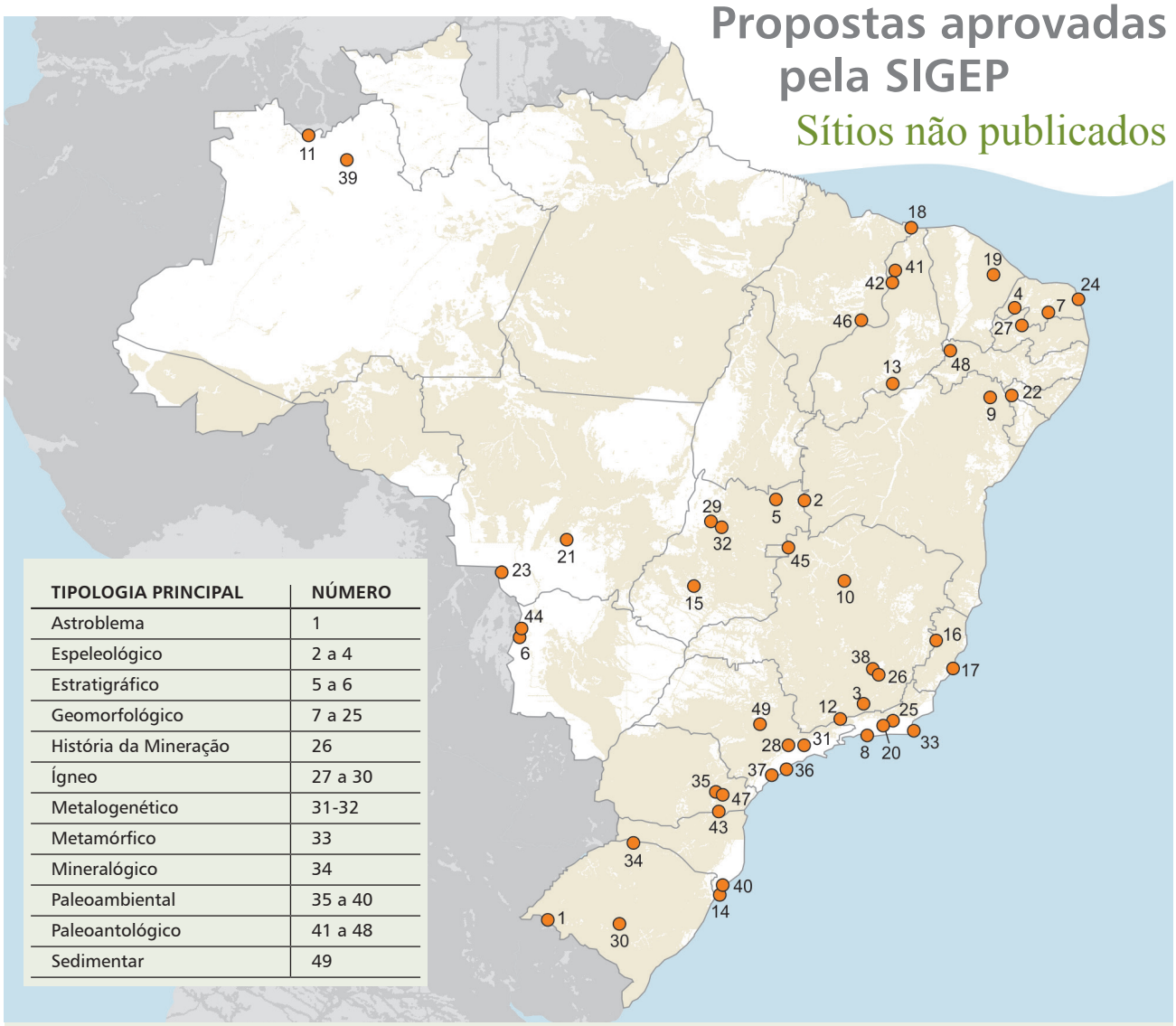
8

Propostas Aprovadas pela SIGEP

Sítios não Publicados

Propostas aprovadas pela SIGEP

Sítios não publicados



TIPOLOGIA PRINCIPAL	NÚMERO
Astroblema	1
Espeleológico	2 a 4
Estratigráfico	5 a 6
Geomorfológico	7 a 25
História da Mineração	26
Ígneo	27 a 30
Metalogenético	31-32
Metamórfico	33
Mineralógico	34
Paleoambiental	35 a 40
Paleoantológico	41 a 48
Sedimentar	49

1	Astroblema de Cerro do Jarau	RS
2	Cavernas da região de Guarani de Goiás e São Domingos	GO
3	Gruta da Serra do Ibitipóca	MG
4	Sítio Espeleológico Serra do Martins	RN
5	Cachoeira do Rio das Almas, Cavalcante	GO
6	Morraria do Urucum, Corumbá - Ladário	MS
7	Marmitas do Rio Carnaúba, Acari	RN
8	Restinga da Marambaia	RJ
9	Raso da Catarina	BA
10	Pico do Itacolomy de Buritizeiro	MG
11	Pico da Neblina	AM
12	Pico das Agulhas Negras, Serra do Itatiaia	RJ-MG
13	Serra da Capivara/Pedra Furada	PI
14	Parque Guaritas e o litoral de Torres	RS
15	Paraúna	GO
16	Pães-de-açúcar de Pancas e Pedra Torta	ES
17	Morro de Penedo,Vitória	ES
18	Lençóis Maranhenses e Delta do Parnaíba	MA-PI
19	Inselbergs de Quixadá	CE
20	Dedo de Deus	RJ
21	Chapada dos Guimarães	MT
22	Canyon de Xingó, Rio São Francisco	AL-SE
23	Baías do Pantanal, fronteira Brasil-Bolívia	MT
24	Parque das Dunas	RN
25	Maciço dos Três Picos	RJ

26	Mina de Passagem, Mariana	MG
27	Dioritos do Rio Espinharas	PB
28	Lavas Almofadadas de Pirapora do Bom Jesus	SP
29	Córrego Alagadinho, Crixás	GO
30	Vulcanismo Rodeio Velho, Arroio Carajá, Caçapava do Sul	RS
31	Marundito do Pico Pelado, Guarulhos	SP
32	Pilar de Goiás	GO
33	Armação dos Búzios	RJ
34	Distrito Mineral do Alto Uruguai	RS
35	Estrias Glaciais de Witmarsum	PR
36	Paleolagunas na Estação Ecológica Juréia-Itatins	SP
37	Turfeira da Campina do Encantado	SP
38	Bacia do Gandarela	MG
39	Dunas do Araçá, Barcelos	AM
40	Furna Marinha de Sombrio	SC
41	Fauna Permiana de Mocambo	PI
42	Floresta Petrificada de Teresina	MA
43	Mafra-Rio Negro	SC-PR
44	Pedreira Saladeiro, Escarpa Corumbá - Ladário	MS
45	Silexito microfossilífero e estromatólitos, Faz. Funil, Cabaceiras	GO
46	Vertebrados Permianos de Pastos Bons	MA
47	Icnofósseis Devonianos de São Luiz do Purunã	PR
48	Fósseis Invertebrados de Rancharia, Araripina	PE
49	Geyseritos Permianos de Anhembi	SP

INTRODUÇÃO

Nesta parte são apresentadas as propostas de sítios aprovadas pela SIGEP, mas que, por vários motivos, não foram descritos sistematicamente como determinam as normas da comissão. Eles são aqui relacionados para não se perder essas informações que resultaram de muitas discussões, inicialmente, sobre propostas apresentadas em assembleias e registradas em atas, e mais adiante, na evolução metodológica dos trabalhos da comissão, em formulário específico encaminhado via Internet por proponentes conhecedores da área de cada sítio proposto. Tais informações foram e estão disponibilizadas na Internet juntamente com comentários, críticas e sugestões pelos membros da comissão e pela comunidade geocientífica, bem como as réplicas e tréplicas dos proponentes.

As propostas de sítios aprovadas pela SIGEP, mas sem autor definido para descrevê-lo como artigo científico, ficam disponíveis na página de "sitios aprovados e disponíveis" para que geocientistas que tenham trabalhado nessas áreas possam se candidatar a descrever os sítios seguindo as diretrizes e o formulário disponível na Internet (http://sigep.cprm.gov.br/). Um sítio somente será considerado cadastrado (com Número SIGEP) após a aprovação e publicação do artigo científico completo na Internet.

Uma relação de 49 sítios aprovados pela SIGEP, mas ainda não publicados, é apresentada abaixo. Esses sítios são divididos em duas categorias: Propostas aprovadas com autores confirmados para a descrição do sítio (17 sítios) e Propostas aprovadas e disponíveis para descrição (32 sítios).

TIPOLOGIA PRINCIPAL: ASTROBLEMA

• Astroblema de Cerro do Jarau, RS

Tipologia(s): Astroblema
Localização no mapa anexo: 1
Autores da proposta: Alvaro Penteado Crósta; Fernanda Silva Lourenço
Justificativa: A feição circular Cerro do Jarau, situada próxima à divisa com o Uruguai no pampa do Rio Grande do Sul, revelou características diagnósticas de fenômenos de impacto meteorítico, passando assim a ser a sexta estrutura de impacto em território brasileiro. Trata-se de uma estrutura em avançado estado de erosão (astroblema), com diâmetro de cerca 13 km, formada sobre rochas basálticas e areníticas juro-cretácicas. Além dos aspectos geológicos peculiares, Cerro do Jarau é também um local de destacada importância na tradição folclórica e histórica do Rio Grande do Sul.

TIPOLOGIA PRINCIPAL: ESPELEOLÓGICO

• Cavernas da região de Guarani de Goiás e São Domingos, GO

Tipologia(s): Espeleológico
Localização no mapa anexo: 2
Autores da proposta: Ivo Karmann, Lina Bichuette
Justificativa: Região com grande variedade de espeleotemas de aragonita, rios subterrâneos, cavernas com até 15 km de desenvolvimento, relevo de superfície com dolinas de abatimento, pinturas rupestres e vegetação de cerrado parcialmente preservada.

• Sítio Espeleológico Serra do Martins, RN

Tipologia(s): Espeleológico
Localização no mapa anexo: 3
Autores da proposta: Reinaldo Antônio Petta, Joaquim das Virgens Neto, Thomas Ferreira da Costa Campos, Vanildo Pereira da Fonseca
Justificativa: Na região ocorrem algumas das mais representativas cavernas em mármore do Rio Grande do Norte com espeleotemas bem preservados. Carecem de proteção da ação depredatória do homem, face ao crescente desenvolvimento turístico da região, a qual conta com cachoeiras e belas trilhas ecológicas. Casa de Pedra, a maior delas, é a terceira maior caverna do Brasil em mármore. Nas cavernas encontram-se muitas ferramentas líticas e em seu entorno foram encontrados ossos humanos atribuídos a indígenas pré-colombianos.

• Gruta da Serra do Ibitipoca, MG

Tipologia(s): Espeleológico, tectono-estrutural
Localização no mapa anexo: 4
Autor da proposta: Alexis Rosa Nummer
Justificativa: A Gruta da Serra do Ibitipoca é uma das maiores grutas em rochas quartzíticas do mundo (mais de 3000 metros de extensão) contida em uma imensa charneira de dobra simétrica (segunda fase deformacional do Grupo Andrelândia, sul de Minas Gerais). Os flancos e a charneira podem ser integralmente percorridos pelos visitantes e a dobra pode ser visualizada em toda a sua extensão do ponto mais alto da Serra (1453m). Para preservar esse conjunto de monumentos e uma das maiores biodiversidades mundiais, foi criado em 1973, o Parque Estadual da Ibitipoca aberto ao turismo ecológico e à pesquisa científica. Atualmente é controlado pelo Instituto Estadual de Florestas do Estado de Minas Gerais. O Parque Estadual do Ibitipoca está localizado na zona da mata mineira, distante 3 km da vila Conceição do Ibitipoca, distrito do município de Lima Duarte-MG.

TIPOLOGIA PRINCIPAL: ESTRATIGRÁFICO

• Cachoeira do Rio das Almas, Cavalcante, GO

Tipologia(s): Estratigráfico, paleoambiental
Localização no mapa anexo: 5
Autores da proposta: Carlos José Souza Alvarenga; Marcel Auguste Dardenne
Justificativa: Registro de conglomerados da Formação Arraias, Grupo Araí, do limite Paleo-Mesoproterozóico. As exposições mais espetaculares desta fácies são observadas na cachoeira do Rio das Almas, onde os metaconglomerados apresentam um aspecto maciço característico, com seixos, blocos e matacões predominantemente graníticos e raras intercalações de quartzitos. Neste local, a espessura da sequência conglomerática atinge mais de cem metros. A Formação Arraias é representada por rochas sedimentares e rochas vulcânicas depositadas em um ambiente sinrifte, incluindo depósitos fluviais e eólicos intercalados com rochas vulcânicas ácidas, piroclásticas e basaltos. Os depósitos da fase rifte estão relacionados a uma estrutura extensional, desenvolvida entre 1770 e 1600 Ma no Centro-oeste do Brasil.

• Morraria do Urucum, Corumbá - Ladário, MS

Tipologia(s): Estratigráfico, metalogenético, paleoambiental
Localização no mapa anexo: 6
Autores da proposta: Carlos José de Souza Alvarenga, Paulo César Boggiani, Marcel Auguste Dardenne, Detlef Walde, Bernardo Tavares de Freitas
Justificativa: A Morraria do Urucum consitui relevo elevado com altitudes ao redor de 1 000 m que se destaca da planície do Pantanal Sulmatogrossense. A parte superior das morrarias é caracterizada pela presença de formações ferríferas e manganesíferas do Grupo Jacadigo de idade neoproterozóica, em franca atividade de mineração. Esse grupo é interpretado como depositado em bacia do tipo rift com arcóseos e conglomerados na base e sedimentos químicos bioquímicos na metade superior. As formações ferríferas neoproterozóicas, também conhecidas como tipo Rapitan, têm origem atribuida às glaciações globais do final dessa era, e seriam uma das evidências dessas glaciações. Essas formações ferríferas contrastam com as arqueanas e paleoproterozóicas e marcam a volta das condições oceânicas de precipitação de Fe, após interrupção ao final do Paleoproterozóico, por isso a relação com as glaciações globais. Os blocos isolados meio aos sedimentos químicos/bioquímicos em Urucum foram interpretados como de origem glacial, com interpretação alternativa de serem frutos de fluxos gravitacionais e a idade de sedimentação não se encontra definida. A sedimentação é atribuida ao final do Criogeniano, devido a posição da unidade abaixo de sedimentos ediacaranos do Grupo Corumbá. Praticamente todas as formações ferríferas neoproterozóica no globo vêm sendo interpretadas como associadas à glaciação do Criogeniano Médio (Sturtiano), apenas as de Urucum são associadas à glaciação do Criogeniano Superior (Marinoano), o que coloca a correta interpretação da idade e gênese como questão central para melhor formulação da hipótese *Snowball Earth*.

TIPOLOGIA PRINCIPAL: GEOMORFOLÓGICO

• Marmitas do Rio Carnaúba, Acari, RN

Tipologia(s): Geomorfológico
Localização no mapa anexo: 7
Autores da proposta: Wendson Dantas de Araújo Medeiros, Marcos Antonio Leite do Nascimento.
Justificativa: Excelente afloramento de granito porfirítico (Granito de Acari) submetido a intenso processo erosivo por ação das águas do Rio Carnaúba originando grandes marmitas ou caldeirões, indicativos de paleoclima mais chuvoso, com profundidades superiores a 3 metros, onde tribos pré-históricas deixaram registros de gravuras da Tradição Itaquatiara. Possui singular beleza cênica com potencialidades de desenvolvimento da atividade turística, a partir do geoturismo e ecogeoturismo. Possui potencial didático no âmbito da petrologia ígnea, metamórfica e geomorfologia, pois permite contar a história evolutiva natural da região.

• Restinga da Marambaia, RJ

Tipologia(s): Geomorfológico, sedimentar
Localização no mapa anexo: 8
Autor da proposta: Aziz Ab'Saber
Justificativa: A Restinga da Marambaia, administrada pela Marinha do Brasil, é um cordão litorâneo do litoral sul do Estado do Rio de Janeiro com 42 km de praias. Possui riqueza de elementos morfogenéticos com grandes áreas de restingas, incluindo campos de dunas e manguezais, como ecossistemas associados. Sua vegetação reúne uma das últimas reservas de Mata Atlântica do sudeste brasileiro. Em 1992 foi elevada à condição de Reserva da Biosfera do Programa *Man and Biosphere* (*MaB*) pela UNESCO.
A evolução geológica dessa área é complexa com grande variedade de processos sedimentares atuantes durante o Holoceno que culminaram com o fechamento da Restinga de Marambaia, após vários e sucessivos eventos eustáticos.

• Raso da Catarina, BA

Tipologia(s): Geomorfológico
Localização no mapa anexo: 9
Autor da proposta: Aziz Ab'Saber
Justificativa: O Raso da Catarina se insere na unidade geomorfológica Chapada do Tonã em rochas sedimen-

tares da Bacia Tucano-Jatobá, com destaque para conglomerados e arenitos com folhelhos subordinados da Formação Marizal do Cretáceo Superior. São recobertas por areias, argilas e crostas lateríticas. Caracteriza-se por feições planas relacionadas à horizontalidade das camadas cretácicas sustentadas por encouraçamentos ferruginosos e silcretes formados sobre uma superfície de aplainamento. O planalto rebaixado ou baixo peneplano do Raso da Catarina representa compartimento residual de maior expressão, uma verdadeira "chapada arenítica" formando uma superfície plana entre 350 a 550 metros. A reunião de fatores geológicos, morfogenéticos, pedológicos e climáticos, propicia uma singularidade das formas do relevo da área. O sítio proposto relaciona-se à borda escarpada sul do planalto do Raso da Catarina. Do ponto de vista fisiográfico, ecológico e social, é a mais homogênea de todas as regiões áridas da América do Sul, avalia o autor da presente proposta.

• Pico do Itacolomy de Buritizeiro, MG

Tipologia(s): Geomorfológico, sedimentar
Localização no mapa anexo: 10
Autor da proposta: Hernando Baggio Filho
Justificativa: Na porção central de Minas Gerais, amplas e recorrentes coberturas cretácicas ocupam o topo da chapadas esculpidas pela erosão regressiva dos afluentes das margens esquerda e direta do rio São Francisco. Essas coberturas, foram depositadas por sistemas flúvio-eólicos. A erosão diferencial agiu sobre estes arenitos esculpindo formas magníficas.

• Pico da Neblina, AM

Tipologia(s): Geomorfológico
Localização no mapa anexo: 11
Autor da proposta: Aziz Ab'Saber
Justificativa: O Pico da Neblina localizado no noroeste do Estado do Amazonas, na Serra do Imeri, é o ponto mais alto do Brasil com 2994 metros de altitude. É formado por rochas metassedimentares proterozóicas de baixo grau da Formação Serra da Neblina, como quartzitos e metaconglomerados, produtos de metamorfismo regional progressivo.

• Pico das Agulhas Negras, Serra do Itatiaia, RJ-MG

Tipologia(s): Geomorfológico, ígneo
Localização no mapa anexo: 12
Autor da proposta: Aziz Ab'Saber
Justificativa: Pico das Agulhas Negras é o pico mais alto da região Sudeste com 2.789 m e situa-se no Parque Nacional do Itatiaia, o mais antigo parque nacional do Brasil. As formações rochosas em pontas (ita-tiaia) são características das rochas do magmatismo alcalino, formadas nos diversos pulsos que formaram o vulcão que aí ocorreu, há cerca de 70 Ma. Os tipos de rochas predominantes são nefelina-sienitos e o núcleo do maciço é formado por brechas magmáticas e quartzo-sienitos.

• Serra da Capivara/ Pedra Furada, PI

Tipologia(s): Geomorfológico, estratigráfico
Localização no mapa anexo: 13
Autor da proposta: Aziz Ab'Saber
Justificativa: A proposta situa-se no Parque Nacional Serra da Capivara, sudeste do Piauí, compreendendo chapadas e vales, com desníveis de até 250m, formando uma paisagem diversificada com vales dendríticos e boqueirões estreitos e profundos. Onde os vales são mais alargados instalam-se baixões ou desfiladeiros, em cujas paredes aparecem inúmeras pinturas rupestres. O substrato rochoso é representado por coberturas sedimentares fanerozóicas da margem sudeste da Bacia do Parnaíba, envolvendo unidades dos grupos Serra Grande (conglomerados e arenitos silurianos) e Canindé (arenitos, siltitos e folhelhos devonianos) depositados sobre rochas do embasamento pré-cambriano que forma vasto pediplano,. onde se projetam inselbergs de granitóides, quartzitos e calcários metamórficos de baixo grau.
A Serra da Capivara é um santuário cultural da pré-história que concentra o maior número de sítios com pinturas rupestres do mundo, objeto de preservação e pesquisa da Fundação Museu do Homem Americano. As pinturas são registradas em arenitos e conglomerados no front de uma escarpa erosiva de beleza cênica excepcional. Os calcários expostos no pediplano formam áreas de relevo cárstico de pequenas dimensões com inúmeras cavidades que abrigam fósseis de rica megafauna pleistocênica, indicadores paleoclimáticos e artefatos líticos e ossos do homem paleolítico. O caráter excepcional do patrimônio geológico dessa região, associado aos aspectos ambiental, biológico, turístico, cultural e histórico, conferem à região excepcional valor.
A Pedra Furada ou Arco do Triunfo da Pedra Furada é uma exposição típica do Grupo Serra Grande (Formação Ipu) com mais de 50 m de conglomerados e arenitos vermelhos. É o monumento geológico emblemático da Serra da Capivara.

• Parque das Guaritas e o litoral de Torres, RS

Tipologia(s): Geomorfológico, ígneo, sedimentar
Localização no mapa anexo: 14
Autor da proposta: Aziz Ab'Saber
Justificativa: O nome Guarita se dá em razão do principal geomonumento da área possuir a forma de uma torre (30 m), o que lembra a estrutura de uma guarnição. Os afloramentos são formados basicamente pela associação de arenitos eólicos desérticos e vulcânicas na forma de morros testemunhos escarpados na linha da

praia (Formação Botucatu e níveis de arenitos *intertrap* do Juro-Cretáceo e Formação Serra Geral do Cretáceo Inferior). Uma característica geológica importante deste sítio é apresentar importantes exemplos da interação entre lavas vulcânicas e sedimentos eólicos não consolidados. O resultado do contato entre as lavas sobre sedimentos é a formação de brechas peperíticas, sendo as mesmas formadas basicamente por fragmentos de rocha vulcânica imersos em sedimentos.
Destacam-se três morros (torres) resistentes à erosão, rodeados por dunas e depósitos praiais e lagunares cenozóicos.
Os morros, com destaque para os morros do Farol e do Parque das Guaritas, apresentam paredões com disjunção colunar vertical na frente para o mar e com furnas marinhas em desenvolvimento na base, em belíssima paisagem do litoral norte gaúcho. O sítio reúne interesses científicos e geoturísticos.

• Paraúna, GO

Tipologia(s): Geomorfológico, sedimentar
Localização no mapa anexo: 15
Autor da proposta: Carlos José Souza de Alvarenga
Justificativa: Monumento natural de topografia ruiniforme com bizarras esculturas naturais em arenitos do Carbonífero Superior. Destaca-se a Serra das Galés, uma RPPN (Reserva Particular do Patrimônio Natural) localizada a 27 km da sede do município.

• Pães-de-açúcar de Pancas e Pedra Torta, ES

Tipologia(s): Geomorfológico
Localização no mapa anexo: 16
Autor da proposta: Aziz Ab'Saber
Justificativa: Cenários altamente significantes e de grande beleza cênica de morros e pães-de-açúcar granítico-gnáissicos da Serra do Mar, no Estado do Espírito Santo. Possui potencial turístico para caminhadas por trilhas e prática de escaladas e montanhismo. A região é tombada como Bem Paisagístico Natural pela Secretaria Estadual de Cultura.

• Morro do Penedo, Vitória, ES

Tipologia(s): Geomorfológico, paleoambiental
Localização no mapa anexo: 17
Autor da proposta: Aziz Ab'Saber
Justificativa: Morro do Penedo, uma grande pedra com 136 metros de altura que surge de dentro da baía de Vitória, mostra caneluras nas vertentes do morro com ranhura de abrasão de até 3 metros de amplitude, produzida pela ascensão do nível do mar. Provavelmente, essa feição abrasiva que entalha os sopés do Penedo representa a dinâmica ascensional do nível do mar no período do *optimum* climático entre 5.000 ou 6.000 anos AP (antes do presente).

• Lençóis Maranhenses e Delta do Parnaíba, MA-PI

Tipologia(s): Geomorfológico, sedimentar
Localização no mapa anexo: 18
Autor da proposta: Aziz Ab'Saber
Justificativa: Os Lençóis Maranhenses e o Delta do Parnaíba, no litoral dos estados do Maranhão e Piauí, respectivamente, constituem gigantesco complexo de ecossistemas de mangue, restinga e dunas de grande beleza cênica. Os Lençóis Maranhenses abrigam em seu interior aproximadamente 90.000 ha de dunas livres e lagoas interdunares de água doce, além de grandes áreas de restinga e de costa oceânica.
A região do delta do Parnaíba apresenta condições fisiográficas e ecológicas bastante complexas e dotadas de originalidade ímpar compreendendo um conjunto de ecossistemas embutidos em tabuleiros pré-litorâneos da Formação Barreiras. Caracteriza-se por uma desembocadura múltipla, ramificada em um arquipélago com cerca de setenta ilhas de variadas dimensões, separadas por canais fluviais labirínticos, alcançando o Oceano Atlântico através de cinco barras. O autor da presente proposta considera o Parnaíba como a forma mais perfeita de uma região deltaica do país.

• Inselbergs de Quixadá, CE

Tipologia(s): Geomorfológico
Localização no mapa anexo: 19
Autores da proposta: Vanda Claudino Sales, Jean-Pierre Peulvast
Justificativa: O Monumento Natural dos Monólitos de Quixadá é uma unidade de conservação de proteção integral do tipo monumento natural que tem o objetivo de preservar os inselbergs ou monólitos característicos da região por sua raridade, singularidade e beleza cênica. Os monólitos estão concentrados em mais de cinquenta elevações numa extensão de aproximadamente 20 km e sua escala de ocorrência é considerada gigantesca, atribuindo à paisagem um caráter singular e único no Brasil. A paisagem é formada por relevos residuais distribuídos sobre áreas planas. A forma como se apresentam é resultante da erosão diferencial em rochas cristalinas.

• Dedo de Deus, RJ

Tipologia(s): Geomorfológico
Localização no mapa anexo: 20
Autor da proposta: Aziz Ab'Saber
Justificativa: O Dedo de Deus é um pico com 1.692 metros de altitude e cujo contorno se assemelha a uma mão apontando o dedo indicador para o céu. Nota-se a presença de facetas triangulares (feições morfotectônicas indicadoras de erosão ao longo de planos de falhas).

É um dos vários monumentos geológicos da Serra dos Órgãos, denominação local para o setor da Serra do Mar fluminense, localizada entre as cidades de Petrópolis, Guapimirim e Teresópolis. A frente montanhosa da Serra dos Órgãos possui altitude pronunciada e apresenta relevo esculpido caprichosamente pela natureza.

• Chapada dos Guimarães, MT

Tipologia(s): Geomorfológico, paleoambiental, sedimentar, estratigráfico
Localização no mapa anexo: 21
Autor da proposta: Leonardo Fonseca Borghi de Almeida
Justificativa: Na Chapada dos Guimarães, a Formação Furnas mostra o registro impressionante de antigas tempestades (tempestitos) devonianas; a Formação Ponta Grossa apresenta o registro da renomada Fauna Malvinocáfrica interposto entre os registros da Bolívia e do Estado do Paraná, além de conter o braquiópode *Tropidoleptus carinatus*, elemento de ligação paleobiogeográfica das bacias sedimentares do Paraná e do Parnaíba durante um máximo transgressivo; e a Formação Botucatu apresenta belíssimas estratificações cruzadas de um paleodeserto jurássico, representativo de uma longa fase de desertificação do Gondwana reunido ao Pangea.

• Cânion de Xingó, Rio São Francisco, AL-SE

Tipologia(s): Geomorfológico
Localização no mapa anexo: 22
Autor da proposta: Aziz Ab'Saber
Justificativa: Monumental cânion escavado pelo Rio São Francisco em rochas granitoides da Suíte Intrusiva Xingó; rochas metamórficas do Complexo Canindé; e arenitos siluro-devonianos da Formação Tacaratu, formando paredões escarpados de até 100 metros de altura. Com a construção da barragem de Xingó, parte do cânion ficou afogada formando um lago de águas límpidas e calmas, onde existe uma infraestrutura para passeios a barco. Na área existem diversos sítios arqueológicos com pinturas rupestres e a cidade de Piranhas, construída em 1887 e tombada como patrimônio histórico, está ligada à história do famoso cangaceiro Lampião.

• Baías do Pantanal, Fronteira Brasil-Bolívia, MT

Tipologia(s): Geomorfológico
Localização no mapa anexo: 23
• Autor da proposta: Aziz Ab'Saber

Justificativa: A Planície do Pantanal, a mais típica das planícies brasileiras no oeste do Mato Grosso do Sul e sudoeste de Mato Grosso, cujas partes mais deprimidas formam inúmeros lagos conhecidos na região como "baías", na base das serranias fronteiriças entre o Brasil e a Bolívia. Durante sua formação, ela foi sendo preenchida por sedimentos arenosos trazidos por rios. Influenciada pela tectônica e surgida na passagem do Pleistoceno e o Holoceno, hoje representa uma extensa planície de sedimentação aluvial.
O Pantanal Mato-Grossense, na fronteira do Brasil com a Bolívia, guarda importante significado científico, dado o fato da depressão lagunar estar entre o dédalo das pequenas baías e canais deltáicos da parte brasileira do pantanal, enquanto da outra banda da lagoa ocorrem bordas de tabuleiros calcários do leste da Bolívia. O contraste entre os dois conjuntos de feições é extraordinário. As lagoas dos "pantanais" envolvem e se interpenetram pelas morrarias regionais. Região das grandes baías na periferia dissecada das morrarias e maciços calcários. Essa concentração de águas lagunares nos sopés e reentrâncias de serranias merece uma discussão genética mais aprofundada.

• Parque das Dunas, RN

Tipologia(s): Geomorfológico, sedimentar
Localização no mapa anexo: 24
Autores da proposta: Marcos Antônio Leite do Nascimento; Debora do Carmo Sousa; Guilherme Cherem Schwarz Pierri
Justificativa: O Parque Estadual Dunas de Natal, uma unidade de conservação do IDEMA-RN, apresenta rica geodiversidade traduzida em falésias e dunas ("amortecedores" da erosão costeira) devendo-se destacar que possuem uma beleza paisagística ímpar em pleno meio urbano. A inclusão do Parque das Dunas na lista de sítios da SIGEP permitirá que sua geodiversidade seja mais conhecida e divulgada, favorecendo assim, a conservação deste patrimônio geológico, atualmente ameaçado pela especulação imobiliária.

• Parque Estadual dos Três Picos, RJ

Tipologia(s): Geomorfológico, ígneo, tectono-estrutural
Localização no mapa anexo: 25
Autores da proposta: Miguel Antônio Tupinambá Araújo Souza, Marcelo Ambrósio Ferrassoli, Luiz Guilherme Almeida do Eirado Silva
Justificativa: Conjunto de enormes montanhas graníticas e escarpas íngremes de grande expressão cênica, com picos acima dos 2000 m, sendo uma delas, o Pico Maior de Friburgo (2318m), o ponto culminante de toda a Serra do Mar. Verdadeiros monumentos geológicos, inseridos no Parque Estadual dos Três Picos, abrigam nascentes de importantes bacias hidrográficas da Mata Atlântica, associadas a ecossistemas com rica biodiversidade.

TIPOLOGIA PRINCIPAL: HISTÓRIA DA MINERAÇÃO

• Mina de Passagem, Mariana, MG

Tipologia(s): História da mineração, metalogenético
Localização no mapa anexo: 26
Autores da proposta: Úrsula Ruchkys de Azevedo, Friedrich Ewald Renger, Maria Márcia Magela Machado, Carlos Maurício Noce
Justificativa: Sítio de interesse nacional do ponto de vista científico, educativo, turístico e histórico. Não é possível se traçar os rumos da história mundial do ouro sem se falar do "Ciclo do Ouro" brasileiro, da qual a mina da Passagem faz parte. O conhecimento dos depósitos de ouro do Distrito Aurífero de Ouro Preto-Mariana remonta ao final do século XVII, quando foi encontrado ouro aluvionar em abundância na região de Vila Rica e Mariana, e foi intensamente lavrado durante os séculos XVIII e XIX. A Mina de Passagem iniciou em 1729 uma lavra rudimentar e quase um século depois, em 1819, foi lavrada pelo Barão de Eschwege; o primeiro empreendimento mineiro de uma sociedade de acionistas no Brasil. A mineralização está associada a um sistema de falhas de empurrão que coloca itabiritos do Sgr. Minas em contato com diversas unidades do Sgr. Rio das Velhas e outras unidades do Sgr. Minas. Ocorrem dois tipos de minério: veios de quartzo sulfetados turmalínicos e anfibólio-xisto pirrotítico. Mais de 90% do ouro produzido proveio dos veios de quartzo, onde o ouro ocorre preferencialmente associado à arsenopirita.
Durante seu período de atividade, a Mina da Passagem representou a principal mina do Distrito Aurífero de Ouro Preto-Mariana com uma produção total estimada de 60 t de ouro em 284 anos de exploração. Atualmente desativada, pertence à Companhia de Minas de Passagem (CMP) e está aberta à visitação pública. A descida para as galerias subterrâneas se faz de através de um *trolley*, em um plano inclinado que chega a 315 m de extensão e 120 m de profundidade. Esta é a principal mina de ouro aberta ao público não só no Quadrilátero Ferrífero, como no Brasil.

TIPOLOGIA PRINCIPAL: ÍGNEO

• Dioritos do Rio Espinharas, PB

Tipologia(s): Ígneo
Localização no mapa anexo: 27
Autores da proposta: Thomas Ferreira da Costa Campos, Lauro Stoll Valenti Nardi
Justificativa: Na região do Seridó ocorrem, em cerca de 1 km^2, dioritos almofadados que fazem parte do Plutonito de Rio Espinharas, Paraíba. Evidências de campo, geoquímicas e petrográficas indicam que os dioritos almofadados formaram-se a partir da mistura física de um magma básico com um magma granítico. Há excelentes e raros exemplares de processo de mistura heterogênea de magmas, tanto pela sua grande dimensão como pela qualidade de afloramento. Este processo pode ser visualizado através de enclaves dioríticos microgranulares com aspectos almofadados, e contatos do tipo cúspide entre as rochas dioríticas e quartzo-monzoníticas a graníticas. A área encontra-se em terreno privado (Fazenda Suécia).

• Lavas Almofadadas de Pirapora do Bom Jesus, SP

Tipologia(s): Ígneo, paleoambiental
Localização no mapa anexo: 28
Autor da proposta: Colombo Celso Gaeta Tassinari
Justificativa: Afloramento de rochas máficas que fazem parte de um complexo ofiolítico pré-cambriano com a estratigrafia da crosta oceânica quase completa. Representam a camada superior da crosta oceânica contendo *pillow lavas* ou lavas almofadadas. Está preservado em um corte de fácil acesso, em rua asfaltada frente a uma escola de primeiro e segundo graus e próximo a outros afloramentos que compõe as outras camadas da crosta oceânica, como gabros e basaltos e das rochas que foram cavalgadas pelo ofiolito e que constituem as rochas metamórficas de baixo grau do Grupo São Roque. Este fato pode permitir inclusive a elaboração de um roteiro geológico na região. Trata-se de um afloramento raro, situado em zona urbana de acesso fácil, a 40 km da cidade de São Paulo e que merece ser preservado.

• Córrego Alagadinho, Crixás, GO

Tipologia(s): Ígneo
Localização no mapa anexo: 29
Autores da proposta: Hardy Jost, Marcelo Gonçalves Resende
Justificativa: A Formação Córrego Alagadinho consiste de uma espessa sequência de rochas ultramáficas komatiíticas e corresponde à Unidade Ultramáfica Inferior do Greenstone Belt de Crixás (Grupo Crixás), em Goiás. Os komatiítos exibem feições vulcânicas primarias tais como texturas spinifex e cumulática, brechas de fluxo, disjunção poliédrica e lavas almofadadas. As rochas ultramáficas, com alguns metassedimentos intercalados, são especialmente abundantes na parte sul do greenstone belt. A espessura preservada dos metakomatiitos da Formação Córrego Alagadinho é estimada em cerca de 900 a 500 m e seus protólitos tiveram composição peridotítica e piroxenítica e, por metamorfismo, foram transformados em xistos com proporções variadas de talco, clorita, serpentina, carbonato, actinolita, magnetita e/ou cromita.

• **Vulcanismo Rodeio Velho do Arroio Carajá, Caçapava do Sul, RS**

Tipologia(s): Ígneo
Localização no mapa anexo: 30
Autores da proposta: Wilson Wildner, Ricardo Cunha Lopes, Evandro Fernandes de Lima
Justificativa: Um dos mais bem preservados exemplos de manifestações vulcânicas da base do Paleozóico, o Vulcanismo Rodeio Velho está associado à Bacia Camaquã no Rio Grande do Sul. É interpretado como a última manifestação magmática da Orogênese Brasiliana, envolvendo um evento fissural em ambiente de placa extensional e pode estar relacionado ao estágio de rifte precursor da instalação da Bacia do Paraná. De idade meso-ordoviciana, é representado por basaltos subalcalinos, andesitos, traquiandesitos e andesitos basálticos, incluindo piroclásticas que variam de tufos a tufos lapilíticos. O sítio da barragem do Arroio Carajá é composto por um conjunto de lóbulos inflados e tubos de lavas do tipo pahoehoe, uma intrusão rasa e uma camada sedimentar (arenitos Guaritas).

TIPOLOGIA PRINCIPAL: METALOGENÉTICO

• **Marundito do Pico Pelado, Guarulhos, SP**

Tipologia(s): Metalogenético, metamórfico, paleoambiental
Localização no mapa anexo: 31
Autores da proposta: Annabel Pérez Aguilar; Caetano Juliani; Lena Virginia Soares Monteiro; Jorge Silva Bettencourt; Edson José de Barros; Márcio Roberto Magalhães de Andrade; Elton Soares de Oliveira; Rogério Rodrigues Ribeiro; Sibele Ezakii
Justificativa: Marunditos ou margarita-coríndon xistos são rochas metamórficas muito raras, tanto no Brasil, como no mundo. No Pico Pelado, os chamados marunditos Cabuçu constituem matacões e blocos *in situ*, associados a outros litotipos que fazem parte de um sistema mineralizante em ouro. Em sequências vulcanossedimentares metamorfizadas em grau médio constituem rochas-guias de grande importância em trabalhos de prospecção de ouro. Variedades ricas em coríndon constituem ocorrências de esmeril natural. O geossítio proposto encontra-se inserido no proposto Geoparque Ciclo do Ouro e constitui um mirante maravilhoso nas bordas da cidade de Guarulhos.

• **Pilar de Goiás, GO**

Tipologia(s): Metalogenético, paleoambiental
Localização no mapa anexo: 32
Autores da proposta: Hardy Jost, Marcelo Gonçalves Resende
Justificativa: O único conjunto conhecido no mundo de condutos de descarga exalativa circundados por auréolas de alteração hidrotermal de idade arqueana. São tubos circulares e elípticos com 0,5 a 1,5 m de diâmetro, formados por núcleo de quartzo leitoso sacaróide envolto por turmalinito maciço, de granulação muito fina e estrutura radiada.

TIPOLOGIA PRINCIPAL: METAMÓRFICO

• **Armação dos Búzios, RJ**

Tipologia(s): Metamórfico, mineralógico, tectono-estrutural
Localização no mapa anexo: 33
Autores da proposta: Renata da Silva Schmitt, Kátia Leite Mansur, Rudolph Allard Johannes Trouw
Justificativa: A beleza cênica do balneario Armação dos Búzios, litoral norte do Estado do Rio de Janeiro, reside na sua recortada costa rochosa constituída por espetaculares gnaisses que compõem a Sucessão Búzios. É formada predominantemente por cianita-sillimanita-granada-biotita gnaisses com intercalações anfibolíticas e calcissilicáticas, originadas num fundo marinho há 600 Ma e deformadas e metamorfisadas a alta pressão e temperatura durante o Cambriano, há 520 Ma, em um evento denominado Orogenia Búzios, relativamente jovem com relação aos eventos brasilianos-pan-africanos. A cadeia de montanhas, então produzida, foi gerada durante a colisão entre blocos continentais da América do Sul e da África, representando parte do supercontinente Gondwana.
Hoje, a Armação dos Búzios é uma região costeira cuja maior altitude não ultrapassa 200 metros acima do nível do mar.

TIPOLOGIA PRINCIPAL: MINERALÓGICO

• **Distrito Mineral do Alto Uruguai, RS**

Tipologia(s): Mineralógico
Localização no mapa anexo: 34
Autor da proposta: Pedro Luiz Juchem
Justificativa: A região é considerada hoje a maior jazida de ametista do planeta. Em associação, ocorrem ágata, quartzo cristal de rocha, quartzo leitoso, quartzo róseo euédrico, calcita, gipsita (variedade selenita) e, mais raro, barita.

TIPOLOGIA PRINCIPAL: PALEOAMBIENTAL

• **Estrias Glaciais de Witmarsum, PR**

Tipologia(s): Paleoambiental, sedimentar, estratigráfico, geomorfológico
Localização no mapa anexo: 35
Autores da proposta: Gilson Burigo Guimarães, Mário Sérgio de Melo, Gil Francisco Piekarz, Luiz Alberto Fernandes

Justificativa: A famosa exposição de estrias glaciais de Witmarsum, Paraná, formadas pela ação de geleiras há 300 milhões de anos, representa local privilegiado para a divulgação do conhecimento geocientífico. Nesse local é possível verificar diversos elementos necessários à construção de interpretações paleoambientais (neste caso, processos de erosão e sedimentação glaciais). Este tipo de evidência paleoclimática serviu no começo do século passado como um dos elementos de sustentação da Teoria da Deriva Continental, apresentada por Alfred Wegener (Glaciação Permocarbonífera do Gondwana).

• Paleolagunas na Estação Ecológica Juréia-Itatins, SP

Tipologia(s): Paleoambiental, sedimentar, estratigráfico, geomorfológico
Localização no mapa anexo: 36
Autores da proposta: Alethéa Ernandes Martins Sallun, Kenitiro Suguio, William Sallun Filho, Wania Dulebades
Justificativa: A Estação Ecológica Juréia-Itatins, situada no litoral Sul do Estado de São Paulo, está inserida em um dos principais conjuntos de ecossistemas do mundo, além da extrema beleza cênica. Estende-se por área superior a 600 km^2, dos quais mais de 100 km2 são ocupados pelo Morro da Juréia e maciços menores de rochas cristalinas pré-cambrianas. A área restante de 500 km2 forma a planície costeira formada por paleocordões arenosos e depósitos paleolagunares, ambos de idades holocênicas e pertencentes à Formação Ilha Comprida. Os depósitos paleolagunares e paleolacustres contém importantes registros de oscilações negativas dos paleoníveis marinhos holocênicos. Além de sua beleza e importância ambiental, apresenta importantes vestígios arqueológicos e interesse histórico-cultural.

• Turfeira da Campina do Encantado, Pariquera-Açu, SP

Tipologia(s): Paleoambiental, sedimentar, estratigráfico
Localização no mapa anexo: 37
Autores da proposta: Alethéa Ernandes Martins Sallun, Kenitiro Suguio, William Sallun Filho, Márcia Santana de Lima
Justificativa: Na turfeira da Campina do Encantado está preservado um conjunto de indicadores paleoambientais em área continental que indicam padrões de mudanças ambientais de escalas milenares correlacionáveis com os estágios marinhos isotópicos e variações relativas do nível do mar reconhecidas mundialmente.

• Bacia do Gandarela, MG

Tipologia(s): Paleoambiental, sedimentar, estratigráfico, paleontológico, história da mineração
Localização no mapa anexo: 38
Autor da proposta: José Ricardo Maizatto
Justificativa: Depósitos sedimentares continentais formados entre o Neoeoceno e o Eomioceno com ocorrência única de três unidades continentais cronoestratigráficas empilhadas, associadas a importantes depósitos fossilíferos. A pequena bacia de Fonseca situada no Quadrilátero Ferrífero, Estado de Minas Gerais, tem interesse histórico, econômico, científico e para a história da mineração. Constitui um clássico exemplo de sedimentos do Paleógeno-Neógeno (ex-Terciário), tendo despertado o interesse de vários pesquisadores, desde a segunda metade do século passado, como importante sítio geológico e paleontológico brasileiro, por conter depósitos de canga, linhito e excepcional riqueza de fósseis vegetais. O fóssil mais notável pertence a uma flor, relativamente bem conservada, apresentando a impressão das pétalas e androceu, o primeiro registro de uma flor fóssil no Cenozóico do Brasil, conforme descrito no Vol. I da SIGEP (2002). O primeiro estudo na Bacia do Gandarela foi feito por Gorceix (1876), fundador da Escola de Minas de Ouro Preto, que descreveu a canga, os depósitos sedimentares da bacia e alguns de seus fósseis.

• Dunas de Araçá, Barcelos, AM

Tipologia(s): Paleoambiental
Localização no mapa anexo: 39
Autor da proposta: Arnaldo Carneiro Filho
Justificativa: Preservar registros geológicos que permitam reconstruir a história evolutiva da região amazônica nos últimos 40.000 anos, incluindo as dunas do Araçá desenvolvidas em um contexto climático diferente do atual e numa paisagem despida de vegetação, ou de cobertura rala.

• Furna Marinha de Sombrio, SC

Tipologia(s): Paleoambiental, geomorfológico, estratigráfico
Localização no mapa anexo: 40
Autor da proposta: Manfredo Winge
Justificativa: Essa furna de origem marinha está localizada cerca de 10 km do litoral e a ~ 7 m de altitude, representando a posição do litoral provavelmente no Holoceno mais antigo, durante estágio eustático positivo (*optimum* climático ?). Ela vem sendo depredada com riscos.

TIPOLOGIA PRINCIPAL: PALEONTOLÓGICO

• Fauna de Mocambo, Norte de Teresina, PI

Tipologia(s): Paleontológico
Localização no mapa anexo: 41
Autora da proposta: Maria da Glória Pires de Carvalho

Justificativa: Fauna de invertebrados do Pensilvaniano que poderiam representar a transição entre o Gondwana e a Laurásia. Nas camadas situadas na parte superior da Formação Piauí do Pensilvaniano (Carbonífero Superior) da Bacia do Parnaíba, ocorre uma fauna de invertebrados com moluscos bivalves em calcários da Fazenda Mocambo, Município José de Freitas, a norte de Teresina, Piauí. Foram identificados no Calcário Mocambo, moluscos, anelídeos, briozoários, esponjas, ostracodes, fragmentos de crinóides, equinóides, holoturóides, peixes, foraminíferos arenáceos, conodontes escolecodontes, braquiópodos e trilobitas. Pelos conodontes encontrados, a idade pensilvaniana (inferior a média) foi assinalada na parte superior da formação. Os carbonatos estão associados a ambientes marinhos costeiros rasos, apresentando estruturas de retrabalhamento por ondas de maré e tempestades. A composição das faunas mostra fortes similaridades taxonômicas com faunas dos Estados Unidos da América. As associações das assembleias de bivalves tem afinidades com a província biogeográfica de Tétis.

• Floresta petrificada de Teresina, PI

Tipologia(s): Paleontológico
Localização no mapa anexo: 42
Autor da proposta: Aziz Ab'Saber
Justificativa: Exposição de troncos petrificados do Permiano localizados na cidade de Teresina, único sítio paleontológico no Brasil localizado dentro de uma capital. Constitui exposição da Formação Pedra de Fogo, no contexto da Bacia Sedimentar do Parnaíba. As plantas fósseis predominantes são as gimnospermas e, em menor número, as pteridófitas. A presença de fóssil da samambaia Psaronius sp. permite atribuir idade permiana à Formação Pedra de Fogo. Essa samambaia fóssil pertence ao grupo das Pteridófitas denominada de *Teresinoxilon Eusebioi* (homenagem ao paleontólogo Dr. Euzébio de Oliveira).
A Floresta Fóssil de Teresina destaca-se por possuir vários troncos em posição vertical ou de vida. Embora sejam conhecidas outras ocorrências de troncos fósseis em várias regiões da bacia, só em Teresina foram encontrados troncos em posição de crescimento, fato muito importante por aportar informações valiosas para interpretar o ambiente e a ecologia do passado. Em 1993 foi criado o Parque Municipal da Floresta Fóssil do Rio Poti pelo Decreto Municipal nº. 2.195. Embora protegida por lei, a Floresta Fóssil de Teresina encontra-se ameaçada por diversos tipos de depredação, não dispondo de vigilância ou infraestrutura para receber visitantes.

• Mafra-Rio Negro, SC e PR

Tipologia(s): Paleontológico, estratigráfico
Localização no mapa anexo: 43
Autores da proposta: Oscar Rösler, Luiz C. Weinschutz, Martha Richter
Justificativa: Peixes e vegetais fósseis em excelente estado de conservação, associados a depósitos glaciais. O sítio proposto compreende camadas do Folhelho Lontras (Formação Rio do Sul, Grupo Itararé) expostas na região de Mafra (SC) e depositadas por influência glacial, no limite do Carbonífero-Permiano. Os fósseis encontram-se em folhelhos negros com conodontes, insetos, folhas, lenhos, sementes, crustáceos, peixes, coprólitos, braquiópodes e esponjas. O registro fóssil observado nesses folhelhos permite identificar um paleoambiente marinho ou lagunar.
Adicionalmente, às margens do rio Negro, em Rio Negro (PR), está exposto o Monumento Natural da Pedra Caída, cujo significado é explicitado em linguagem popular através de um painel do Serviço Geológico do Paraná (MINEROPAR). Nesse sítio ocorre um enorme bloco arredondado de granito em meio a um varvito do Grupo Itararé, impressionante testemunho da presença de geleiras no limite do Carbonífero-Permiano.

• Mina Saladeiro (Porto Sobramil), Escarpa Corumbá-Ladário, MS

Tipologia(s): Paleontológico e estratigráfico
Localização no mapa anexo: 44
Autores da proposta: Detlef Walde, Bernd Erdtmann, Thomas R. Fairchild e Paulo C. Boggiani
Justificativa: Em antiga área de lavra da Itaú Cimentos, na escarpa de Corumbá–Ladário, às margens do Rio Paraguai em Mato Grosso do Sul, foram encontrados os mais antigos fósseis de animais que se conhece na América do Sul. Um deles, *Corumbella werneri*, foi assim batizado em homenagem à cidade de Corumbá e outro, do gênero *Cloudina*, é o primeiro registro conhecido de formação de concha. Datações radiométricas (U-Pb em zircões) têm demonstrado idades próximas ao limite Pré-Cambriano–Cambriano, o que torna a área, representada por exposições das formações Tamengo e Guaicurus (Grupo Corumbá), de interesse para estudos paleontológicos e estratigráficos e o entendimento desta transição, marcada por variações globais que antecederam a subsequente diversificação de espécies do Cambriano.

• Silexito microfossilífero e estromatólitos da Fazenda Funil, Cabeceiras, GO

Tipologia(s): Paleontológico
Localização no mapa anexo: 45
Autores da proposta: Thomas Rich Fairchild, Edi Mendes Guimarães, Evelyn Sanchez.
Justificativa: Camada de silexito preto contendo microfósseis bem preservados do Neoproterozóico. Estruturas estromatolíticas do tipo *Conophyton*, no Grupo Paranoá.

• **Vertebrados Permianos de Pastos Bons, MA**

Tipologia(s): Paleontológico
Localização no mapa anexo: *46*
Autor da proposta: Diogenes de Almeida Campos
Justificativa: Presença de vertebrados fósseis permianos da formação Pedra de Fogo, Bacia Sedimentar do Parnaíba. Entre os vertebrados do topo da formação ocorre uma variada fauna de peixes, sendo assinalados Chondrichtyes e Osteichthyes.
Entre os Chondrichtyes merecem destaque dentes e espinhos de *"Xenacanthus" albuquerquei* , *"Ctenacanthus" maranhensis* e *Anisopleurodontis pricei* .
Entre os Osteichthyes ocorrem restos de celacantídeos, dipnóicos e um crânio de peixe paleonisciforme *Brazilichthys macrognathus* para o qual foi criado o gênero *Brazilichthys* e a família *Brazilichthyidae.*
Destaca-se ainda a presença do anfíbio archegosaurídeo *Prionosuchus plummeri,* provavelmente o maior anfíbio labirintodonte até o momento conhecido, cujo focinho extremamente longo e estreito sugere que a Formação Pedra de Fogo tem idade Neopermiana, em vez de Eopermiana.
Pastos Bons é, portanto, a localidade-tipo de *Brazilichthys macrognathus* e de *Prionosuchus plummeri.*

• **Icnofósseis Devonianos de São Luiz do Purunã, PR**

Tipologia(s): Paleontológico, paleoambiental, sedimentar
Localização no mapa anexo: 47
Autores da proposta: Gilson Burigo Guimarães, Mario Luis Assine, Renata Guimarães Netto, Mário Sérgio de Melo, José Roberto de Góis
Justificativa: De fácil acesso, o sítio é um retrato abrangente da diversidade de icnofósseis descritos para a Formação Furnas, no flanco leste da Bacia do Paraná. Em excelente estado de preservação, o sítio é um dos mais antigos (~ 400 milhões de anos) e inequívocos registros de interações paleoecológicas da fauna em território paranaense. Alguns icnogêneros (*Cruziana* e *Rusophycus*) são mundialmente considerados como vestígios de artrópodes exclusivamente marinhos (trilobitas), o que serve de argumento adicional à interpretação de que o ambiente deposicional da Formação Furnas foi marinho, em porções significativas de sua extensão. Por se situar às margens de uma rodovia federal, o sítio encontra-se em risco de que obras civis diversas (ampliação de área de acostamento, instalações de apoio da concessionária de serviços rodoviários, etc.) descaracterizem o local. Intervenções recentes, tais como a instalação de painel explicativo e isolamento da área por parte da concessionária, representam ações positivas em prol da conservação deste patrimônio paleontológico.

• **Fósseis invertebrados de Rancharia, Araripina, PE**

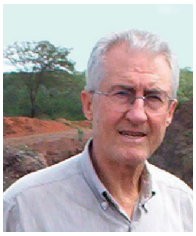
Tipologia(s): Paleontológico, paleoambiental, estratigráfico
Localização no mapa anexo: *48*
Autores da proposta: Alcina Magnólia Franca Barreto, José Bernardo Rodrigues Brilha, Alexandre Magno Feitosa Sales, José Augusto Costa de Almeida.
Justificativa: A Formação Santana no Estado de Pernambuco apresenta afloramentos fossilíferos com atributos científicos particulares, voltados à diversidade de elementos marinhos, quando comparados a outros conhecidos na Bacia sedimentar do Araripe. Os sítios Canastra, Torre Grande e Saúnas, situados no distrito de Rancharia, Araripina, apresentam estratos de calcarenitos com maior diversidade e melhor qualidade de preservação de equinóides, gastrópodes e bivalves, de preferências ecológicas que evidenciam inquestionavelmente a transgressão marinha na parte superior da Fm. Santana, mostrando possível proximidade da conexão de uma laguna com o mar Albiano nessa porção oeste da bacia. Tal situação está relacionada ao registro da abertura do Oceano Atlântico no interior do continente.

TIPOLOGIA PRINCIPAL: SEDIMENTAR

• **Campo gigante de geyseritos permianos, Anhembi, SP**

Tipologia(s): Sedimentar
Localização no mapa anexo: 49
Autores da proposta: Jorge Kazuo Yamamoto, Thomas Rich Fairchild, Paulo César Boggiani, Tarcísio José Montanheiro, Carlos César de Araújo; Thiago Piacentini; Sérgio Fabris de Matos
Justificativa: Milhares de cones silicosos ao meio de sedimentos finos e margosos da Formação Terezina (Permiano–Bacia do Paraná) foram inicialmente identificados como estromatólitos por Paulo César Soares. Estudos mais pormenorizados, conduziram Armando Coimbra a interpretá-los como geyseritos. Detalhado levantamento recente permitiu mapear 4.500 cones o que demonstra constituir um campo de geyseritos atípico, por estarem situados num contexto intraplaca, semelhante aos geyseritos modernos de Yellostone (USA). Uma questão ainda em aberto é a ausência de uma fonte termal dos eventos de geysers.

Breves Notas
Sobre os Organizadores



MANFREDO WINGE

Nascido em Porto Alegre/RS (1939), graduado em geologia pela UFRGS (1962), fez cursos de processamento (IBM-1968) e sensoriamento remoto (ênfase em Geologia – INPE, 1982), mestrado (1981) em Prospecção e Geologia Econômica e doutorado (1995) em Geologia Regional pela UnB. Realizou mapeamento geológico sistemático (1963-1968) no PI, CE, PB, PE e BA junto à SUDENE e Prospec. No DNPM (1968-1978) atuou em direção, supervisão de projetos e assessoria, destacando-se a coordenação do *design* e execução do Projeto Sistema de Informações Geológicas – PROSIG. Na Universidade de Brasília (1978-1996) lecionou instrumentação geológica básica, geologia de campo, estratigrafia, fotogeologia e sensoriamento remoto, petrologia metamórfica; desenvolveu pesquisas (*greenstone belts*, granulitos, termobarometria); foi sub-chefe e coordenador do curso de geologia. Foi consultor *ad hoc* do CNPq em cartografia geológica. Aposentado, montou e gerenciou o primeiro *website* do Instituto de Geociências da UnB, realizando cadastro de Teses em Geociências no Brasil e montagem e gerenciamento do *site* do Glossário Geológico entre outras ações. É representante da Sociedade Brasileira de Geologia – SBG junto à SIGEP desde a sua criação em 1997. Montou e gerencia o *site* da SIGEP; participou do corpo editorial do Volume I de SÍTIOS GEOLÓGICOS E PALEONTOLÓGICOS DO BRASIL e dos Volumes II e III que tem coordenado. **e-mail:** *mwinge@terra.com.br* - **CV-Lattes:** *http:///lattes.cnpq.br/7105079565645196*



CARLOS SCHOBBENHAUS

Natural de Rio Negro (PR), é geólogo pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (1964) com estudos de pós-graduação nas universidades de Heidelberg (1968-69), Brasília (1982-1986) e Freiburg i. Br. (Dr. *rer. nat*., 1989-1993). Bolsista de produtividade em pesquisa nível I-A do CNPq (1993-2000). Realizou mapeamento geológico na Chapada Diamantina e Serra do Espinhaço (BA e MG) pela Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste – Sudene. Executou e coordenou projetos nacionais e sul-americanos de integração da geologia e recursos minerais publicados pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM e pelo Departamento Nacional de Produção Mineral – DNPM. Destacam-se a Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (CPRM, 2004), o Mapa Geológico do Brasil (DNPM, 1981; CPRM, 2001), o Mapa Geológico da América do Sul (CGMW/DNPM/ CPRM/Unesco, 2000 e 2001) e os livros Geologia do Brasil (DNPM, 1981), Principais Depósitos Minerais do Brasil (DNPM, 6 vol., 1985 a 1997), Metalogênese do Brasil (CPRM-UnB, 2001) e Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil (CPRM, 2003). É coordenador nacional do Projeto Geoparques-CPRM, vice-presidente da *Commission for the Geological Map of the World – CGMW* para a América do Sul, membro fundador, representante da CPRM e presidente da Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos – SIGEP.
e-mail: *carlos.schobbenhaus@cprm.gov.br* - **CV-Lattes:** *http:///lattes.cnpq.br/3189973595608005*



CELIA REGINA DE GOUVEIA SOUZA

Nascida em São Paulo-SP (1959), geóloga pelo Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (1983) com mestrado em Oceanografia Geológica pelo Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo (1990) e doutorado em Geologia Sedimentar pelo Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (1997). É Pesquisadora Científica nível VI do Instituto Geológico da Secretaria de Meio Ambiente do Estado de São Paulo (SMA) desde 1992, atuando como especialista em Geomorfologia Costeira, Geologia e Geomorfologia de Ambientes Sedimentares Costeiros, Biogeografia e Gerenciamento Costeiro. Foi professora-orientadora do Programa de Pós-Graduação em Biodiversidade e Meio Ambiente do Instituto de Botânica-SMA. É professora-orientadora do Programa de Pós-Graduação em Geografia Física do Departamento de Geografia da Universidade de São Paulo. Ocupou o cargo de Secretário da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário – ABEQUA entre 1985 e 2001 e de Presidente entre 2002 e 2005, sendo representante da ABEQUA junto à SIGEP desde o início de suas atividades. É editora e autora do Livro Quaternário do Brasil.
e-mail: *celiagouveia@gmail.com* - **CV-Lattes:** *http:///lattes.cnpq.br/5416824677182652*



ANTONIO CARLOS SEQUEIRA FERNANDES

Nascido no Rio de Janeiro/RJ (1951) é Licenciado e Bacharel em História Natural pela Universidade Gama Filho (1973), Licenciado em História pela Universidade Veiga de Almeida (2004), Mestre (1978) e Doutor (1996) em Ciências - Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro. Professor da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) de 1977 a 2005 lecionou Paleontologia e Neontologia nos cursos de Geologia e Oceanografia, respectivamente. Atualmente ocupa o cargo de Professor Associado da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), lotado no Departamento de Geologia e Paleontologia do Museu Nacional. É professor do curso de especialização em Geologia do Quaternário e de pós-graduação em Ciências Biológicas (Zoologia) do Museu Nacional/UFRJ, e de Geologia do Instituto de Geociências/UFRJ. Ocupou o cargo de presidente (1995/1997) e vice-presidente (1998-2001) da Sociedade Brasileira de Paleontologia, representando-a atualmente junto à SIGEP. Curador da coleção de paleoinvertebrados do Museu Nacional e Bolsista do CNPq desenvolve pesquisas relacionadas à Icnologia, Paleontologia de Invertebrados e história da Paleontologia brasileira e das coleções geopaleontológicas do Museu Nacional, é membro efetivo da Academia Teresopolitana de Letras e Sócio Correspondente Brasileiro da Classe de Ciências da Academia das Ciências de Lisboa.
e-mail: *fernande@acd.ufrj.br* - **CV-Lattes:** *http://lattes.cnpq.br/4871036644771806*



MYLÈNE LUÍZA CUNHA BERBERT-BORN

Nascida em Americana/SP (1967). Graduada em Geologia pela Universidade de Brasília (1990), Mestre em Geoquímica Ambiental pela Universidade Federal de Ouro Preto (1998). Iniciou carreira profissional como geóloga espeleóloga da Fundação Gorceix de Ouro Preto (1991-1994). Compõe o quadro técnico do Serviço Geológico do Brasil - CPRM desde 1994, com desempenho focado em terrenos cársticos e gestão ambiental. Trabalhou no Cecav – Centro Nacional de Estudo, Proteção e Manejo de Cavernas do ICMBio (2001-2003) e no Ministério da Integração Nacional (2005-2006) em regime de cessão. Vem atuando formalmente na construção de uma política nacional direcionada aos sistemas cársticos e patrimônio geológico, em discussões e Grupos de Trabalho envolvendo legislação ambiental específica, procedimentos normativos e planejamento.

e-mail: *mylene.berbertborn@cprm.gov.br* - **CV-Lattes:** *http:///lattes.cnpq.br/5840170525470536*



WILLIAM SALLUN FILHO

Nascido em São Caetano do Sul, SP, em 1973, geólogo pelo Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo em 1996, com mestrado em Geociências (Geologia Sedimentar, Paleontologia) pelo Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo em 1999 e Doutorado em Geociências (Geoquímica de Superfície, Terrenos Cársticos) pelo Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo em 2005. É Pesquisador Científico V no Instituto Geológico da Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo, atuando em Geologia Geral, Paleontologia, Geologia de Cavernas e Terrenos Cársticos. Representante da Sociedade Brasileira de Espeleologia (SBE) junto à Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP) desde 2008. Bolsista de Produtividade em Pesquisa 2 do CNPq.

e-mail: *wsallun@gmail.com* - **CV-Lattes:** *http:///lattes.cnpq.br/1650336456201415*



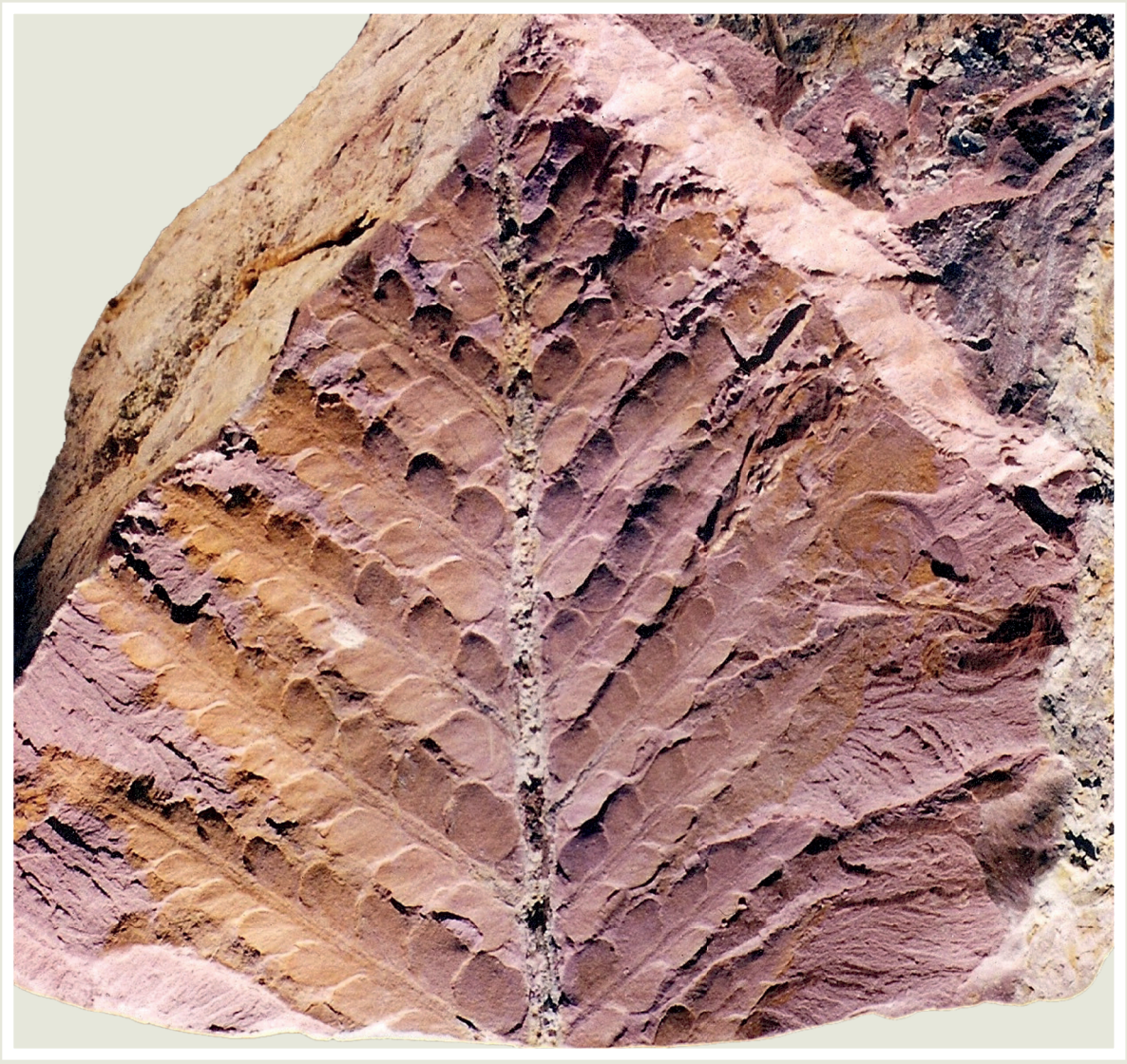
EMANUEL TEIXEIRA DE QUEIROZ

Natural de Xique-Xique/BA, Geólogo (UFBA/1968), com pós-graduação em "Geologia de Campo Avançada"(USGS/CPRM/1974) e "Geologia Econômica e Prospecção Mineral" (UnB/DF – 1988). Tem experiência profissional: Mapeamento Geológico Sistemático e Detalhe (1969/1974 – DNPM/CPRM/BH); Planejamento Operacional de Prospecção e Pesquisa Mineral e Desenvolvimento (1974/1982 – MAGNESITA S/A); Consultoria Técnica em Exploração Mineral (1982/1983 – ICAL S/A e Secretaria de Minas e Energia/BA); Coordenação/Execução do Programa Nacional de Distritos Mineiros e de Projetos de Geologia Básica e de Exploração Mineral (DNPM – 1983/2007). No DNPM ocupou cargos de Chefe de Serviço de Exploração Mineral e Metalogenia, Chefe de Divisão de Recursos Minerais e Hídricos Subterrâneos, Líder de Grupo de Fiscalização da Pesquisa e Águas Minerais, Diretor de Exploração Mineral. Atualmente, Chefe da Divisão Técnica de Água Mineral. Produção técnico-científica acima de sessenta trabalhos (publicados e inéditos). Recebeu Medalha de Reconhecimento Técnico (Magnesita/1979), Diploma de Mérito Profissional pela Dedicação ao Desenvolvimento Mineral do País (SBG-Brasília/1993), Medalha do Mérito Mineral de Excelência Técnico-científica (DNPM/2010) e Comenda Benedictus Mário Mourão - valorização das águas minerais, crenologia e termalismo (ABINAM/2010). É membro fundador e representante do DNPM na SIGEP e participante do corpo editorial da obra Volumes I, II e III de SÍTIOS GEOLÓGICOS E PALEONTOLÓGICOS DO BRASIL.

e-mail: *Emanuel.Queiroz@dnpm.gov.br*

planetaterra®
Ciências da Terra para a Sociedade

ISBN 978-85-7499-198-6



SIGEP
Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos

ABC - ABEQUA - CPRM - DNPM - IBGE - IBAMA - ICMBio - IPHAN - PETROBRAS - SBE - SBG - SBP - UGB

CPRM
Serviço Geológico do Brasil

Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral

Ministério de Minas e Energia

BRASIL UM PAÍS DE TODOS
GOVERNO FEDERAL